



***XII Международная
научно-практическая
конференция
«Новые идеи в науках о Земле»
8 - 10 апреля 2015 г.***

**Посвящается 70-летию ПОБЕДЫ
в Великой Отечественной войне**

ДОКЛАДЫ

**1
ТОМ**

**XII МЕЖДУНАРОДНАЯ
НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ
КОНФЕРЕНЦИЯ
«НОВЫЕ ИДЕИ
В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ»**

**1
volume**

**XII INTERNATIONAL
SCIENTIFIC-PRACTICAL
CONFERENCE
«NEW IDEAS
IN EARTH SCIENCES»**

08 – 10 апреля 2015 года

Москва 2015

ББК 26.3+65+67+70/79
УДК 55(556.3+624.13+574:55+33)
Н766

«Новые идеи в науках о Земле», XII Международная научно-практическая конференция (2015 ; Москва).

XII Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле» (Москва : Российский государственный геологоразведочный университет, 8–10 апреля, 2015 г.) : в 2 т. : доклады / ред. коллегия: В.И. Лисов, В.А. Косьянов, О.С. Брюховецкий. – Т. 1. – М. : МГРИ-РГГРУ, 2015. – 576 с.

Организация XII Международной научно-практической конференции
«Новые идеи в науках о Земле»
и издание материалов осуществлено при
финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных
Исследований (Проект № 15-05-20139)

Редакционная коллегия:

В.И. Лисов, В.А. Косьянов, О.С. Брюховецкий



ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РФ
ОАО «РОСГЕОЛОГИЯ»
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО
ОРДЖОНИКИДЗЕ (МГРИ-РГГРУ)

ОРГКОМИТЕТ:

Сопредседатели:

ПАНОВ Р.С. — Генеральный директор ОАО «Росгеология»,
ЛИСОВ В.И. — Ректор МГРИ-РГГРУ

Заместитель сопредседателей:

КОСЬЯНОВ В.А. — Проректор по научно-производственной
и инновационной деятельности МГРИ-РГГРУ

Члены оргкомитета:

СЕРГЕЕВ А.Ю. — Заместитель Генерального директора ОАО «Росгеология»; **ОРЕЛ А.В.** — Директор Департамента Министерства природных ресурсов и экологии РФ; **ЛАДНЫЙ А.О.** — Заместитель директора Департамента науки и технологий Министерства образования и науки РФ; **ТРУБЕЦКОЙ К.Н.** — Академик РАН, Советник Президента РАН, вице-президент Академии горных наук; **БРЮХОВЕЦКИЙ О.С.** — Директор Центра экспертизы МГРИ-РГГРУ

В РАБОТЕ КОНФЕРЕНЦИИ ПРИНИМАЮТ УЧАСТИЕ:

ХЛОПОНИН А.Г. — Заместитель Председателя Правительства РФ;
ЛИВАНОВ Д.В. — Министр образования и науки РФ; **ДОНСКОЙ С.Е.** — Министр природных ресурсов и экологии РФ; **ДРАГУНКИНА З.Ф.** — Председатель Комитета СФ по науке, образованию и культуре;
ГОРБУНОВ Г.А. — Председатель Комитета СФ по аграрно-продоволь-



ственной политике и природопользованию; **ПАК В.А.** — зам. Министра природных ресурсов и экологии РФ — руководитель Федерального агентства по недропользованию «РОСНЕДРА»; **КОЗЛОВСКИЙ Е.А.** — Вице-президент РАЕН, Член Высшего Горного Совета России, Министр геологии СССР (1975—1989), д.т.н., профессор; **ЗИНУРОВ Р.Н.** — Член Совета Федерации РФ. Комитет по международным отношениям; **ОРЛОВ В.П.** — Президент Российского геологического общества; **КАШИН В.И.** — депутат Госдумы РФ; **МИРОНОВ С.М.** — депутат Госдумы РФ, Почетный профессор МГРИ-РГГРУ.

ЗАРУБЕЖНЫЕ УЧАСТНИКИ:

ИБРОХИМ АЗИМ — Заместитель Премьер-министра республики Таджикистан; **САНАКУЛОВ К.С.** — Генеральный директор ГП «Навоийский горно-металлургический комбинат», ректор Навоийского государственного горного института, доктор технических наук, профессор; **БЕРНД МАЙЕР** — Ректор Фрайбергской Горной Академии; **АНДРЕАС ХЕДШУХ** — Канцлер Фрайбергской Горной Академии; **ГЕРХАРД ХАЙДЕ** — Профессор Фрайбергской Горной Академии; **САТТОРОВ И.М.** — Чрезвычайный и полномочный посол республики Таджикистан в РФ; **ПУНСАЛМАА ОЧИРБАТ** — Первый президент Монголии (1990—1997 гг.), профессор; **ДЖАО ПЭНДА** — Президент Пекинского геологического университета, профессор; **ЛИ ПЕЙЧЭН** — Академик инженерной академии КНР, профессор Чаньаньского университета, Почетный профессор МГРИ-РГГРУ; **ЭССАИД АУЛИ** — Президент, генеральный директор Алжирской компании горной промышленности и геологических исследований; **ЦЫГАНОВ А.Р.** — Академик, Национальной академии Республики Беларусь; ученые-геологоразведчики из **АВСТРАЛИИ, БОЛГАРИИ, ВЬЕТНАМА, ГРУЗИИ, ЕГИПТА, ИТАЛИИ, ИРАКА, КАЗАХСТАНА, КАНАДЫ, КАТАРА, КИРГИЗИИ, КОЛУМБИИ, КНР, МОНГОЛИИ, НИДЕРЛАНДОВ, ПОЛЬШИ, САУДОВСКОЙ АРАВИИ, СУДАНА, США, ТАДЖИКИСТАНА, УЗБЕКИСТАНА, УКРАИНЫ, ФРГ** и др.

АКАДЕМИКИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК:

ГЛИКО А.О. — Академик-секретарь РАН, Отделение Наук о Земле; **ЛАВЕРОВ Н.П., РУНДКВИСТ Д.В., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н., ТРУБЕЦКОЙ К.Н., БОРТНИКОВ Н.С., ОСИПОВ В.И., МАЛЫШЕВ Ю.Н., МЕЛЬНИКОВ В.П.** и др.



ПАРТНЕРЫ КОНФЕРЕНЦИИ:

1. **РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ – «РФФИ»**
2. **РОССИЙСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО – «РОСГЕО»**
3. **АССОЦИАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОРГАНИЗАЦИЙ – «АГО»**
4. **ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ – ФГУП «ИМГРЭ»**
5. **ГИДРОСПЕЦГЕОЛОГИЯ – ФГУП «ГИДРОСПЕЦГЕОЛОГИЯ»**
6. **ФГУП «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ИМ. Н.М. ФЕДОРОВСКОГО» – ФГУП «ВИМС»**
7. **ОБЪЕДИНЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОМПАНИЯ – ЗАО «ОГК ГРУПП»**
8. **ФГУП «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ НЕФТЯНОЙ ИНСТИТУТ» – ФГУП «ВНИГНИ»**
9. **ТУЛЬСКОЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ – ОАО «ТУЛЬСКОЕ НИГП»**
10. **ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ – ФГУП «ВНИИГЕОСИСТЕМ»**
11. **ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ КОМПАНИЯ – ЗАО «ГИДЭК»**
12. **ТУЛЬСКИЙ ЗАВОД ГОРНОГО МАШИНОСТРОЕНИЯ – «ТЗГМ»**
13. **ОАО «ЭКСПЕРТЦЕНТР»**
14. **ОАО «ГЕОЛЭКСПЕРТИЗА»**
15. **ПОПЕЧИТЕЛЬСКИЙ СОВЕТ МГРИ-РГТРУ**

S-I

**СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ,
СТРАТИГРАФИИ, ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ**

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ – СВИДЕТЕЛИ НАЧАЛЬНЫХ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ХАДЕЕ-ЭОАРХЕЕ

Минц М.В.

michael-mints@yandex.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия

Начальные этапы формирования земной коры охарактеризованы очень ограниченными данными. Наши представления о геологических событиях этого этапа в значительной (а для хадея – в преобладающей) степени базируются на косвенных сведениях. Определяющую роль играют данные сравнительной планетологии и разного рода расчетные геохимические, изотопные, петрологические и т.п. модели. До недавнего времени предполагалось, что вскоре после аккреции наша планета подверглась интенсивному разогреву, который и определил все главные характеристики геологических процессов того времени: возникновение и дифференциацию магматического океана, преобладание высокотемпературного метаморфизма, в том числе в условиях гранулитовой фации, «венерианские условия» на земной поверхности и т.п. Для получения корректных представлений особое значение имеют собственно геологические свидетельства условий формирования ранней континентальной коры, запечатленные в геологической летописи хадея (~4.6-4.0 млрд лет), эоархея (4.0-3.6 млрд лет) и палеоархея (3.6-3.2 млрд лет).

Зеленокаменный пояс Нуввуагиттук (Nuvvuagittuq greenstone belt), кратон Сьюпириор, Канада. В строении пояса Нуввуагиттук преобладают мафитовые породы, варьирующие по составу от куммингтонитовых амфиболитов до гранат-биотитовых сланцев (метабазальты – метаандезиты), в стратифицированном разрезе участвуют тонкополосчатые железистые кварциты и магнетит-силикатные породы. Минимальный возраст вулканогенно-осадочного комплекса оценен ~3.8 млрд лет (U-Pb по циркону), ^{146}Sm - ^{142}Nd оценка возраста протолита, которая составила ~ 4.28 млрд лет, свидетельствует, что этот пояс – единственный известный к настоящему времени остаток хадейской коры [O'Neil et al., 2011].

Высоко-Ti разности амфиболитов, согласно их геохимическим характеристикам, возникли в результате метаморфизма толеитовых базальтов, фракционирование которых протекало в сухих условиях при низких давлениях. Низко-Ti разности по составу отвечают бонинитам и известково-щелочным базальт-андезитовым вулканитам. Подобные ассоциации характерны для архейских зеленокаменных разрезов и для современных островодужных систем. Протолит куммингтонитовых амфиболитов, оцененный с помощью программы MINLITH, больше чем наполовину состоял из Mg-Fe-алюмосиликатов и силикатов (серпентин или хлорит составляли около 30%). Приблизительно на треть порода состояла из обломков кварца при незначительной доле полевых шпатов. Присутствовали гидрооксиды железа (до 13%), а также до 4.5% карбонатов. Контрастный состав обломков указывает на их поступление из разнообразных по составу источников. По сравнению с архейскими зеленокаменными поясами хадейский разрез пояса Нуввуаджиттук содержит более примитивный набор метаосадков [Розен и др., 2015, в печати].

Гнейсы Акаста (Acasta Gneiss Complex), кратон Слейв, Канада. Полевые наблюдения фиксируют в эволюции гнейсов Акаста четыре тектоно-термальных события: (1) образование протолитов гнейсов – изверженных пород основного-среднего состава; (2) размещение кислых магм – протолитов тоналито-гнейсов; (3) метаморфизм и преобразование изверженных пород в гнейсы соответствующего состава; интрузии гранитов – протолитов сланцеватых гранитов; (4) метаморфизм и деформации всего комплекса пород. Первоначально геохронологические исследования дали оценки возраста главных событий в интервалах 4.03-3.94, 3.74-3.72 и ~3.6 млрд лет [Bowring and Williams, 1999]. Более поздние исследования рисуют более сложную картину: по меньшей мере, четырехкратное внедрение тоналит-гранитных магм 3.97-3.94, 3.74-3.73, 3.66 и 3.59-3.58 млрд лет назад [Iizuka et al., 2007].

Цирконы Джек-Хиллс (Jack Hills), гнейсовый комплекс Нарриа (Narryer Gneiss Complex), кратон Йилгарн, юго-западная Австралия. Длительное время считалось уста-

новленным, что континентальная кора начала формироваться ~4 млрд лет назад. Принципиально новые данные были получены при исследовании метаосадочных пород комплекса Нариа в районе Джек-Хиллс, сформированных в процессе осадконакопления 3.28-3.2 млрд лет назад [Iizuka et al., 2010]. Метакварциты и метаконгломераты содержат значительное количество детритовых (обломочных) цирконов, возраст которых варьирует в широких пределах, а наиболее древние оценки отвечают интервалу 4.37-4.01 млрд лет [Harrison et al., 2005]. Эти цирконы, которые представляют собой древнейшие из известных к настоящему времени фрагментов земной коры, несут уникальную информацию о наиболее ранних этапах геологической эволюции планеты Земля. Включения в цирконах кварца, кали-шпата и монацита в комбинации с обогащением легкими редкоземельными элементами и данными кислород-изотопной термометрии условий кристаллизации цирконов свидетельствуют о появлении к тому времени водосодержащих относительно низкотемпературных (~700°C) гранитоидных магм. Выплавление подобных магм, в свою очередь, указывает на существование водосодержащих осадков и, соответственно, на существование воды и низких или умеренных температур на поверхности Земли (менее 200°C) уже в хадее. Измерения инициальных Hf-изотопных отношений ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) в детритовых цирконах Джек Хиллс свидетельствуют, что выделение континентальной коры могло начаться уже 4.5 млрд лет назад, то есть практически вслед за завершением аккреции планеты Земля.

Среди цирконов Джек Хиллс, датированных в интервале от 4.25 до ~3.2 млрд лет, были обнаружены кристаллы с включениями алмаза [Menneken et al., 2007]. Следовательно, относительно «холодные» участки в мантии с условиями на уровне алмазной фации, возникали уже в хадее.

Суммируя приведенную информацию, мы должны заключить, что формирование земной коры началось вслед за аккрецией протопланетного вещества и возникновения планеты Земля – 4.4 или даже 4.5. млрд лет назад. В интервале 4.4-4.0 млрд лет поверхность Земли характеризовалась относительно умеренными температурами, обеспечивавшими существование гидросферы и, возможно, жизни. Очевидно, в этот период падения метеоритов были относительно редкими. Температуры, по крайней мере, в отдельных участках в верхней части мантии также были относительно низкими. Очевидно, мощные процессы теплогенерации, включая радиоактивный распад, компенсировались энергичным сбросом тепла в космическое пространство.

Литература

1. Розен, О.М., Аббясов, А.А., Злобин, В.Л., 2015 (в печати). Из чего состояли первые осадки в истории Земли и как они образовались 4.28 млрд лет назад? // Доклады РАН.
2. Bowring, S.A. and Williams, I.S., 1999. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada // *Contribution in Mineralogy and Petrology*, v. 134, pp. 3–16.
3. Harrison, T.M., Blichert-Toft, J., Müller, W, Albarede, F., Holden, P., and Mojzsis, S.J., 2005. Heterogeneous Hadean Hafnium: Evidence of Continental Crust at 4.4 to 4.5 Ga // *Science*, v. 310, pp. 1947-1950.
4. Iizuka, T., Komiya, T., Ueno, Yu., Katayama, I., Uehara, Yo., Maruyama, S., Hirata, T., Johnson, S.P., and Dunkley, D.J., 2007. Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: New constraints on its tectonothermal history // *Precambrian Research*, v. 153, pp. 179–208.
5. Iizuka, T., McCulloch, M.T., Komiya, T., Shibuya, T., Ohta, K., Ozawa, H., Sugimura, E., and Collerson, K.D., 2010. Monazite geochronology and geochemistry of meta-sediments in the Narryer Gneiss Complex, Western Australia: constraints on the tectonothermal history and provenance // *Contribution in Mineralogy and Petrology*, vol. 160, pp. 803–823.
6. Menneken, M., Nemchin, A.A., Geisler, T., Pidgeon, R.T., and Wilde, S.A., 2007. Hadean diamonds in zircon from Jack Hills, Western Australia // *Nature*, v. 448, pp. 917-920.
7. O’Neil, J., Francis, D., and Carlson, R.W., 2011. Implications of the Nuvvuagittuq greenstone belt for the formation of Earth’s Early Crust // *Journal of Petrology*, v. 52, no. 5, pp. 985-1009.

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ, КРАТОНЫ, ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПЛАТФОРМЫ (К ВОПРОСУ О ТЕРМИНОЛОГИИ)

Караулов В.Б.

vbkaraulov@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Крупнейшими структурными элементами материков (континентов) являются древние платформы и подвижные (складчатые) пояса. Эти термины широко используются в отечественной геологической и тектонической литературе, на обзорных тектонических картах, а также в учебниках региональной геологии и геотектоники. В зарубежных (реже в отечественных) работах термину «древняя платформа» соответствует термин «кратон».

Одним из основных требований к научным терминам является требование их однозначности. Другими словами, каждый термин должен использоваться только в одном, строго фиксированном значении. К сожалению, это правило часто нарушается. Для того чтобы убедиться в этом, достаточно просмотреть современную научную и учебную литературу и соответствующие статьи в интернете. Применительно к главным понятиям, с которых начинается знакомство с геологией студентов, это особенно недопустимо, поскольку вносит путаницу в сознание не только учащихся, но и сложившихся специалистов.

Начиная с 70-х гг. прошлого века на тектонических картах, изданных в СССР и России, и в учебниках региональной геологии к древним платформам относят платформы с архейско-нижнепротерозойским (раннедокембрийским, дорифейским) складчатым фундаментом. Но это не всегда было так. На первых тектонических картах и схемах территории СССР и в учебной литературе того времени в состав «древних» Восточно-Европейской и Сибирской платформ включались примыкавшие к ним байкальские складчатые области, образованные геосинклинальными толщами рифейского возраста (Тимано-Печорская плита, Енисейский кряж, Восточный Саян, Байкальская горная область). Такие платформы совершенно справедливо называли докембрийскими, поскольку формирование платформенного чехла начиналось на них в кембрийском периоде. Но в настоящее время термин «докембрийская платформа» применительно к территории России устарел, утратил смысл, и использовать его не следует.

С другой стороны, на других континентах, среди платформ южного («гондванского») ряда присутствуют такие платформы, в состав которых традиционно включаются зоны, образованные рифейскими и другими позднепротерозойскими складчатыми комплексами («древние» Южно-Американская и Африканская платформы). Для этих (и только для этих!) платформ можно по-прежнему использовать термин «докембрийские». Называть их «кратонами», по-видимому, неправильно, поскольку этот термин, по мнению большинства исследователей, относится к платформам с раннедокембрийским основанием. Лучшим способом избежать серьёзных противоречий является предложение М.В. Муратова (1975) выделять в Южной Америке и Африке несколько сравнительно небольших кратонов, разделённых «малыми» позднепротерозойскими складчатыми поясами. Тем более что единство больших Южно-Американской и Африканской платформ далеко не очевидно, поскольку большая часть их границ оформилась не в середине протерозоя, как у «классических» кратонов, а только в мезозое, в связи с образованием впадин молодых Атлантического и Индийского океанов.

Образование древних платформ (кратонов) и разделяющих их подвижных поясов связано с одной из крупнейших и важнейших в истории Земли эпох деструкции (разрушения, взламывания) раннедокембрийской материковой коры, занимавшей всю площадь современных континентов и большую часть океанов. Эта деструкция происходила на рубеже около 1650-1700 млн лет, с которым совпадает граница раннего и позднего протерозоя в российской общей стратиграфической шкале (или палеопротерозоя и мезопротерозоя в международной шкале докембрия).

РОЛЬ СРАВНИТЕЛЬНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В РЕКОНСТРУКЦИИ ПОГРЕБЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ)

Балуев А.С.

baluev@ilran.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия

Данные геолого-геофизических исследований последних лет в Беломорском регионе, и в первую очередь в акватории Белого моря, позволили выявить многие черты строения глубоко погребенных или покрытых морскими водами палеорифтовых структур. Реконструировать достаточно полно строение этих погребенных рифтогенных образований и их тектоническую эволюцию невозможно было бы без знания характерных особенностей строения и эволюции современных внутриконтинентальных рифтовых зон, и в частности, хорошо изученных и ныне активных Байкальской (БРС) и Восточно-Африканской (ВАРС) рифтовых систем. Сравнительный анализ их строения с палеорифтовой системой Белого моря (РСБМ) на Восточно-Европейской платформе (ВЕП), большая часть которой перекрыта платформенным чехлом и водами Белого моря, позволил реконструировать в пределах последней некоторые особенности ее строения и установить структурные парагенезы, контролирующие проявления среднепалеозойского магматизма в этом регионе и определившие характер ее тектонической эволюции. Здесь можно выделить несколько типов структурных парагенезов.

1. Генетическая связь (унаследованность?) рифтогенных структур с более древними структурами основания. Вопрос об унаследованности внутриконтинентальными рифтами более древних структур фундамента, в частности, приуроченности к гранулитовым или подвижным поясам, обсуждается в последнее время достаточно часто, однако причины этого явления во многом остаются не вполне ясными. В данном случае элементы такой приуроченности наблюдаются и в древнем Онежско-Кандалакшском палеорифте, и в современном Байкальском рифте, и в ВАРС.

Сопоставительный анализ древней РСБМ с современными Байкальской и Восточно-Африканской рифтовыми системами свидетельствует о том, что РСБМ имеет такую же тенденцию следовать вдоль подвижного пояса земной коры, как и современные (кайнозойские) рифты, которые хоть и пересекают местами различные структурные элементы, но в целом не выходят за пределы поясов деформаций, которые, в общем плане, маркируют древние зоны сближения или столкновения литосферных плит. То есть, **рифтовые системы используют зоны слабости, в пределах которых сплошность литосферы уже была нарушена в прошлом.** Поэтому говорить об унаследованности в развитии рифтов можно лишь постольку, поскольку каждое последующее раскалывание литосферы в какой-то степени связано с зонами ее разрушения в прошлом. Конфигурация рифтовых зон (систем) и их морфология, независимо от времени их формирования, подчиняются в большой степени реологическим особенностям фундамента, на котором закладывались рифты, т.е. раскол земной коры при растяжении литосферы происходил, огибая жесткие глыбы консолидированного фундамента с мощной, слабонарушенной в прошлом корой.

2. Структурные особенности рифтовых парагенезов БРЗ и РСБМ. Как показывает сравнительный анализ, геологическое строение РСБМ характеризуется особенностями, которые типичны для БРЗ и для других континентальных рифтовых систем Земли: наличие протяженных глубоких трогов, асимметрия рифтовых впадин, смещение относительно мантийного выступа, ассоциация разломов со сдвиговой компонентой с нормальными сбросами, существование полого падающего сброса (детачмента), сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся в свое время зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны и др.,

Однако, при сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными отмечается отсутствие под первыми выступа аномальной мантии («рифтовой подушки»), выраженного

обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов. Возможно, это объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени.

3. Сопоставление области горизонтального растяжения литосферы РСБМ с зонами растяжения современных континентальных рифтов. Область горизонтального растяжения литосферы северо-восточного сегмента (в современных румбах) Восточно-Европейского кратона в среднем рифее по своим масштабам (1000 км×300-500 км) вполне сопоставима с зонами растяжения литосферы крупнейших современных континентальных рифтовых систем – Восточно-Африканской и Провинции бассейнов и хребтов. В последнем случае РСБМ по своему строению, размерам и по положению в пределах кратона очень напоминает рифтовую систему Провинции бассейнов и хребтов, хотя причины континентального рифтинга, сформировавшие эти системы, разные. Поэтому РСБМ может быть отнесена к тафрогенам так же, как рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов. Как установлено [Казьмин, 1987], начальное растяжение в условиях континентальной литосферы проявляется зачастую в широкой полосе, а уже потом обособляются главные рифтовые зоны.

4. Рифтовый магматизм. В отличие от грабенов Западной ветви Восточно-Африканской системы, большинства грабенов БРЗ и РСБМ вулканические комплексы накапливались непосредственно в грабенах восточной ветви Восточно-Африканской системы. Таким образом, рассматривая РСБМ как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтика с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма, можно отнести ее к амагматичным рифтам. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

5. Сравнительный анализ с рифтовой системой Карру. Однако, наиболее близкой по строению и своему тектоническому положению к РСБМ представляется восточноафриканская рифтовая система Карру позднепалеозойского заложения, образование которой отражает начало фрагментации Гондванского суперконтинента. И в том, и в другом случае развитие крайних ветвей рифтовых систем отражают раскол суперконтинентов: Мезенская (Баренцевоморская) рифтовая зона – распад Палеопангеи в конце рифея, а рифтовая зона Карру прибрежной Кении – распад Гондваны в поздней юре. Внутрикратонная обстановка преобразовалась в перикратонную для РСБМ в позднем рифее, а для рифтовой системы Карру – в ранней юре.

Подводя итог сопоставлению погребенной палеорифтовой системы Белого моря с современными (кайнозойскими) и позднепалеозойскими рифтовыми системами, можно констатировать, что авлакогены северо-восточного сегмента ВЕП несут в себе все признаки рифтогенных структур, сформировавшихся в условиях трансензионного режима, который возник при расколе суперконтинента Палеопангеи и господствовал во второй половине рифея на протяжении длительного периода на пассивной континентальной окраине палеоконтинента Балтика. Несмотря на то, что процессы континентального рифтогенеза протекали в разное время и в разных геодинамических обстановках, в конечном счете, все сводилось к возникновению на различных участках континентальных плит геодинамических режимов трансенсии, которые формировали сходные структурные парагенезы континентального рифтинга.

ОФИОЛИТОВЫЕ И ЭКЛОГИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СУБКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ В АРХЕЕ

Минц М.В.

michael-mints@yandex.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия

Для ответа на вопросы, касающиеся реконструкции геодинамических обстановок и процессов в архейской истории Земли, особое значение имеют собственно геологические свидетельства геодинамических обстановок, типичных для модели тектоники плит, таких как офиолиты (фрагменты океанической литосферы, сформированной в срединно-океанических хребтах, задуговых или преддуговых бассейнах) и эклогитовые комплексы субдукционного происхождения. Важная информация заключена в мантийных ксенолитах, перемещенных из литосферных килей архейских континентов.

Древнейший офиолитовый комплекс (Earth's oldest ophiolite), зеленокаменный пояс Исуа, Гренландия. В строении фрагментированного офиолитового разреза участвуют два геохимически различающихся комплекса: (1) «недифференцированные» амфиболиты (НА), сохраняющие характеристические признаки типичного офиолитового разреза Пенроузского типа; пиллоу-лавы и параллельные дайки отвечают типу N-MORB; (2) амфиболиты Гарбеншифер (АГ), которые представляют собой метавулканические породы, по составу соответствующие островодужным толеитам и бонинитам. Породы этого типа характерны для незрелых островных дуг. Возраст офиолитового разреза (данные U-Pb, Pb-Pb и Sm-Nd методов) заключен между 3.80 и 3.70 млрд лет (эоархей). Согласно модели, предложенной Furnes et al. [2007, 2009], протолиты НА – это преимущественно первичные и дифференцированные мафитовые магмы, сформированные в процессе спрединга в преддуговой надсубдукционной области, тогда как протолиты АГ формировались на более поздней стадии при плавлении деплетированной мантии, гидратированной и переработанной над зоной субдукции. В целом, исследование офиолитового комплекса Исуа свидетельствует, что спрединг оперировал уже в эоархее.

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция [Минц и др., 2010; Докукина и др., 2012; Mints et al., 2014], структурно связанная с Центрально-Беломорским зеленокаменным поясом (сутурной зоной), включает две эклогитовые ассоциации, размещенные среди тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов: Салминскую ассоциацию субдукционного типа и Гридинский комплекс эклогитизированных мафитовых даек. Протолит эклогитов Салмы представлял собой расслоенный комплекс переслаивающихся габбро, Fe-Ti габбро и троктолитов и был сформирован 2.9 млрд лет назад в процессе эволюции медленно-спредингового хребта, подобного современному Юго-Западному Индийскому хребту. Погружение океанического комплекса в зону субдукции и метаморфизм эклогитовой фации связаны с интервалом времени от ~2.87 до ~2.82 млрд лет. Инъекции мафитовой магмы в кору активной окраины, результатом которых стало формирование Гридинского дайкового роя, были непосредственно связаны с погружением спредингового хребта в зону субдукции ~2.87 млрд лет назад. В результате расслаивания коры активной окраины 2.87-2.82 млрд лет назад ее нижняя часть также была вовлечена в субдукцию. При коллизионных событиях, последовавших за закрытием океана 2.82-2.78 млрд лет назад, субдуцированная кора подверглась высокобарному метаморфизму. Наиболее ярко и отчетливо эти события проявились в эклогитизации мафитовых даек, неравномерно преобразованных в эклогиты. Итогом коллизионных событий стало объединение Кольского и Карельского кратонов в единую континентальную массу. Обнаружение и исследование Беломорской эклогитовой провинции впервые дали убедительное геологическое обоснование реальности процесса субдукции, начиная, по крайней мере, с мезоархей.

Субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ) в архее. Обширная информация о составе, строении и возрасте СКЛМ получена в результате исследования глубинных мантийных ксенолитов, в том числе, алмазоносных, которые были вынесены к поверхности кимберлитовыми и лампроитовыми магмами в трубках взрыва. Алмазоносные гарцбургиты

и эклогиты играют приблизительно одинаковую роль в качестве вмещающих пород для промышленных алмазов, добываемых в пределах кратонов Каапвааль, Сибирь и Слейв. Формирование алмазоносной литосферы связано с двумя различными процессами.

(1) Гарцбургиты, сложенные форстеритовым оливином и магнезиальным (существенно энстатитовым) ортопироксеном, представляют собой реститовый остаток, возникший при интенсивном плавлении первичной мантии в результате воздействия необычайно горячего мантийного плюма. Относительно низкая плотность существенно магнезиального литосферного вещества обеспечила формирование устойчивого литосферного «корня» в основании архейской континентальной области. Последующие плюмовые воздействия способствовали упрочнению этих свойств литосферного «корня» [Arndt et al., 2009]. Высокие давления и относительно пониженные температуры в основании сформированного корня соответствовали условиям алмазной фации. Древнейшие включения минералов гарцбургитов в кристаллах алмаза датированы в интервале от ~3.52 до ~3.20 млрд лет [Gurney et al., 2010].

(2) Изотопно-геохронологические исследования (Re-Os систематики сульфидных включений в алмазах) предполагают, что состав гарцбургитов был модифицирован в результате просачивания C-H-O-S флюидов, генерированных в архейской зоне субдукции.

Формирование архейских эклогитовых алмазов началось позднее, ~2.9 млрд лет назад. Образование алмазоносных эклогитов, вероятнее всего, непосредственно определялось субдукцией архейской океанической коры. Re-Os изотопно-геохимические характеристики сульфидных включений указывают на значительный временной разрыв между формированием базальтового протолита и его преобразованием в алмазоносный эклогит. Этот разрыв связывается с относительно продолжительным (10-100 млн лет) пребыванием протолита на близ-поверхностном уровне [Gurney et al., 2010].

Подводя итог, следует заключить, что начало функционирования процессов спрединга и субдукции, которые относятся к числу наиболее важных составляющих глобальной геодинамической модели тектоники плит, засвидетельствовано характеристическими геологическими объектами архейского возраста: спрединга – 3.8 млрд лет назад и субдукции – не позднее 2.9 млрд лет. Вместе с тем, первоначальная стадия формирования литосферных килей континентов связана с процессами мантийно-плюмового типа, активно развивавшимися около 3.5 млрд лет назад. В данном сообщении мы оставили в стороне весьма многочисленные свидетельства архейских событий мантийно-плюмового типа.

Литература

1. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Минц М.В., Конилов А.Н., Серов П.А., 2012. Беломорская эклогитовая провинция: последовательность событий и возраст формирования магматических и метаморфических пород ассоциации Гридино // Геология и геофизика, № 10, с. 1338–1371.
2. Минц М.В., Сулейманов А.К. и др., 2010. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. Москва, ГЕОКАРТ; ГЕОС. Т. 1, 408 с.
3. Arndt, N.T., Coltice, N., Helmstaedt, H., Gregoire, M., 2009. Origin of Archean subcontinental lithospheric mantle: Some petrological constraints // *Lithos*, v. 109, pp. 61–71.
4. Furnes, H., De Wit, M., Staudige, H., Rosing, M., and Muehlenbachs, K., 2007. A vestige of Earth's oldest ophiolite // *Science*, v. 315, pp. 1704–1707.
5. Furnes, H., Rosing, M., Dilek, Yi., and de Wit, M., 2009. Isua supracrustal belt (Greenland) – A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology // *Lithos*, v. 113, pp. 115–132.
6. Gurney, J.J., Helmstaedt, H.H., Richardson, S.H., and Shirey, S.B., 2010. Diamonds through time // *Economic Geology*, v. 105, pp. 689–712.
7. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., 2014. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // *Gondwana Research*, v. 25, pp. 561-584.

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА)

Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Межеловская С.В., Наравас А.К.

kors2012@rambler.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Ветренный Пояс, расположенный на юго-востоке Фенноскандинавского щита, является малоизученной структурой в силу трудной доступности. Интерес к нему во многом обусловлен преобладанием в разрезе слабо метаморфизованных лав ультраосновного-основного состава, сохранивших первичные структурно-текстурные особенности. Уделяя основное внимание петролого-геохимическим характеристикам метавулканитов, исследователи оставили без внимания геолого-структурные особенности данной палеопротерозойской структуры [1, 4, 5]. Настоящий доклад призван частично устранить данную «несправедливость».

Проведенные авторами в течение 5 лет исследования Ветренного Пояса позволили установить в его пределах несколько разновозрастных и разноранговых систем разрывных нарушений. К ранним разрывным нарушениям следует отнести нарушения северо-западного простирания с элементами залегания – азимут падения 60° - 70° , угол падения 40° - 50° . Эти нарушения представлены зонами рассланцевания и бластомилонитизации в породах киричской свиты и, в меньшей степени, в метавулканитах свиты ветреного пояса. Наиболее типичное выражение данной зоны у ручья Кирич, где рассланцеванию подвергаются туфы андезибазальтов. Повсеместно в виде «глазков», ориентированных по сланцеватости наблюдаются порфиробласты розового калевого полевого шпата, что дает основание относить выполнение данной зоны разрывных нарушений к бластомилонитам и считать, что эта зона заложилась до или во время метаморфизма осадочно-вулканогенного комплекса. Своим происхождением данные зоны рассланцевания могут быть обязаны надвигу, по которому Беломорский пояс надвигался на Ветренный Пояс. Подтверждением тому служит тот факт, что на границе данных структур в борту реки Нюхча гнейсы Беломорского пояса рассланцованы и ориентировка плоскостей рассланцевания (азимут падения 45° - 55° , угол падения 30° - 40°) такая же как и у нарушений данного типа. Подобная ориентировка разрывов наблюдается и в базальтах свиты ветреного пояса (азимут падения 50° , угол падения 40°) на удалении 2 км от границы с Беломорским поясом.

К разломам второй возрастной группы следует отнести разломы северо-восточной ориентировки с элементами залегания азимут падения 300° - 320° , угол падения 40° - 50° . Они как и разломы первой возрастной группы представлены зонами рассланцевания, но без бластомилонитов. Особенно хорошо эти зоны рассланцевания выражены в метаосадочных породах токшинской свиты, которая начинает разрез Ветренного Пояса. Данные зоны достаточно подробно описаны в предыдущих публикациях авторов [2]. Кроме того они не так контрастно как в кварцитах, проявлены в метавулканитах киричской свиты. В ней наблюдается множество зон рассланцевания с ориентировками: азимуты падения от 290° до 330° , углы падения от 10° до 30° . Проявлены, но в меньшей степени разломы данной ориентировки и в базальтах свиты ветреного пояса. Нарушения данной группы, очевидно, образовались на заключительной стадии метаморфизма зеленокаменного комплекса, так как в низах разреза мы наблюдаем не только разрывные деформации, но и пликативные (небольшие складки) в кварцитах. Нарушения данной ориентировки разбивают весь Ветренный Пояс на блоки, которые в последующие периоды существования структуры вели себя достаточно автономно [3]. По кинематическому типу эти нарушения следует отнести к надвигам.

Третья возрастная группа нарушений имеет следующую ориентировку: азимут падения 230° - 240° , угол падения 40° . Эти нарушения отличаются от первых двух групп не только ориентировкой, но и характером деформаций. Движения по данным нарушениям не сопровождается тонким рассланцеванием пород, пластическими деформациями. Для этого типа нарушений характерны хрупкие деформации, которые приводят к дроблению пород

на обломки разного размера. По кинематическому типу это, скорее всего, надвиги, так как среди обломков пород встречаются будинированные и развальцованные разности размером от нескольких сантиметров до 20-30 сантиметров. Таким образом, это более поздние нарушения, они возникли после этапа метаморфизма, когда породы были «холодными» и хрупкими. Нарушения данной группы можно наблюдать на юго-востоке структуры, в частности, в карьере на горе Мяндуха, в Булатовском карьере стройматериалов (Архангельская область, окрестности г. Плесеца).

Описанные выше три группы разрывных нарушений, несмотря на разную ориентировку объединяет то, что нарушения пологопадающие (углы падения от 30^0 до 50^0) и движения по ним сопровождаются значительными динамометаморфическими преобразованиями (рассланцеванием, складчатостью, будинированием и развальцеванием пород). Все эти обстоятельства указывают на то, что возникновение нарушений и перемещения по ним блоков пород происходило в условиях сжимающих напряжений. Не случайно ведь Ветренный Пояс – структура пограничная – на стыке Карельского и Беломорского блоков. Геолого-структурные наблюдения на всей территории структуры (участки г. Голец, г. Шапочка, г. Большая Левгора, г. Двойная, г. Оловгора, г. Мяндуха) показали, что систем пологопадающих нарушений с другой ориентировкой, кроме отмеченных выше, нет.

Выделенные авторами нарушения четвертой группы характеризуются крутопадающими углами наклона. Углы их падения, как правило, превышают 70^0 , они выражаются единичными поверхностями скольжения без зон дробления и рассланцевания, часто ожелезненные. Эти данные указывают на то, что образование данной группы разрывных нарушений происходило в условиях растяжения, когда по разрывам блоки смещались относительно друг друга в вертикальной плоскости. Такие разрывы лучше всего наблюдаются в карьерах в условиях хорошей обнаженности. Углы их падения колеблются от 70^0 до 90^0 , а преобладающие азимуты падения составляют: 20^0 , 50^0 , 90^0 , 130^0 , 150^0 , 180^0 , 270^0 . Таким образом, подавляющее большинство крутопадающих разрывов имеют падение в северо-восточных, восточных и юго-восточных направлениях. Такая закономерная ориентировка требует объяснения, для чего необходимы дополнительные геолого-структурные исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 14-05-00559

Литература

1. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита / под редакцией О.А. Богатикова Л. : Наука, 1988. С. 387
2. Корсаков А.К., Лукашенко С.В., Межеловский А.Д. Состав и строение токшинской свиты Ветренного Пояса (юго-восток Балтийского щита) // Известия вузов, Геология и разведка, 2013г., №4, с.11-16
3. Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Лобанов А.М. Блочное строение Ветренного Пояса (Балтийский щит) // Изв. вузов, Геология и разведка. 2010. №2, С. 17-23
4. Куликов В.С., Куликова В.В. О сводном разрезе раннего докембрия Ветренного Пояса // Операт.-информ. матер. Петрозаводск, 1982. С. 178
5. Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К., Катаев В.Н., Азам Хусам. Ветренный Пояс – зеленокаменная структура плейттектонического типа // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. №2, С. 3-14.

О ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Маркова П.А.

polina.kolesnik@bk.ru, ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

В официально утвержденных стратиграфических схемах в основании разреза верхнего докембрия Приполярного Урала, как и в более южных районах Уральского региона, выделяются нижнерифейские отложения [7]. Здесь к нижнему рифею отнесены маньхобеинская и щокурьинская свиты, которые обрамляют няртинский метаморфический комплекс раннепротерозойского возраста. Выше залегают отложения пуйвинской свиты среднего рифея. К верхнему рифею относятся хобеинская, мороинская (санаизская) и саблегорская свиты. Разрез докембрия венчает лаптопайская свита вендского возраста.

Вместе с тем, в результате выполненных 80–90-х годов на Приполярном Урале в пределах Ляпинского антиклинория геологических съемок масштаба 1:50000 и более поздних работ по подготовке к изданию карт масштаба 1:200000, а также различных тематических исследований возник ряд вопросов геологии района, особенно в части обоснованности выделения принятых стратиграфических подразделений протерозоя. Прежде всего, это касается нижней части докембрийского разреза, охватывающего возрастную интервал ранний протерозой–средний рифей.

В настоящее время нет полной определенности в возрасте няртинского комплекса, по-разному интерпретируется маньхобеинская свита, существуют разные представления о возрасте пород щокурьинской свиты, а также есть сомнения и в возрасте пуйвинской свиты [1, 2, 4, 6, 8]. Связано это с тем, что доверхнерифейские отложения рассматриваемого района практически не содержат фаунистических остатков. Имеющиеся геохронологические данные также пока немногочисленны.

Неопределенность в оценке возраста древнейших образований Приполярного Урала и их стратиграфического расчленения порождает ряд вопросов, в т.ч. общеуральского значения [5]. Важнейший из них – какой возраст имеют базальные отложения позднего докембрия на Приполярном Урале: раннерифейский, как в стратотипе рифея на Южном Урале в Башкирском антиклинории [7], или среднерифейский, если щокурьинская свита относится к нижнему протерозою, а маньхобеинская свита как самостоятельное подразделение не существует [4], или позднерифейский, если отложения пуйвинской свиты имеют позднерифейский возраст [1].

Авторы доклада также не располагают прямыми данными о возрасте проблематичных образований на границе нижнего и верхнего докембрия Приполярного Урала, но ряд косвенных признаков дают основание для определенных выводов об их стратиграфической позиции [3]. Это сравнительный анализ метаморфизма пород, их структурных особенностей, а также состава и морфологических признаков акцессорных минералов.

Метаморфизм пород. Минеральные парагенезисы, определяющие современный облик няртинского комплекса Приполярного Урала, отвечают условиям амфиболитовой фации умеренных давлений. Аналогичные парагенезисы (в реликтах) установлены в породах маньхобеинской и щокурьинской свит. В метаморфитах всех трех стратиграфических подразделений установлены цирконы гранулитового типа, что может указывать на их апогранулитовую природу [5]. Вышележащие средне-верхнерифейские отложения, в основании которых залегают базальная ошизская толща пуйвинской свиты (R_2), метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Наличие резкого метаморфического несогласия в основании пуйвинской свиты может указывать на принадлежность к разным структурным этапам среднерифейских отложений, с одной стороны, и более древних, – с другой.

Структурные особенности пород. Общим структурным элементом для пород няртинского комплекса, маньхобеинской и щокурьинской свит и перекрывающих их средне-верхнерифейских толщ являются открытые и средней степени сжатости складки с круто ориентированными осевыми поверхностями. Но если в средне-верхнерифейских отложениях

складки образованы поверхностями слоистости, то во всех перечисленных подстилающих их стратиграфических подразделениях они представлены пакетами изоклинальных складок. Этот факт служит еще одним доводом в пользу того, что средне-верхнерифейские толщи относятся к другому (более верхнему) структурному этажу, нежели маньхобеинская и шокурьинская свиты.

Предполагаемый возраст пород. Достоверные изотопные данные о возрасте пород маньхобеинской и шокурьинской свит отсутствуют. Для установления их возраста определенное значение может иметь следующий факт. В них так же, как и в породах близ расположенного няртинского метаморфического комплекса, установлены цирконы «гранулитового» типа (округлые многогранники). Такие цирконы образуются при высокотемпературном метаморфизме, достигающем условий гранулитовой фации. Подобные цирконы во многих гнейсо-мигматитовых комплексах Урала имеют близкий возраст с модальным значением 2.1 млрд лет [6]. Для няртинского комплекса он соответствует значению 2125 ± 25 млн лет. По-видимому, к этому же времени относятся ранние проявления метаморфизма в породах упомянутых выше свит.

Таким образом, принимая во внимание приведенные выше факты, наиболее предпочтительным представляется вывод о принадлежности пород маньхобеинской и шокурьинской свит к нижнему протерозою. Следовательно, базальные отложения верхнего докембрия в этом районе представлены пуйвинской свитой, в основании которой залегают кварцито-песчаники и слюдисто-кварцевые сланцы опизской толщи. В утвержденной стратиграфической схеме пуйвинская свита относится к среднему рифею [7]. Однако следует отметить, что возраст пуйвинской свиты не имеет надежного обоснования. Не исключено, что эти отложения имеют позднерифейский возраст, как это считает О.А. Кондаин и его соавторы на основании литологического сходства пуйвинской свиты с верхнерифейской вёлсовской свитой [1].

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-40, 41 – Воркута. Объяснительная записка. СПб. :Изд-во СПб. картофабрики ВСЕГЕИ, 2001. 342 с.+ 8 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ).
2. Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии / редакторы: К.В. Боголепов, О.А. Вотях. Новосибирск : Наука, 1978. 320 с.
3. Колесник (Маркова) П.А., Бушенев А.А. Взаимоотношения ниже- и верхнепротерозойских образований на Приполярной Урале: история исследований и современное состояние проблемы // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России : мат-лы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар : ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 13-16.
4. Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика, минерагения / А.М. Пыстин, Л.В. Махлаев, А.И. Антошкина и др. Сыктывкар : Геопринт. 2008. 234 с.
5. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера, 2014. № 3. С. 41-50.
6. Пыстина Ю.И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург : УрО РАН, 2002. 168 с.
7. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
8. Юдович Я.Э., Терешко В.В., Гареев Э.З. Бариевый геохимический горизонт в рифейских карбонатных отложениях Приполярного Урала // Литология карбонатных пород Севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар : Коми фил. АН СССР, 1988. С. 107–114.

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ КОМАТИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА И КОМАГМАТИЧНЫХ ГАББРО-НОРИТОВ ИНТРУЗИВА РУЙГА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Корсаков А.К.
mezhelsofya@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный
университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Вулканоогенно-осадочная структура Ветреный Пояс, расположена на юго-востоке Фенноскандинавского щита. Простирается с северо-запада на юго-восток примерно на 250 км, при ширине выходов от 15 до 85 км. На северо-востоке граничит по зоне глубинного регионального надвига с Беломорским подвижным поясом, а на юго-западе с Карельской гранит-зеленокаменной областью. В ее строении принимаю участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. В основании разреза не согласно на лопийских образованиях залегает токшинская свита, сложенная молочно-белыми хорошо сортированными кварцитами. В ранее опубликованных работах кварциты токшинской свиты изученные в районе г. Двойная [2], по геохимическим данным: на диаграмме Юдовича Я.В. относятся собственно к кварцитам, на диаграмме этого же автора для отличия грауваккот аркозов по глиноземистому модулю, отвечают аркозам, а на диаграмме Неелова А.Н. относятся к мономиктовым (кварцевым) псаматолитам и ультрасилицитам. Эти же данные были подтверждены и при петрографическом изучении.

Выше идет вулканогенная киричская свита андезибазальтов и андезитов, подвергшаяся более поздним изменениям с образованием катаклазитоподобных включений в вулканитах. Ее сменяет слабо развитая по площади калгачинская свита конгломератов с галькой подстилающих андезитов, а также многочисленных гранитоидов фундамента. Далее по разрезу следует комплекс терригенно-осадочных пород кохозерской и виленгской свит, в основном это карбонаты, песчаники, мергели, аргиллиты и алевролиты. В кровле разреза находится мощная вулканогенная свита ветреного пояса, сложенная коматиитовыми базальтами и их туфами.

Для проведения изотопно-геохронологических исследований, авторами были отобраны две крупно-объемные пробы из разных частей лавового потока на восточном склоне г. Голец и одна проба из габбро-перидотитов интрузива Руйга, опоясывающего гору Голец и по данным [1] являющегося комагматом для вулканитов свиты ветреного пояса.

По данным [1] в пределах г. Голец четко выделяются три пачки: подушечные лавы, залегающие на метатуфах и туфоконгломератах виленгской свиты, сложно-дифференцированные покровы и подушечные лавы со столбчатой отдельностью.

Две пробы были отобраны из дифференцированного лавового потока на северо-восточном склоне г. Голец. Одна проба представляет собой расскристаллизованную часть потока, а вторая зону со структурой спинифексспироксенового типа, что было подтверждено при петрографическом и геохимическом изучении.

Ультрабазитовый массив Руйга огибает с востока г. Голец в виде «подковы» и по данным [1] четко дифференцирован на три зоны снизу вверх: меланогаббро-норитовая, перидотитовая и габбровая. Авторами была отобрана проба из хорошо обнаженной ступени, восточнее г. Голец. При петрографо-геохимическом изучении было установлено, что данное обнажение относится к меланогаббро-норитовой части массива.

Ранее проводилось Sm-Nd и Re-Os датирование вулканитов свиты ветреного пояса и по данным [3,5] возраст вулканитов лежит в пределах 2.49 ± 35 и 2.41 ± 34 млрд лет. и отвечает палеопротерозою. Для дифференцированных пород интрузива Руйга по данным [1] был получен Sm-Nd возраст $2.39 \pm 0,05$ млрд лет. Также была предпринята попытка Rb-Sr датирования данных пород выше указанными авторами, но, как оказалось, Rb-Sr система оказалась нарушена. По вулканитам проводилось Sm-Nd датирование по данным [4] для валовой пробы изохронный возраст составляет 2.42 ± 80 млн лет., U-Pb данные находятся

в пределах 2.84 ± 33 до 2.52 ± 35 млрд лет, как для ядер, так и для кайм цирконов. Возраст 2.44 ± 24 млрд лет был получен только для одной каймы зонального зерна.

Отобранные пробы были переданы в лабораторию геохронологии и изотопной геохимии института геологии Кольского научного центра РАН. Из всех проб были выделены единичные зерна цирконов и проведено U-Pb датирование на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Finnigan MAT-262.

Из раскристаллизованной части лавового потока был выделен циркон изометричной формы возможно оплавленный, водяно-прозрачного цвета. Содержание U достаточно низкое около 99 ppm, содержания свинца – 1,34 ppm, вероятно данный циркон является магматическим, конкордантный возраст составляет 2405 ± 5 млн лет. В пробе базальта со структурой спинифекспироксенового типа, также выделено единичное зерно длиннопризматической формы светло-желтого цвета, поверхность слабо корродированна. Содержания U и Pb низкие 2,15 и 9,03 ppm. Скорее всего, данный циркон является магматическим. Его конкордантный возраст составляет 2850 ± 5 млн лет. Учитывая существенно более древний возраст, который отвечает времени формирования лопийских зеленокаменных поясов, данный циркон можно отнести к ксеногенному типу. Из габбро-норитов интрузива Руйга было выделено три зерна отличающиеся между собой. Первое зерно представлено длиннопризматическим кристаллом молочного цвета, содержания U 248 ppm, Pb 158 ppm. Второе зерно представляет собой обломок светло-желтого цвета изометричной формы, содержания U 201 ppm, Pb 127 ppm. Третье зерно также представлено полупрозрачным обломком молочного цвета, для него содержания U и Pb 176 и 111 ppm соответственно. Для всех зерен типичны относительно не высокие содержания U и Pb, что характеризует их как магматические. Изохрона построенная по трем точкам имеет верхнее пересечение 2415 ± 11 млн лет $СКВО \pm 0,71$ и отражает возраст кристаллизации габбро-норитов. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 317 ± 75 млн лет, учитывая ошибку можно предположить, что данная цифра связана с позднедевонской тектоно-магматической активизацией и внедрением алмазоносных кимберлитовых трубок Архангельской провинции.

Таким образом, полученные U-Pb данные по вулканитам свиты ветреного пояса и перидотитам интрузива Руйга, подтвердили предыдущие данные и сняли сомнения об их палеопротерозойском возрасте.

Авторы выражают огромную благодарность доктору геолого-минералогических наук Баяновой Тамаре Борисовне за проведение изотопно-геохронологических исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований. Проект № 14-05-00559-а

Литература

1. Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В., Костицын А.Ю., Покровский О.С., Васильев М.В. Интрузив Руйга как типовой представитель малоуглубинной фации палеопротерозойской перидотит-габбро-коматиит-базальтовой ассоциации Ветреного Пояса, юго-восточная Фенноскандия // Петрология – М., 2008 – Т. 16, №6. – С. 571-592.
2. Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский С.В. Состав и строение токшинской свиты ветреного пояса (юго-восток Балтийского щита) // Известия ВУЗов «Геология и разведка», №4. М. : МГРИ-РГГРУ, 2013. С. 11-16
3. Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С., Куликова В.В. Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного Пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 1991. № 5. С. 625-634.
4. Смолькин В.Ф., Шарков Е.В., Лохов К.И., Сергеев С.А. Генезис высокомагнезиальных вулканитов Ветреного Пояса палеопротерозоя по данным исследований U-Pb и Lu-Hf систем в цирконах (Восточная Карелия) // Доклады академии наук, М., 2011 – Т. 439, №4 – С. 1-6.
5. Puhtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schnberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume.

О ДРЕВНЕЙ НЕФТИ И СОЛИ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ (КАРЕЛИИ)

Куликова В.В., Куликов В.С.

vkulikova@yandex.ru. Институт геологии Карельского НЦ РАН,
г. Петрозаводск, Россия

Авторами в рамках утвержденной тематики исследовались отдельные участки Онежской структуры (ОС), расположенной в СЗ части Водлозерского блока (Куликова, 1993). В северной части ОС (Северо-Онежский синклиниорий) в Заонежье хорошо известны осадочные углеродсодержащие породы – шунгиты и преимущественно кремнистого состава – лидиты, содержащие биомаркеры, происхождение которых имеет принципиальное значение для геологической истории региона. Здесь авторами установлена разнообразная проблематика, которая, возможно, обосновывает содержание кислорода в древней атмосфере в ОС до 1% от современного (точка Пастера). Предполагаемый «глобулярный» кварц со структурой радиолярий представлен скоплением отдельных хорошо идентифицируемых «глобул» (до 20 мкм), внутренняя структура которых может быть сопоставлена со структурой радиолярий, имевших при жизни иглы. Их размерность, строение, характер отложения может свидетельствовать о присутствии в Заонежье горизонта «прарадиоляритов» дискуссионного возраста. *В подобных радиоляриях фанерозоя во внутренних капиллярах собирались капли нефти. По обилию и сохранности бактериальной размерности фитопланктона можно предположить, что территория пережила специфический «рифейский» (?) или более молодой «палеонтологический взрыв».*

Онежской параметрической скважиной (ОПС) в интервале 2944,0–2115,0 м вскрыта «Галитовая толща» (Онежский галит, встреченный здесь впервые) мощностью 194,0 м, происхождение которой, как и отнесение ее к нижнепротерозойскому ятулийскому надгоризонту, по мнению В.В. Куликовой, дискуссионно. Особенно это вызывает сомнения при изучении карты-схемы «Глобальные соляно-нафтидные узлы Мира» (Беленицкая, 2011), где имеется исключительно один на весь Мир палеопротерозойский «узел» в ОС. В то же время полученные оценки ее возраста изохронным Rb-Sr методом составляют 2216 ± 68 Ма (Онежская..., 2011). В разрезе ОПС отсутствуют подсолевые осадочные породы, что необычно для классических соленосных толщ и в дальнейшем требует своего объяснения. По мнению ряда исследователей [Онежская..., 2011 и др.], химический состав сложнопостроенных углеродсодержащих пород (шунгитов разных видов) тяготеет к полю глин (высокоглиноземистые и глинистые группы пород). По геохимическим характеристикам шунгитоносных осадочных пород заонежской свиты на примере первой и второй пачек верхней подсвиты, где они представляют большую часть разреза и не затронуты метасоматическими процессами, породы нижней пачки характеризуются преобладанием Na над K, а во второй, наоборот, K над Na, что детально было изучено Л.П. Галдобиной (1982 и др.).

Присутствие фанерозойских отложений в ранее опубликованных работах исследователей не приводится. Однако широкое развитие кор выветривания неясного возраста установлено на откосах в теле двух карьеров: Загогино и Максово благодаря любезному приглашению Ю.К. Калинина (ОАО «Карбон-шунгит»). На геологической карте ОС (2011) показано нахождение рифейских и вендских образований до о-ва Клименецкий в Онежском озере, кембрийские глины обнаружены инженерными работами на западном берегу Онежского озера в районе пос. Ладва, девонские глины слагают Андомскую гору на его ЮВ побережье. Отложения нижнего карбона в виде протяженного глинта, прослеживаются от оз. Ильмень, широко развиты в Пудожском районе РК, а также Плесецком и Каргопольском Архангельской обл., где они непосредственно налегают на палеопротерозойские коматиитовые базальты Ветреного Пояса и контролируют месторождения бокситов в долине р. Иксы (СОБР), залегающих в палеоложбинах поверхности девонских пород. Для территории не известны отложения пермского периода, хотя возможным доказательством в пользу его следов может служить широкое присутствие в верхах заонежской свиты силвина.

Принято, что калиевые соли образуются в результате испарения и охлаждения рапы калийных водоёмов, возникших *на части площади галитовых водоёмов*. Но в ОС каменная и калийная специализация разделены по времени, а предполагаемая проблематика хорошей сохранности позволяет предполагать, что это было время с наиболее благоприятными условиями для накопления соленосных серий, т.е. девон, карбон или пермь. Сильвин установлен, как правило, на преобразованных шунгитовых породах – стенках карандашных отдельностей (Максово), на поверхности жил шунгита-1 (антраксолита), на пластинках шунгита совместно с баритом, сфеном, рутилом, апатитом, кальцитом (о. Березовец, Онежское озеро) и др.

По сохранности и обилию фитопланктона, особенно в зоне дробления (максовитов), а также геохимическая калиевая специализация более молодых осадочных пород и устойчивое нахождение сильвина, можно ставить вопрос о существовании здесь на перемытых палеопротерозойских комплексах раннерифейского или более молодого повышенной солёности моря.

В работах Г.А. Беленицкой (2010–2014 и др.) и др. исследователей обстоятельно рассмотрены закономерности взаимоотношений солей и нефтидов. Известен классический подход к солям и углеводородам как к производным осадочных процессов: для солей – исключительно эвапоритовый седиментогенез, а «для углеводородов – катагенез возникших в седиментогенезе толщ, нефтематеринский потенциал которых целиком обязан захороненному в них биосу». По Г.А. Беленицкой (2013), перспективны альтернативные гипотезы: 1) глубинно-корового рециклинга и 2) эксгальционно-осадочная. Первая обосновывает значительную роль в миграции рассольно-соляных масс высокой флюидодинамической напряженности недр и вероятность их внедрения в поверхностные солеродные бассейны, а также *в виде межпластовых силлоподобных тел* в осадочные толщи и формирования соляных тел новых уровней. Также *возрождается* разностороннее обоснование участия глубинных восходящих коровых и мантийных источников в нефтеобразовании и в формировании потенциально «нефтематеринских» *черносланцевых* толщ. Известные «соляно-нафтидные узлы представляют собой многокомпонентные динамичные геофлюидные системы, в которых соли и нафтиды служат ключевыми подвижными макроэлементами. Общая восходящая направленность таких систем определяет неравномерную миграцию их компонентов *со скрытыми перетоками в недрах*, с временной локализацией углеводородов в залежах, с конечной открытой разгрузкой в область осадконакопления и включением в новые циклы нафтоседиментогенеза и соленакопления» (Беленицкая, 2013).

Эти закономерности могут оказаться серьезным критерием для как корреляции разрезов свиты, так и нового подхода к стратиграфии ЮВ Фенноскандинавского щита.

Литература

1. Беленицкая Г.А. Природные соляно-нафтидные узлы // *Природа*, № 1, 2013. С. 11-23.
2. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / под ред. В.А. Соколова. – Петрозаводск : «Карелия», 1982. – 204 с.
3. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011, 431 с. + 1 вкл., ил. 233, табл. 76.

О НЕОТЕКТОНИКЕ И НОВЕЙШЕМ ТЕКТОНИЧЕСКОМ НАГРУЖЕНИИ РАНГОВОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

¹Васильев Н.Ю., ¹Корчуганова Н.И., ²Мострюков А.О., ²Петров В.А.

¹geostress@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

²most@borok.yar.ru, Обсерватория Борок ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл., Россия

Новейшие тектонические структуры отличаются от более древних тем, что определяют основные формы и пространственное распределение современного рельефа земной поверхности, а также особенности строения позднекайнозойского комплекса пород. Единой общепринятой классификации новейших тектонических структур не существует. Они формировались под влиянием, как местных, так и далеко расположенных глубинных энергетических источников и относятся к разным геодинамическим системам. На территории СВ России это – Восточно-Азиатский и Тихоокеанский подвижные пояса, включающие Верхояно-Колымскую, Момско-Черскую, Анюйско-Чукотскую и Охотско-Корякскую горно-складчатые области, соответственно, сформированные на разновозрастном складчатом основании и являющиеся геоструктурами глубокого мантийного заложения и длительного развития. Восточно-Сибирская плита, лишь частично расположенная на континенте, входит в Арктическую платформенную мегапровинцию. Горно-складчатые области, являющиеся тектоническими единицами трансконтинентального ранга (Верхояно-Колымская, Момско-Черская, Анюйско-Чукотская, Охотско-Корякская), включают горно-складчатые системы (структуры регионального ранга). Структуры территориального ранга, выраженные в деформациях верхнекорового слоя и земной поверхности, представлены горными сооружениями и крупнейшими впадинами. В пределах структур территориального ранга обособляются зоны поднятий и прогибов, отдельные поднятия и впадины, структурные ступени – структуры локального ранга.

Изучение неотектонической структуры этого обширного региона и механизмов её нагружения необходимо для реконструкции дифференцированных условий её развития и выяснения возможной роли этих условий в минерагии регионов.

Ключевое положение на СВ России занимает Момско-Черский горный пояс – Момский рифтоген, который многими исследователями считается границей Евразийской и Американской литосферных плит-гигантов. В развитии рифтогена установлена смена обстановки растяжения, существовавшей при его заложении, на геодинамические условия латерального сжатия, которая могла быть обусловлена развитием Оймяконской структуры.

На космических изображениях низкого и среднего разрешения Оймяконская структура проявлена как вихревая. В этой форме, возможно, отражаются неоднородности глубинных горизонтов земной коры. В верхнекоровом же тектоническом плане наиболее отчетливо обособляется основная часть структуры – квазиизометричное поднятие-массив диаметром >200 км неоднородного структурно-геоморфологического строения: северо-восточная часть, выраженная Тас-Кыстабытским хребтом, значительно поднята относительно юго-западной (Нельканской), граничащей по правому притоку р. Индигирки. С активным развитием Оймяконской структуры в плиоцене-квартере связано образование конформных изгибов орогенных структур Черского пояса, развитие взбросо-надвиговых дислокаций и завершение формирования Момского рифта.

При проведении полевых исследований в пределах Оймяконской структуры была собрана база данных об ориентации тектонических борозд и штрихов скольжения, которая была дополнена сейсмологическими данными о ближайших землетрясениях в регионе. Работа проводилась в левобережной части бассейна р.Б.Тарын (правого притока р. Индигирки), сложенной терригенными породами верхнего триаса и нижней юры (Т₃-J₁). Комплекс горных пород представлен ритмично чередующимися, пачками мелководно-морских отложений: песчаников, алевролитов и аргиллитов. Иногда среди них встречались линзы грубообломоч-

ных песчаников, гравелитов и конгломератов. Залегание терригенных пород определяется их положением в крыльях пологой антиклинальной складки меридионального простирания. Местами толща пород смята в мелкие брахиформные складки, но, в целом, её залегание, – близко к пологим моноклиналям. Толща терригенных пород пронизана сетью кварцевых жил и прожилков. По ориентации сеть жил разделяется на три группы. Во-первых, это послойные тела, залегающие согласно со слоистостью вмещающих пород. Вторая группа тел характеризуется условиями крутого залегания, секущими слоистость и ориентированными азимутально в соответствии с ориентацией русла р. Б. Тарын. Третья группа характеризуется тоже секущими отношениями с вмещающими породами, но более пологими и субширотными условиями залегания. В приведённых деталях залегания вмещающих горных пород и жильного комплекса отражается довольно отчётливая генетическая связь этих условий с механизмами деформации структур исследованного района, реконструированными по бороздам скольжений и характеристикам землетрясений. Результаты реконструкций приведены в табл.

Последовательные фазы деформации района

Фазы	Тип поля	ориентация осей			μ_{ϵ}	ΔZ
		σ_1	σ_2	σ_3		
A seism	Взбросовый	213° ∠ 60°	354° ∠ 24°	92° ∠ 16°	0.09	0.09
A	Взбросовый	214° ∠ 66°	7° ∠ 22°	101° ∠ 10°	0.09	0.11
B	Взбросовый	208° ∠ 73°	95° ∠ 7°	3° ∠ 15°	-0.05	0.13
C	Сдвиговый	97° ∠ 4°	209° ∠ 79°	7° ∠ 10°	0.12	0.02
D	Сбросовый	100° ∠ 11°	7° ∠ 16°	223° ∠ 70°	-0.23	-0.09
E	Сбросовый	347° ∠ 15°	82° ∠ 20°	222° ∠ 65°	-0.20	0.01
F	Сдвиговый	360° ∠ 27°	223° ∠ 55°	101° ∠ 20°	0.14	-0.08

В первой колонке таблицы показана последовательность ряда реконструированных фаз в направлении действия от наиболее древней фазы F до современной фазы A seism. Во второй колонке таблицы показаны механизмы деформации, контролировавшие развитие деформационного процесса на каждой из фаз. В третьей, четвертой и пятой колонках таблицы, приведены, характеристики ориентации осей, соответственно, «растяжения» (σ_1), «промежуточного напряжения» (σ_2) и «сжатия» (σ_3). В шестой колонке даны значения коэффициента Лодэ-Надаи (μ_{ϵ}) в каждой из фаз деформации. Отрицательное значение коэффициента свидетельствует о развитии процесса деформации в условиях «растяжения», ориентированного в соответствии с характеристиками осей в третьей колонке (σ_1). Положительное значение, – в условиях «сжатия», ориентированного в соответствии с характеристиками пятой колонки (σ_3). В седьмой колонке даны значения «приращения» вертикальной компоненты деформации ($\pm\Delta Z$), по знаку которой определяют условия удлинения (+) или укорочения (–) деформируемого объема горных пород по вертикальной оси (направленной на зенит в сторону свободной поверхности земной коры). Вместе, – характеристики являются развёрнутой информацией об условиях развития деформационного процесса. Главный вывод из данной информации состоит в том, что условия развития новейшего процесса деформации Оймяконской структуры, реконструированные и по геологическим, и по сейсмологическим данным, практически, идентичны. Развитие структуры на новейшем (A) и современном (A^{сейсм}) этапах тектогенеза происходило и происходит под действием взбросового механизма деформации, контролирующего устойчивость тренда латерального сжатия ($\mu_{\epsilon}^{\text{геол}} = \mu_{\epsilon}^{\text{сейсм}} = +0.09$) структуры в субширотном направлении по азимуту 92е–101е. Примечательно и сохранение простирания плоскости действия растяжения (σ_1). Им определяется ориентация русла р. Б Тарын, т.е. границы раздела Оймяконской структуры на юго-западную Нельканскую и северо-восточную Тас-Тыскабытскую части. Судя по знаку и величине вертикальной компоненты (+ ΔZ), вертикальное удлинение (разуплотнение) структуры началось на фазе C, достигло максимума на фазе B, и начало снижаться на фазах A и A^{сейсм}. Геолого-структурные обстановки рудогенеза в регионе определялись условиями деформации на границе фаз B и A.

ДЕВОНСКИЙ ВОЗРАСТ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩИ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Доронина Н.А., Минина О.Р.

dna48@mail.ru, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук
(ГИН СО РАН), Улан-Удэ, Россия

В работе приведены первые результаты палинологических исследований метаморфических пород ципиканской толщи из Багдаринского района Западного Забайкалья.

Западное Забайкалье входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса. Вопросы формирования его континентальной коры на протяжении многих лет вызывают особый интерес. В последние годы в Западном Забайкалье была выделена Байкало-Витимская складчатая система (БВСС), в составе которой установлены байкальский (RF), каледонский (V-C-S₁), ранне- (S₂-C₁) и позднегерцинские (PZ₂) структурно-формационные комплексы, образующие соответствующие структурные этажи. Комплексы байкальского и каледонского структурных этажей слагают фундамент, на котором формировались герцинские комплексы [6]. Байкальский структурный этаж БВСС объединяет магматические (с возрастом от 971 до 780 млн лет) и метаморфические комплексы, состав, строение и геодинамические обстановки формирования которых до сих пор дискуссионны [1, 6, 7]. Докембрийские метаморфические комплексы представлены породами гаргинской серии, возраст которых в настоящее время недостаточно обоснован.

Ципиканская толща считается типичным представителем гаргинской серии и распространена в бассейне р. Ципикан. В стратотипе (р. *Ципикан*) толща сложена преимущественно биотит-кварц-плагиоклазовыми сланцами с прослоями кальцитовых мраморов и вмещает силлы амфиболитов с возрастом 324.1±5.0 млн лет. В бассейне р. *Ушма* к ципиканской толще относятся метапесчаники и туфопесчаники, алевролитистые аргиллиты, апориодацитовые сланцы. В составе толщи общей мощностью более 4000 м выделяют четыре пачки. Установлено, что осадконакопление проходило в обстановке активной континентальной окраины и/или континентальной островной дуги за счет разрушения докембрийских магматических комплексов среднего и кислого состава, о чем свидетельствует возраст детритовых цирконов (самый молодой циркон 756 млн лет) [3].

Ципиканская толща зонально метаморфизована. Степень метаморфизма возрастает в юго-восточном направлении от озера Баунт к верховьям ручья Якша от условий промежуточных между катагенезом и хлорит-серицитовой субфацией зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой фации (ставролит-мусковит-биотитовой и андалузит-кианит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации) по В.А. Глебовицкому (1977), но участками биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы сохраняют облик метапесчаника, метаалевролита [2]. Изотопные исследования Sm-Nd и Rb-Sr методами монофракций гранатов и слюд из биотит-кварц-плагиоклазовых сланцев, а также из прорывающих гранитоидов и базитов, позволяют предполагать среднетриасово-раннеюрский возраст гранитоидного магматизма (240-192 млн лет) и верхнекаменноугольно-раннеюрский возраст метаморфизма алевропесчаников и базитов (302-179 млн лет) [4].

В настоящее время ципиканская толща датируется верхним рифеем условно. Мы попытались определить возраст толщи палинологическим методом, который успешно применяется в регионе для датирования отложений, не содержащих видимых органических остатков [5]. Всего изучено 18 проб вкрест и по простиранию толщи.

Микрофоссилии выделены из метапесчаников и метаалевролитов второй, третьей и четвертой пачек толщи в бассейнах рек Ципикан (руч. Сивак, Якша) и Ушмы. Во всех пробах установлены палиноморфы, первое появление которых отмечается с силура или девона (определения Л.Н. Небекикутиной, Воронежский госуниверситет). Миоспоры составляют основную часть комплекса и представляют собой дисперсные растительные остатки,

полностью сохранившиеся в виде спорополлениновых оболочек и приуроченные к определенным интервалам разреза.

Миоспоры всех трех пачек ципиканской толщи близки между собой и объединены в единый палинокомплекс (ПК). В составе комплекса, кроме видов, распространенных в среднем девоне-среднем карбоне, присутствуют *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmed var. *minor* Naum. (D), *Hymenozonotriletes emendatus* Kedo (D₃). Виды *Tolisporites variabilis* (Naum.) Oshurk., *Reticulatisporites devonicus* (Naum.) Oshurk., *R. perlotus* (Naum.) Oshurk., *Tuberculispора evlanensis* (Naum.) Oshurk., *Geminospора semilucensa* (Naum.) Obukh. et M. Rask. характерны для франского яруса верхнего девона, а *Hymenozonotriletes deliquescens* Naum., *Lophozonotriletes tylophorus* Naum., *Ambisporites eximius* (Naum.) Oshurk. типичны для верхнефранского подъяруса. Миоспоры *Acantotriletes buserus* Tschibr., *Densosporites sorokinii* Obukh. характеризует нижнюю часть франа. Для франа также характерны *Archaeozonotriletes echinatus* Naum. и миоспоры с дистальной бороздой *Archaeoperisaccus* (Naum.) Pot. Кроме миоспор, в ПК установлены дисперсные фрагменты кутикул *Estonia scarber* Serg., встречающиеся во франских отложениях.

Палинокомплекс ципиканской толщи определяет позднедевонское, франское время накопления отложений. Присутствие в палиноспектрах второй пачки (р. Ципикан, руч. Сивак) *Acantotriletes buserus* Tschibr., *Densosporites sorokinii* Obukh., характерных для нижней части франа, в третьей пачке (р. Ципикан, руч. Якша) *Geminospора semilucensa* Naum., являющегося зональным видом миоспоровой зоны SD средней части франского яруса Русской платформы, а в спектрах четвертой пачки (р. Ушма, руч. Якша) *Hymenozonotriletes deliquescens* Naum., зонального вида миоспоровой зоны DE верхней части франского яруса [8] позволяет предполагать нижнефранское время накопления нижней, среднефранское для средней и позднефранское для верхней частей разреза толщи. Распространение миоспор по разрезу толщи подтверждает установленную ранее вертикальную последовательность пачек. Кроме того миоспоры из отложений бассейна р. Ушмы, ранее включавшихся в состав второй пачки, аналогичны четвертой пачке, на основании чего эту часть разреза толщи следует отнести к последней. Эти данные подтверждают наличие левого сдвига по широтному разлому вдоль ручья Поворотный.

Таким образом, впервые ципиканская толща охарактеризована палеонтологически и датирована франским веком позднего девона, что позволяет исключить ее из состава байкальского структурного этажа БВСС. По вещественному составу и комплексам микрофоссилий ципиканская толща сопоставима с нижней частью разреза якшинской свиты Багдалинской подзоны Витимкан-Ципинской зоны БВСС [5]. Учитывая палеонтологически обоснованную непрерывность франских отложений, можно полагать и относительно небольшую амплитуду субширотных сдвигов, в целом не нарушающих полноту разреза ципиканской толщи. С учетом франского возраста отложений может быть пересчитан максимальный модельный возраст ее протолита: 1455-2038 млн лет, $\epsilon Nd(380) = -(2.8-3.8)$.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-12-324).

Литература

1. Гордиенко И.В. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53-70.
2. Доронина Н.А. // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции... СПб., 2012. Т. 1. С. 204-207.
3. Доронина Н.А. // Материалы совещания Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск, 2012. Т. 1. С. 88-91.
4. Доронина Н.А., Левский Л.К. // Материалы совещания Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 12. – Иркутск, 2014. С. 109-110.
5. Минина О.Р. // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск, 2014. 36 с.
6. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др. // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3-28.
7. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23-51.
8. Avkhimovitch V.I., Tchibricova E.V., Obukhovskaya T.G. et al. // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine. 1993. v. 17. s. 79-147.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ РЕСПУБЛИКИ КОМИ)

Лютоев В.А.

valutoev@geo.komisc.ru, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

При составлении карт общего сейсмического районирования (ОСР) геосинклинальных областей, где землетрясения регистрируются довольно часто, были достигнуты некоторые успехи. Для платформенных территорий просматривается несколько иная картина – схема ОСР далеко не всегда соответствует требуемым критериям прогноза. Это связано как с тем, что в таких регионах происходит малое количество сейсмических толчков, так и с серьезными трудностями в методологических подходах их изучения. Нами предложен метод изучения сейсмичности платформенных областей на примере сейсмического районирования Республики Коми. В основе его лежит концепция И. Е. Губина – изучение сеймотектонических условий в формировании очагов землетрясений, где основным носителем информации является сейсмогенная зона [1].

Первый этап сейсмического районирования 1997–2003 гг.

При изучении местных сеймотектонических условий нами были использованы региональные геологические и геофизические материалы и публикации: В.А. Дедеева, Н.А. Малышева, И.В. Запорожцевой, А.М. Пыстина, И.Н. Рыжова, В.В. Юдина и многих др.. Размеры плейстосейстовых областей сейсмогенных зон были определены из макросейсмических данных Сысольского семибалльного землетрясения, произошедшего в 1939 г. в южной части Республики Коми (материалы опроса, Тимонин Н.И., 1986 г.). С пуском сейсмической станции «Сыктывкар» в 1997 г. были получены первые сейсмограммы удаленных, близких и местных землетрясений. Совместный анализ землетрясений с геолого-геофизическими данными позволил получить первые сведения о потенциале сейсмичности региона.

В итоге была построена схема сейсмического районирования Республики Коми в масштабе 1:2500000, где определены потенциально активные сейсмогенные зоны: 1 – Кировско-Кажимская, 2 – Восточно-Центрально-Тиманская, 3 – Припечорская, 4 – Южно-Тимано-Ухтинская, 5 – Южно-Печорская, 6 – Интинская, 7 – Усинская, 8 – Воркутинская. Наиболее опасная из них Кировско-Кажимская сейсмогенная зона, где произошло Сысольское землетрясение магнитудой около 5,5 единиц или 7 баллов по международной шкале MSK. В северной оконечности этой зоны находится г. Сыктывкар с населением около четверти миллиона человек. В связи с попаданием этого города в семибалльную плейстосейстовую область сотрясений относительно центральной оси этой зоны было проведено СМР в масштабе 1:25000. Кроме того, на схеме сейсмического районирования обозначены зоны, перспективные на возникновение сейсмических толчков в будущем, несмотря на отсутствие сведений о землетрясениях на момент ее построения [2].

Второй этап сейсмического районирования с 2003 по н.в.

Используя результаты последующих наших исследований [3-8], мы пришли к выводу, что геологическая среда, способная инициировать очаги землетрясений, строго подчинена одним и тем же физическим законам, как для платформенных, так и для геосинклинальных областей. Отличие их физико-сеймотектонических моделей развития очага землетрясений состоит в том, что в геосинклинальных областях геологические блоки более раздроблены, поэтому более мобильны в своих пространственных перемещениях – эффективные скорости реверсивных движений выше платформенных. С другой стороны, эти области обладают большими скоростями диссипации сейсмической энергии в силу их более неоднородного вещественного заполнения и меньших размеров, чем платформенные. Несмотря на это, здесь инициируются более частые сейсмические толчки в отличие от платформенных областей, где диссипация сейсмической энергии протекает с меньшей скоростью, но при этом их реверсивная скорость движения геологических блоков существенно ниже, а это обеспечивает более целостное состояние горных пород на глубине, даже в условиях более низких

значений предела прочности горных пород по сдвиговым составляющим при формировании очагов землетрясений. Т.е. на процесс формирования очага землетрясений в основном влияют активные факторы: диссипативные (в большей степени для платформ) и реверсивные скорости (в большей степени для геосинклинальных областей) геологических блоков земной коры; и пассивные – относительно резкая дифференциация упругих параметров горных пород и наличие волноводов в глубине разреза земной коры. Таким образом, для успешного решения задач сейсмического районирования платформенных территорий необходимо решить следующие задачи:

1) определить скорости диссипации геологических структур и на основе этого получить алгоритм потенциала сейсмичности по отношению к распределению произошедших сейсмических событий;

2) определить упругие параметры ССЭ в разрезе земной коры на основе скоростей продольных и поперечных волн, определенных с помощью глубинного сейсмического зондирования, что позволит оценить количественно возможную глубину формирования очага землетрясения, а также дать качественную характеристику скорости их формирования.

Все полученные сведения необходимо вынести на карту сейсмического районирования, в помощь уже имеющимся пространственно-численным значениям зарегистрированных землетрясений (эпицентры, магнитуды, гипоцентры). Далее необходимо провести взаимную корректировку карты ОСР или ДСР, которые в итоге будут несколько видоизменены, а именно окончательно разграничены платформенные территории на активные, с наличием сейсмогенных зон и пассивные в сейсмическом отношении области.

Литература

1. Губин И.Е. О детальном сейсмическом районировании // Детальное сейсмическое районирование. М. Наука, 1980. С. 8-25.

2. Лютоев В.А. Сейсмогенные зоны Республики Коми и микросейсморайонирование г. Сыктывкара. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 32с.

3. Лютоев В.А. Использование микросейсм и атмосферного давления в сейсморайонировании // Геодинамическая эволюция и геолого-геофизические межгеосферные взаимосвязи литосферы северо-восточной окраины европейского кратона. Сыктывкар: Геопринт, 2008. Отчетная серия № 10. С.34-41. (программа фундаментальных исследований РАН).

4. Лютоев В.А. Новые подходы к изучению потенциала сейсмичности юга Республики Коми / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей : мат-лы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. Москва. 2010. С.237-241.

5. Лютоев В.А., Пономарева Т.А. Геофизическая основа сейсмотектонических построений в сейсмическом районировании европейского северо-востока России // Проблемы сейсмотектоники : мат-лы XVII Международной конференции. М.: 2011. С. 317 – 321.

6. Лютоев В.А. Использование диссипативных особенностей платформ в сейсмическом районировании // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар, 2011. № 9. С. 14-17.

7. Лютоев В.А., Пономарева Т.А. Роль волноводов геологических структур при исследовании сейсмичности платформенных территорий России // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. № 2. 2012. С. 2.

8. Лютоев В.А. Влияние атмосферного давления на микросейсмические процессы земной коры в пределах платформ // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2013. № 9. С. 20-23.

ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В КОНЦЕ ВЕНДА

Кадыров А.Ф.

scenvoy@gambler.ru, Башкирский государственный университет, Институт геологии
УНЦ РАН, г. Уфа, Россия

Палеомагнитология – учение о магнитном поле Земли прошлых геологических эпох, объектом изучения которой являются фиксация и сохранение направления и величины геомагнитного поля магнитными минералами горных пород в виде вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН), благодаря которой сохраняется запись древнего геомагнитного поля. Чтение этой записи позволяет восстановить историю геомагнитного поля, движения континентов, осуществлять палеотектонические реконструкции, создать геомагнитную шкалу времени.

Существующие взгляды на палеогеографию Земли в верхневендское время, после распада Родинии и до возникновения Гондваны, весьма неопределенны и противоречивы. Следствием этого стало неточное определение палеогеографического положения Восточно-Европейской платформы в интервале 700–500 млн лет. Согласно данным разных авторов, ВЕП в венде могла находиться в любых широтах – от южного полюса до экватора [Kirschvink et al., 1997; Meert et al., 2007; Abrajevitch and Van der Voo, 2010]. Таким образом, на сегодняшний день палеомагнитные данные по вендским породам ВЕП не позволяют однозначно судить о ее положении в венде. Для воссоздания палеогеографии Восточно-Европейской платформы нужно получать новые данные, чем и занималась группа исследователей из лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН и лаборатории геофизики УНЦ РАН в период с 2010 по 2014 гг. В данной статье, мною, как одним из исполнителей работ, будут изложены некоторые результаты этих исследований.

Опорные разрезы венда установленные на западном склоне Южного Урала представлены ашинской серией, которая рассматривается как моласса [Беккер, 1988]. В составе серии выделяется зиганская свита (V_{2zn}) сложенная песчаниками и алевролитами полимиктовыми, реже кварцевыми, с прослоями аргиллитов. Установлено, что западная часть Уральского складчатого пояса является деформированной окраиной Восточно-Европейской платформы [Козлов, 1982], поэтому палеомагнитные данные, получаемые по изучаемому региону можно экстраполировать на всю ВЕП

Палеомагнитное опробование пород зиганской свиты было проведено в пределах Башкирского мегантиклинория, который является одной из структурных единиц Центрально-Уральской мегазоны Южного Урала. В двух третях образцов серо-бурых и бурых разностей песчаников зиганской свиты удалось выделить высокотемпературную компоненту ЕОН, связанную с гематитом. Направления этой компоненты достаточно хорошо сгруппированы для всей коллекции, выделены направления как прямой, так и обратной полярностей, что является довольно сильным аргументом в пользу первичности выделенной намагниченности.

Полученный по зиганской свите полюс согласуется с одновозрастными полюсами, полученными на юго-восточном побережье Белого моря, а также с одним из полюсов, полученных по поздневендским отложениям Южной Волыни. Все эти полюса образуют плотный кластер, средний полюс, вычисленный по этой группе, имеет широту $Plat = 26.9^\circ N$ и долготу $Plong = 299.2^\circ E$ (кучность $K = 35$, радиус круга доверия $a_{95} = 11.4^\circ$, $N = 6$ полюсов) [Федорова Н.М. и др., 2013]. Все три изученных региона отстоят друг от друга не менее чем на 1500 км, так что полученные результаты можно считать независимыми записями магнитного поля Земли. Если бы изученные верхневендские породы были перемагничены позднее, это привело бы к совпадению полюса для Южного Урала с некоторым участком кривой кажущейся миграции полюса в фанерозое для Восточно-Европейской платформы. Для проверки этого предположения можно использовать кривые миграции палеомагнитного полюса [Torsvik, Cocks, 2005]. Полученный на Южном Урале результат достаточно далеко отстоит от фанерозойского участка этих кривых. Это еще один довод в пользу того, что изученные поздневендские породы не перемаг-

ничены в палеозое. Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод, что Восточно-Европейская платформа в конце венда находилась в приэкваториальных широтах (среднему направлению высокотемпературной компоненты намагниченности зиганской свиты соответствует палеоширота около $10^{\circ} \pm 3^{\circ}$.) [Баженов и др. 2013].

Знания о положении континентов (и ВЕП в их числе) на рубеже венд-кембрий позволяют внести ясность в понимание многих вопросов истории развития нашей планеты, в частности палеогеографических обстановок расцвета эдиакарской и кембрийской фауны. Современное представление о тех событиях следующее: вследствие распада Родинии на отдельные континенты Лавразия, Балтика, Гондвана, Сев. Китай образовывались, наряду с уже существовавшим Тихим, межконтинентальные океаны – Япетус и Тетис [Хаин, 2003]. Распад Родинии и некоторое увеличение площади континентов привели к увеличению шельфового пространства при относительно близком расположении континентов, что создавало благоприятные для развития жизни мелководные условия. В океанах, в пределах континентального склона, вероятнее всего, происходило явление апвеллинга с привнесом фосфатного и карбонатного вещества, которое участвовало в строении экзоскелетов организмов. Еще одной причиной кембрийского взрыва может являться нестабильное состояние магнитного поля на рубеже венда – кембрия. Существует ряд исследований [Дмитриев, 2012], указывающих на прямое и косвенное влияние состояния магнитного поля Земли на геологические процессы, климат и органический мир. В процессе исследований в породах зиганской свиты выявлена высокая частота инверсий. Смена полярности происходит в среднем через каждые 7-8 метров по мощности, или 20-25 раз за миллион лет, что намного чаще, чем в породах любого другого возраста [Баженов и др., в печати].

Литература

1. Баженов М.Л., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Левашова Н.М., Меерт Дж.Дж., Федорова Н.М., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю. Палеомагнетизм вендских осадочных пород ашинской серии Южного Урала // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Седьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург : УРО РАН, 2013.
2. Дмитриев А.Н. Планетофизические перемены Земли // Казначеевские чтения №1, 2012. Сб. статей и докладов Дмитриева А.Н. на научно-практических конференциях Международной Славянской академии в 2007-2011 годах. – Новосибирск : ЗСО МСА, 2012, 354 с., илл.
3. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М. : Наука, 1982. – 128 с.
4. Федорова Н.М. Левашова Н.М., Баженов М.Л., Меерт Дж.Дж., Сергеева Н.Д., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Кузнецов Н.Б., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М. Восточно-Европейская платформа в конце венда: новые палеомагнитные и геохронологические данные. М. : Геология и Геофизика, 2013 г.
5. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М. : Научный мир, 2003. – 348 с.
6. Meert J.G., Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Hendriks B.W.H. Age and paleomagnetic signature of the Alnø carbonatite complex (NE Sweden): Additional controversy for the Neoproterozoic paleoposition of Baltica, *Precambrian Research*, 2007, 154, 159-174.
7. Kirschvink J.L., Ripperdan R.L., Evans D.A. Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander, *Science*, 1997, 277, 541-545.
8. Abrajevitch A., Van der Voo R. Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis, *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 293, 164-170.
9. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л. : Недра, 1988. – 288 с.
10. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология – Л. : Недра, 1982 г. – 312 с.
11. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in paleomagnetism, *Geophysical Journal International*, 1990, 103, 725-729.
12. Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Norway in space and time: A Centennial cavalcade, *Norwegian Journal of Geology*, 2005, 85, 73-86.

ЛИТОЛОГИЯ КОНТУРИТОВ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ПОДНОЖИИ БРАЗИЛИИ И УРУГВАЯ

¹Сейткалиева Э.А., ²Борисов Д.Г., ²Мурдмаа И.О.

¹blooregard@inbox.ru, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

За последние 20 лет интерес мирового научного сообщества к проблеме контуритов (осадков, отложенных или переотложенных под действием придонных течений) значительно вырос. Это связано не только с широким распространением данного генетического типа отложений на континентальных окраинах, но и с большим значением контуритов для палеоокеанологии (Rebesco et al., 2014).

Мощные осадочные толщи контуритовых тел, которые почти непрерывно накапливались в течение сотен тысяч и даже нескольких миллионов лет, содержат в себе палеоклиматическую и палеоокеанологическую информацию о вариациях придонной циркуляции вод (в том числе о скоростях течений). Высокие скорости накопления контуритов, преимущественно рыхлых тонкозернистых отложений с высоким содержанием поровой воды, порождают нестабильность склона, что является причиной схода оползней и гравитационных потоков, которые представляют опасность для газопроводов, кабелей и инженерных сооружений на континентальном склоне и его подножии. Контуриты являются также потенциальными коллекторами нефти и газа, что только усиливает интерес к данному генетическому типу отложений (Duarte, Viana, 2007).

В основу данной работы легли результаты пяти экспедиций, проведенных на НИС «Академик Иоффе» в 2010-2014 гг., рейсы: 33, 35, 37, 43, 46. В результате изучения 14 колонок донных осадков длиной 1.5–7 м, отобранных с глубин 3345–4108 м. Все колонки в нижней части вскрыли отложения позднего плейстоцена (Мурдмаа, Иванова, 2012, Мурдмаа и др., 2013). Основная цель работы состояла в изучении литологии контуритов в районе исследования.

Доминирование контуритов в верхнечетвертичном аккумулятивном шлейфе континентального подножия Бразилии и Уругвая подтверждено в ряде статей отечественных и зарубежных ученых (напр., Левченко, Мурдмаа, 2013, Preu et al., 2013). При этом основная роль в формировании контуритов в районе исследования на глубинах более 3500 м отводится придонным течениям Антарктических вод (напр. Борисов и др., 2013).

Район исследования охватывает отрезок континентального подножия в северо-западной части Аргентинской и юго-западной части Бразильской котловин. Север Аргентинской котловины отличается высокими скоростями и относительной стабильностью течений антарктических вод, которые формируют в котловине несколько крупных круговоротов, а также большими значениями привноса терригенного материала из залива Ла-Плата – от 80 млн т/год до 97 млн т/год (Лисицын, 1978, Gilberto et al., 2004). Такие условия благоприятны для формирования контуритовых дрейфов различных типов и размеров. На юге Бразильской котловины количество поступающего с континента терригенного материала сравнительно мало, а его транспортировка на континентальное подножие осуществляется преимущественно эпизодическими гравитационными потоками (напр., Емельянов, 2009).

В результате макроскопического изучения колонок на борту судна и последующего изучения осадка в смер-слайдах под поляризационным микроскопом в лабораторных условиях были выявлены некоторые зависимости изменения цвета осадка от его вещественного состава. Цвет темных прослоев осадка часто обусловлен относительно повышенным содержанием пирита (3% и более) и терригенной примеси (25-80% в виде кварца, полевого шпата, плагиоклаза, а также обломков минералов роговой обманки, клинопироксена и слюд). Цвет светлых прослоев обусловлен содержанием кокколитов от 5 до 25% и содержанием раковин фораминифер от 5 до 10%. Относительно плотные прослои осадка отличаются преимущественно глинистым составом (около 90% глинистых минералов).

В качестве основных литологических признаков контуритов были выбраны следующие: ламинированные интервалы (в т.ч. косая слоистость) с чередованием прослоев глинистого осадка и силта (тонкого песка), наличие линз более грубого материала, чередование тонких слоев глинистого ила различного цвета, биотурбация. Данные признаки являются общепринятыми (Rebesco, Camerlenghi, 2008).

Изучение осадков, вскрытых колонками 43-го рейса в южной части Бразильской котловины, позволило выявить чередование в разрезах колонок преимущественно глинистого осадка с содержанием раковин фораминифер и кокколитов от 10 до 30% и осадка с большим содержанием терригенной примеси, где пирита от 2 до 7%, а глинистых минералов в среднем 10-15%. Колонки из северной части Аргентинской котловины, представлены преимущественно глинистыми илами с содержанием фораминифер и кокколитов 0-5%.

Результаты исследования представлены в виде диаграмм распределения вещественных компонентов осадка по длине колонок.

Таким образом, было прослежено изменение вещественного состава осадков контуритов континентального подножия Аргентины и Бразилии, выделены литотипы и генотипы отложений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-05-31357 мол_а.

Литература

1. Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др. Контуритовые системы в районе южного эскарпа плато Сан-Паулу, Южная Атлантика // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 4. С. 517-528.
2. Левченко О.В., Мурдмаа И.О. Комплексные исследования вдоль трансатлантического разреза Галифакс (Канада)–Монтевидео (Уругвай) в 35-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Иоффе” // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 3. С. 425.
3. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М. : Наука, 1978. 392 с.
4. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Отчет 37-го рейса НИС «Академик Иоффе», март-апрель 2012 г., Атлантический океан.
5. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Исаченко С.М. Отчет 43-го рейса НИС «Академик Иоффе», октябрь-ноябрь 2013 г., Атлантический океан.
6. Duarte C.S.L., Viana A. Santos drift system: Stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin, SW Atlantic Ocean // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2007. V. 276. P. 171–198.
7. Gilberto D.A., Bermec C.S., Acha E.M., Mianzan H. Large-scale spatial patterns of benthic assemblages in the SW Atlantic: the Rio de la Plata estuary and adjacent shelf waters // *Estuar. Coast Shelf Sci.* 2004. V. 61. P. 1–13.
8. Preu B, Hernández-Molina F.J., Violante R., Piola A.R., Paterlini M.C., Schwenk T, Voigt I., Krastel S, Spiess V. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: The interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2013. V. 75. P. 157-174.
9. Rebesco M., Camerlenghi A. Contourites. *Developments in Sedimentology*, V. 60. Elsevier, 2008. 688 pp.
10. Rebesco M., Hernández-Molina J., Van Rooij D., Anna Wahlin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // *Marine Geology*. 2014. V. 352. P. 111–154.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ – ВРЕМЯ НЬЮТОНА ИЛИ ВРЕМЯ ЭЙНШТЕЙНА?

Садовников Г.Н.

sadovnikov.gennady@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

«...нас учили определять одновозрастность отложений по нахождению в них одних и тех же ... руководящих форм... А ... в природе ... в явно одновозрастных слоях мы находим разные окаменелости ... Очень важно сперва выяснить закономерную смену фаций и их бен-тоса в пространстве и во времени, и только после этого надежно коррелировать отложения». Р.Ф. Геккер.

Эти слова были адресованы не школьникам или студентам, а участникам сессии Палеонтологического общества. Они сейчас ни у кого возражений не вызывают. Но только в применении к местным стратиграфическим шкалам. Общая же шкала основывается на ньютоновской концепции времени, а ее единицы – хронозоны – на руководящих формах, почти всегда принадлежащих крайне стенофациальным группам. Представления Эйнштейна о том, что время в каждой системе время свое, не признается свойственным экосистемам. Считается, что относительность времени понятие для физиков и философов. В значительной степени это связано с представлениями, что парадоксы теории относительности сказываются только на субсветовых скоростях, к которым геологические процессы никакого отношения не имеют. Между тем, скорость света – это лишь максимальная скорость сигнала. Если же скорость сигнала ниже, парадоксы будут иметь место при более низких «околосигнальных» скоростях. Биостратиграфия основана на процессах расселения организмов, которые происходят со скоростями совсем не световыми. Поэтому устанавливать эталоны временных рубежей по одной стенофациальной группе вряд ли корректно.

Единственная возможность – построение экостратиграфических шкал разных рангов – от экозональных до палеобиосферных. Эту работу начал Н.И. Андрусов, к ней призывали палеозоологов А.А. Борисяк, Ю.А. Жемчужников, В.В. Меннер. Ее блестяще продолжил Р.Ф. Геккер. Автор в последние годы провел подобные исследования для неморских отложений карбона, перми, триаса и юры севера и центра Евразии.

Литература

1. Андрусов Н.И. Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху // Известия Российской Акад. наук, 1918, № 8.
2. Борисяк А.А. Курс палеонтологии. 1905-1919. Ч. 3. Палеофаунистика и руководящие ископаемые. Вып. 1. Палеофаунистика. Пг. : Изд. Сабашниковых, 1919. 64 с.
3. Геккер Р. Ф. Отложения, фауна и флора Главного девонского поля // Фауна Главного девонского поля. Т.1. М. : Изд-во АН СССР, 1941.
4. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия // Тр. Геол. ин-та РАН. Т. 551. М. : ГЕОС, 2004. 120 с.
5. Жемчужников Ю.А. Курс палеофаунистики. ОНТИ НКТП СССР Гос. Научно-техническое горно-геолого-нефтяное издательство Л., М., Грозный, Новосибирск, 1934. 292 с.
6. Меннер В.В. Биостратиграфические методы сопоставления разрезов разнофациальных (морских, лагунных и континентальных) отложений : автореферат диссертации д-ра геол.-минерал. наук. М., 1960. 32 с.
7. Садовников Г.Н. Неморские экозоны палеозоя и мезозоя севера и центра Евразии // Новые идеи в науках о Земле : докл. XI Междунар. конф. Т. 1. М. : МГРИ-РГГРУ, 2013. С. 87-89.
8. Садовников Г. Н. Экозоны неморских отложений вишкельского – индского ярусов Средней Сибири // Палеоботанический временник. Приложение к журналу «Lethaea rossica». Вып. 1. ГЕОС, 2013. С. 70-73.
9. Садовников Г.Н. Неморские экозоны карбона, перми, триаса и юры севера и центра евразии // Изв. вузов. Сер. геология и разведка 2013 № 6. С. 91–94.

МЕЖДУНАРОДНАЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Алексеев А.С.

aaleks@geol.msu.ru, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

Важнейшее значение для геологии имеет Международная стратиграфическая шкала (МСШ), которую лучше называть Глобальной шкалой геологического времени. Международная комиссия по стратиграфии сейчас ее именует «Международная хроностратиграфическая схема» (International Chronostratigraphic Chart). Формирование МСШ еще не закончено, но общие контуры и принципы уже определены. Для докембрия использовано формальное деление на примерно равные отрезки времени архея и протерозоя (эратемы), разделенные в протерозое на 10 систем. Их нижние границы определены через «глобальные стандартные стратиграфические возрасты» и тем самым не имеют историко-геологической основы. Основным принцип создания МСШ фанерозоя, вокруг которого концентрируются наиболее острые дискуссии, особенно в России, – фиксация границ подразделений в виде стратотипов границ или точнее «глобальных стратотипических разрезов и точек» (GSSP). При этом закрепляется только нижняя граница подразделения, а его верхняя граница – подошва более молодого стратона. Это позволяет избежать временных перекрытий или зияний в общей последовательности геологической истории. В соответствии с правилами установления GSSP, сначала осуществляется выбор маркера границы, а затем подбирается подходящий разрез, в котором и закрепляется «золотой гвоздь». На практике эти две задачи решаются чаще всего параллельно. Также принято, что границы подразделений более высокого ранга должны совпадать с границей одного из подразделений низшего ранга, каковым является ярус. Правило приоритета не действуют, так как ярусы ранее в МСШ не утверждались, будучи региональными стратонами. Поэтому для одних систем сохранены традиционные обычно европейские названия ярусов, а для других (кембрий, ордовик) предложены совершенно новые ярусные последовательности.

Первоначально единственным критерием границы считалось первое, наиболее раннее, эволюционное появление в единой филогенетической линии какого-либо таксона, обеспечивающего наиболее удаленную и наиболее надежную корреляцию. Позднее, из-за очевидной диахронности границ, выбранных на палеонтологической основе, особый приоритет стал отдаваться физическим маркерам границ – палеомагнитным, хемотратиграфическим и прочим.

На конец 2014 г. из 100 ярусов фанерозоя получили свои GSSP 64, то есть почти две трети. Анализ этих GSSP позволяет выделить несколько их типов.

Биостратиграфические. Это наиболее распространенный тип, к нему относятся границы 53 ярусов – все в мезозое и почти все в палеозое. Согласно правилам, в качестве маркера должен выбираться вид в единой филогенетической последовательности в конкретном разрезе на том уровне, где наличие переходных форм позволяет установить истинное первое появление. На практике это требование не всегда удается выполнить. Используются следующие группы: конодонты (17 границ, из них 1 в мезозое), граптолиты (13 границ, все в палеозое), аммоноидеи (10 границ, все в мезозое), фораминиферы (4 границы, по одной в палеозое и мезозое и 2 в кайнозое), трилобиты (4 границы в палеозое), известковый наннопланктон (3 границы в кайнозое), брахиоподы (1 граница в палеозое) и двустворчатые моллюски (1 граница в мезозое). Для нижней границы олигоцена вопреки правилам в качестве маркера выбрано не событие первого появления, а исчезновение планктонных фораминифер семейства *Hantkeninidae*.

Ихнологические. К этому типу принадлежит только одна граница – GSSP одновременно основания фанерозоя, кембрия, его нижнего отдела и форчунского яруса. В качестве маркера этой границы в 1992 г. выбрано первое появление в разрезе на п-ове Ньюфаундленд в Канаде ихнофоссилии *Trichophycus pedum*. Это решение не согласуется с действующими правилами выбора GSSP. Кроме того, эта граница могла бы быть зафиксирована

биостратиграфически, так как ниже этого уровня уже появляются первые скелетные организмы.

Магнитостратиграфические. По смене намагниченности осадочных толщ или по иным событиям, но вблизи границ магнитохронов, установлены 6 границ и все они кайнозойские. В частности, таким образом зафиксированы основание гелазского яруса (или четвертичной системы) на уровне в 1 м выше границы магнитозон Гаусс и Матуяма, аквитанского яруса в подошве магнитозоны C6Cn.2n и танетского (подошва магнитозоны C26n). Считается, что физические границы не скользят во времени и могут прослеживаться глобально в толщах совершенно различного генезиса, но без биостратиграфического контроля они не могут быть корректно идентифицированы.

Хемотратиграфические. Новый тип GSSP, который стал выделяться совсем недавно, включает рубежи ярусов, зафиксированные по аномалиям в изотопном составе кислорода и углерода биогенных карбонатов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$). Таких GSSP пока только 2 и все в кайнозое. Во-первых, это нижняя граница серравальского яруса, во-вторых, ипрского (по негативной аномалии $\delta^{13}\text{C}$, вызванной выделением громадного количества метана из газогидратов).

Импактные. К этому типу относится лишь один GSSP – основание датского яруса или палеогена и кайнозоя. GSSP зафиксирован в Тунисе (разрез Эль-Кеф) по иридиевой аномалии в подошве пограничного глинистого горизонта, имеющего импактную природу.

Климатические. К рубежу, на котором фиксируется резкий климатический сдвиг, относится GSSP наиболее молодого яруса – голоценового (начало последнего потепления, фиксируемого по сдвигу в содержании дейтерия в керне льда скважины, пробуренной в Гренландии на уровне 11700 ± 99 лет).

Таким образом, биостратиграфические GSSP доминируют в палеозое и мезозое, причем в основу положены группы с пелагическим образом жизни, единичные – бентосные. Так, границы внутри девона кроме самого нижнего (лохковского) яруса выделены по конодонтам, а силура – по граптолитам (также за исключением одного). В кайнозое преобладают маркеры физической природы, а биостратиграфические занимают резко подчиненное положение. Будет ли тенденция замены биостратиграфических границ на физические распространяться на мезозой, для которого утверждены лишь 40% границ, пока не ясно.

Ратифицированные GSSP находятся в Европе (39), Азии (12), Северной Америке (9) и Африке (4). Они расположены в 19 странах: Китай (10), Великобритания (9), Италия (9), США (7), Франция (6), Испания (5), Чехия (3), Канада (2), Марокко (2), Швеция (2), в остальных по одному: Австрия, Германия, Голландия, Гренландия, Египет, Казахстан, Мальта, Португалия, Тунис, Узбекистан (по 1). Хотя нет ни одного GSSP в России, потенциальные кандидаты предложены для ярусов кембрия, карбона, перми, триаса и юры, причем стратотипы нижних границ сакмарского и артинского ярусов уже согласованы. Завершение работы над шкалой потребует еще не менее 20 или 30 лет.

Кембрийская система в МСШ разделена на четыре отдела и 10 ярусов, но получили названия только два отдела и пять ярусов. В ордовикской системе три отдела и 7 ярусов, причем европейских только два (тремадокский и хирнантский). Пермская система разделена на три отдела со своими названиями (приуральский, гваделупский и лопинский) и 9 ярусов: четыре российских яруса в приуральском, три американских в гваделупском и два китайских в лопинском. В каменноугольной системе два яруса европейских и пять ярусов российских, но для большинства из них GSSP еще не выбраны. Ярусное наполнение девона, триаса, всего мезозоя и кайнозоя носит вполне традиционный характер. Для двух верхних ярусов плейстоцена (с подошвой на уровне основания гелазского яруса, 2,58 млн лет) названия предложены, но еще не утверждены.

Общая стратиграфическая шкала России постепенно сближается с международной, их сходство на уровне яруса составляет 84%, и крупные расхождения сохраняются только в кембрийской и пермской системах.

РЕВИЗИЯ ТАНЕТСКИХ ГЛАДКИХ ТЕРЕБРАТУЛИД (БРАХИОПОДЫ) ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Комаров В.Н., Андрухович А.О.

komarovmgri@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Систематический состав гладких танетских брахиопод Юго-Западного Крыма был впервые установлен В.А. Зелинской в 1975 г. [2]. Согласно этим данным комплекс включает *Terebratula bisinuata* Lam. (изучено 10 раковин), *T. mitchensis* Ilyina (четыре брюшные и одна спинная створка), *T. plana* Zel. sp. nov. (четыре раковины) и *Oleneothyris pinguinensis* Zel. sp. nov. (одна раковина, пять брюшных и три спинные створки). Таким образом, всего В.А. Зелинской исследовано 15 раковин и 13 обычно в различной степени повреждённых брюшных и спинных створок.

Упомянув о том, что при первоначальном установлении мангышлакского вида *Terebratula mitchensis* А.П. Ильиной были приведены изображения, сопровождающиеся очень кратким описанием лишь наружного строения раковины, В.А. Зелинская, тем не менее, отметила, что часть раковин из крымского палеоцена, несомненно, принадлежит к этому виду. В.А. Зелинская указала, что вид *Terebratula mitchensis* подобен виду *Terebratula bisinuata*, но отличается от него меньшей удлинённостью, отсутствием радиальных складок на поверхности раковины и, соответственно, отсутствием изгибов лобной комиссуры. Судя по данным, приведённым в [2], отличаются и размеры указанных видов. Длина *Terebratula mitchensis* достигает 4,5 см, а длина *Terebratula bisinuata* 5,8 см. Тем не менее, в описании *Terebratula bisinuata* В.А. Зелинская отметила, что в молодом возрасте раковины данного вида менее удлинённые. По мере же роста отношение длины к ширине увеличивается, а по обе стороны от срединной возвышенности появляются радиальные понижения.

Материалом для настоящего исследования, помимо опубликованных данных, послужила коллекция палеоценовых гладких теребратулид, собранная В.Н. Комаровым в период с 1986 г. по 2014 г. в ходе проведения Крымской учебной геологической практики МГРИ – РГГРУ в восточной части Бахчисарайского района, а также небольшая коллекция брахиопод кафедры региональной геологии и палеонтологии МГРИ – РГГРУ. Весь материал происходит из нижней и средней частей качинской свиты, имеющей танетский возраст. Коллекция включает 68 целых раковины, 166 брюшных створок, 11 спинных створок, 118 внутренних ядер с частично сохранившейся раковинной и 40 внутренних ядер. Всего было изучено 403 экземпляра.

Проведённое исследование показало, что брахиоподы обнаруживают большую склонность к внутривидовой изменчивости. Анализ возрастной и индивидуальной изменчивости со всей очевидностью показывает следующее. Изученные экземпляры в массе своей являются удлинёнными. Лишь в интервале длины раковин примерно от 2 до 3,7 см наблюдаются единичные экземпляры, у которых ширина равна длине или совсем немного её превышает. С возрастом, начиная с длины около 4,3 см, раковины становятся в целом более удлинёнными. Это в ряде случаев прекрасно видно на внутренних ядрах, а также выявляется при анализе линий роста у крупных раковин хорошей сохранности.

На всех возрастных стадиях брахиоподы характеризуются значительной индивидуальной изменчивостью очертаний раковины, которая с возрастом заметно усиливается.

Радиальные складки впервые появляются у отдельных экземпляров длиной 4,2 см. У форм, длиной 4,2–5,2 см радиальные складки наблюдаются часто, но не у всех брахиопод, причём в интервале длины раковин от 4,2 см до 4,6 см складки обычно развиты у более удлинённых экземпляров. В интервале длины от 4,7 до 5,2 см складки можно обнаружить как у более, так и у менее вытянутых форм. Начиная с длины около 5,3 см все изученные теребратулиды, в том числе, что самое примечательное, и более широкие, которые, по мнению В.А. Зелинской должны быть отнесены к *Terebratula mitchensis*, имеют складки. На внутренних ядрах, а также у экземпляров с обломанным лобным краем радиальные складки

иногда проявлены не очень чётко. Приведённые соображения заставляют с сомнением отнести к правомерности выделения В.А. Зелинской *Terebratula mischensis* на основе очень небольшого и фрагментарного материала.

Неоправданным, по аналогичным причинам можно считать и установление В.А. Зелинской в качестве нового вида *Terebratula plana*. Как показало изучение массового материала, все морфологические признаки данного вида, указанные в качестве отличительных (незначительная выпуклость раковины, вентрально изогнутые боковые комиссуры, приводящие к образованию крыловидности боковых поверхностей раковины, дорсально изогнутая лобная комиссура) подвержены сильной индивидуальной изменчивости.

Приведённые данные на наш взгляд позволяют считать виды *Terebratula mischensis* и *Terebratula plana* младшими синонимами вида *Terebratula bisinuata*.

Что касается *Oleneothyris pinguinensis*, то выделение этого нового вида, внешне отличающегося от других встречающихся с ним совместно крымских брахиопод в первую очередь сильно загнутой вентральной макушкой и маленьким фораменом, можно считать оправданным. Как отмечает В.А. Зелинская, “эта оригинальная форма редко встречается в палеогеновых отложениях” [2, с. 98], что подтверждают и наши данные [3]. Однако заслуживает внимания то обстоятельство, что у *Oleneothyris pinguinensis* не удалось изучить строение петли ручного аппарата, из-за чего остаётся в определённой степени дискуссионной его родовая принадлежность.

В заключение хотелось бы напомнить, что в силу сходных требований к условиям обитания два близкородственных вида обычно занимают разные экологические ниши. Это правило, названное позднее законом конкурентного исключения, было установлено Г.Ф. Гаузе в опыте над инфузориями. Современные морские донные беспозвоночные организмы также следуют указанному правилу и совместная встречаемость близкородственных видов среди них – явление не слишком распространённое, и уже совсем редкий случай – совместное обитание трёх и более видов одного рода. Среди подвижной донной фауны наблюдается несколько бóльшая частота совместной встречаемости двух близкородственных видов, что объясняется её способностью активно выбирать оптимальную экологическую нишу. Что касается ископаемых беспозвоночных, то в том случае, если ориктоценоз представлен остатками организмов, захоронённых на месте жизни популяции (а именно такое автохтонное захоронение имеет место для изученных теребратулид), к нему будет применимо правило Гаузе о несовместимости в единой экологической нише двух и более близкородственных видов. “При анализе систематического состава автохтонного ископаемого сообщества следует иметь в виду, что все экземпляры (не только связанные непрерывной изменчивостью, но и диморфные, аберрантные и др.), принадлежащие единой популяции, должны быть отнесены к одному виду” [1, с. 14].

Литература

1. Захаров В.А. Значение полевых литолого-палеоэкологических наблюдений для исследований по систематике // *Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы)*. Новосибирск. Наука, 1974. С. 8-15.
2. Зелинская В.А. Брахиоподы палеогена Украины. Киев. Наукова думка, 1975. 164 с.
3. Кондратьева Ю.В., Хитрова А.А., Пресс Д.А., Комаров В.Н. О палеогеновых брахиоподах окрестностей Бахчисарая (Горный Крым) // *Новые достижения в науках о Земле. Тезисы докладов конференции*. М. : МГГА, 1995. С. 11.

О ЗНАЧЕНИИ РАБОТЫ М.В. ЛОМОНОСОВА «О СЛОЯХ ЗЕМНЫХ» ДЛЯ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОНТОЛОГИИ, СТРАТИГРАФИИ И ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Комаров В.Н.

komarovmgri@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В апреле 2015 г. исполняется 250 лет со дня смерти гениального русского учёного М.В. Ломоносова. Творческая деятельность М.В. Ломоносова охватывала самые разные естественные, технические и гуманитарные науки. Исключительное значение имели его исследования и в различных областях геологии. Одной из важнейших геологических работ М.В. Ломоносова, в которой он синтезировал все накопившиеся к тому времени знания о Земле, является трактат “О слоях земных”, опубликованный в 1763 г. Идеи, высказанные в этой работе, на много лет опередили представления современников и в своих основных принципиальных положениях сохранили актуальность до наших дней.

М.В. Ломоносов был одним из немногих учёных, правильно понявших подлинную природу окаменелостей. Он показал, что поиск, сбор окаменелостей, их первичная обработка и подготовка к систематическому определению и описанию – важнейшие этапы научного палеонтологического изучения. От того, насколько качественно выполнена работа на этих этапах в значительной степени зависит успех палеонтологических исследований и ценность их результатов для практического применения в стратиграфических целях. М.В. Ломоносов понял важную роль органического мира в истории Земли. Он показал значение растений и животных в круговороте элементов, который совершается в пределах земной коры, в образовании различных горных пород и полезных ископаемых.

В работе М.В. Ломоносова можно найти яркие примеры, характеризующие оба главных аспекта стратиграфического исследования – расчленения и параллелизации. Он показал, что разрезы имеют чёткое слоистое строение, причём слои отличаются друг от друга разным литологическим составом, мощностью и наличием или отсутствием ископаемых остатков. М.В. Ломоносов делает важнейший вывод о том, что разрезы в разных местах состоят из одинаково залегающих слоёв, то есть указывает на возможность их параллелизации. Первичным М.В. Ломоносов считал горизонтальное залегание слоёв, а причиной его нарушения – тектонические движения.

М.В. Ломоносов сделал важнейшее заключение, которое позднее легло в основу био-стратиграфии, о приуроченности ископаемых к разным слоям. В сочетании с тем, что ископаемых находят в огромном количестве, это делает их потенциально важнейшим инструментом изучения слоистых толщ.

Рассматривая геологические процессы как комплексные явления, М.В. Ломоносов неизменно связывал их в единое целое, вызывающее в конечном итоге глубокие преобразования поверхности Земли и её недр.

М.В. Ломоносов активно использовал издавна применявшийся в естествознании исследовательский приём сравнения одного факта с другим, и в том числе, сравнение прошлого с настоящим. Этот актуалистический метод позволил ему подойти к расшифровке сущности целого ряда геологических явлений, в особенности при решении проблем генезиса тех или иных горных пород и полезных ископаемых, а также вопросов палеогеографии. Пользуясь методом сравнения горных пород с современными осадками, М.В. Ломоносов истолковывал некоторые типы новейших отложений как прообраз будущих горных пород, известных в геологических разрезах. Одним из наиболее удачных примеров применения им актуализма явилось убедительное доказательство того, что янтарь образуется из смолы ископаемых деревьев, а также объяснение генезиса торфа, каменного угля, а также нефти.

Данные о смене в геологическом разрезе морских, пресноводных и континентальных образований, а также находки морских ископаемых на современной суше дали основание

М.В. Ломоносову писать о постоянном чередовании обширных трансгрессий и регрессий, причиной которого были постепенные поднятия и опускания земной поверхности.

М.В. Ломоносов пишет о сходстве геологических процессов в прошлом и настоящем. Однако следует отметить, что актуализм у него не переходит в униформизм, принимающий неизменным ход наблюдаемых в наше время процессов. История Земли не была в понимании М.В. Ломоносова замкнутым кругом, а была процессом развития, на разных стадиях которого у Земли появлялись новые свойства и особенности, менялось соотношение различных процессов, совершающихся на поверхности и в недрах.

Важное значение для понимания геологических процессов имело чёткое разделение их М.В. Ломоносовым на внешние (деятельность текучих вод, ветра, морских волн, льда) и внутренние (вулканизм, землетрясения, движения земной коры).

Отмечая значительную роль внешних сил, важнейшим геологическим фактором, формирующим облик Земли, он всё же считал глубинные процессы. Тектонические движения М.В. Ломоносов разделял по характеру проявления и подчеркнул ведущее значение медленных колебаний обширных пространств, выделив тем самым тип движений, получивший полтора века спустя наименование эпейрогенических.

Для естествознания 18 века исключительно важную прогрессивную роль сыграла идея о постоянном развитии природы. Это теоретическое положение, активно развивавшееся М.В. Ломоносовым, обеспечило переход от представлений о неизменяемости всего существующего к признанию постоянных преобразований. Утверждение М.В. Ломоносова о непрерывных переменах, происходящих в природе, где все явления взаимосвязаны, и подчёркивание им вреда, который приносит точка зрения о постоянстве всего существующего, вступало в резкое противоречие с устоявшимся тогда почти что всеобщим мнением о полной неизменяемости органического мира, геологических явлений и среды обитания человека. Следует отметить, что, считая изменение поверхности Земли постепенно развивающимся процессом, М.В. Ломоносов не отрицал и возможных в отдельных случаях быстрых изменений земной коры, вызванных землетрясениями и вулканическими извержениями.

Важнейшими для верного понимания характера геологических процессов стали представления М.В. Ломоносова об огромной, значительно превышающей историю человечества, продолжительности геологического времени. В своих рассуждениях палеогеографического и историко-геологического характера М.В. Ломоносов исходил из представлений о том, что внутренние силы действуют “многие веки”, что Земля существует “многие тысячи лет”, указывая на трудность хотя бы приблизительного определения возраста Земли.

Слои осадочных горных пород, по мнению М.В. Ломоносова образовались не одновременно, а последовательно один за другим. Следует отметить, что М.В. Ломоносов рассуждает об относительном возрасте не только слоистых осадочных горных пород. Он отмечает, что интрузивные тела будут моложе приподнятых ими слоёв осадочных горных пород. Более поздним событием, чем образование пластов, по мнению М.В. Ломоносова, являются и разрывные нарушения.

Трактат М.В. Ломоносова “О слоях земных” явился совершенно оригинальным, не имеющим аналогов произведением. В этой работе М.В. Ломоносов в высшей степени наглядно показал блестящий образец комплексного анализа геологических проблем, привлекающего для их объяснения выводы и достижения основных естественных наук, прежде всего химии, физики и механики. Это исследовательское направление, обеспечивающее возможность получения наиболее глубоких и всесторонних данных, получило впоследствии известность под именем русской, или ломоносовской научной школы. Развитие этой школой различных отраслей геологии принесло заслуженную славу отечественной науке.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗОНЫ ПИРИТИЗАЦИИ ИЗВЕСТНЯКОВ НА ПАНЬШИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

¹Галушкин А.И., ¹Иванов В.М., ²Яшунский Ю.В.

uyashunsky@gmail.com, ¹Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия;

²ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

При прохождении Подмосковной учебной геологической практики была изучена зона пиритизации известняков среднего карбона на Паньшинском месторождении в Коломенском районе Московской области. Месторождение разрабатывается на цементное сырье. Карьером вскрыты известняки и доломиты песковской толщи мячковского горизонта московского яруса среднего карбона. Эти отложения перекрыты глинами келловейского яруса верхней юры.

В кровле карбонатных пород залегают тонкозернистые известняки с большим количеством ходов сверлящих моллюсков. Их подстилают известняки крупно- и среднезернистые органогенно-детритовые. На некоторых участках тонкозернистые известняки отсутствуют, и под юрскими глинами залегают крупно- и среднезернистые известняки, также источенные ходами сверлящих моллюсков. Ниже расположена пачка переслаивающихся тонкозернистых зеленовато-серых слабглинистых известняков и известковистых зеленовато-серых глин.

Интенсивно пиритизированные породы на контакте каменноугольных карбонатных и юрских глинистых отложений, обнаруженных на Паньшинском месторождении, является уникальным явлением для Московской синеклизы. Аналогичные контакты пород карбона и юры имеют место на Никитском, Домодедовском, Афанасьевском и Щуровском месторождениях, однако на этих объектах пиритизированные известняки не установлены.

Пиритизированные породы, представленные крупно- и среднезернистыми органогенно-детритовыми известняками черного, темно-серого и серого цвета, залегают в виде прослоев и линз мощностью 0,2–0,5 м протяженностью до 20–50 м в кровле разреза пород карбона и в настоящее время вскрыты в северной части карьера. На некоторых участках известняки в кровле прослоев и линз имеют ржаво-бурый цвет. Макроскопически пирит фиксируется и в темных, и в ржаво-бурых породах в виде мелкой (1–2 мм) вкрапленности. По результатам детального опробования и аналитических определений Fe_2O_3 и S методом рентгеноспектрального анализа было установлено, что породы черного и темно-серого цвета содержат в среднем 3,2% дисульфидов, серого – 0,8%, ржаво-бурого – 0,3%. В породах, непосредственно подстилающих линзы и прослои, сера не обнаружена.

В комбинированных шлифах, изготовленных из пород различного петрографического состава и цвета, были установлены следующие аутигенные минералы: кальцит, пирит, марказит, гидроксиды железа (по цвету, вероятно, гётит) и халцедон. Пирит существенно преобладающий над марказитом, представлен мелкокристаллической вкрапленностью, иногда – в виде фрамбоидальных агрегатов.

В результате стадийного анализа последовательности минералообразования на данном этапе изучения выделены следующие минералого-геохимические зоны: зона неизменных пород, зона пиритизации, зона окисления, зона повторной пиритизации.

При изучении шлифов было установлено, что дисульфидная минерализация представлена исключительно пиритом, иногда – в виде фрамбоидальных агрегатов. В черных и темно-серых известняках пирит частично замещает органогенный детрит, преимущественно обломки иглокожих. Здесь же отмечается крайне интенсивная регенерация кальцита на этих же обломках, когда каймы новообразованного карбоната с идиоморфной огранкой практически полностью заполняют поровое пространство, формируя базальный цемент, придающий породам чрезвычайную прочность.

В известняках ржаво-бурого цвета пирит в пределах органогенного детрита частично или полностью замещен гидроокислами железа, а на идиоморфные регенерационные каймы кальцита нарастает новая генерация пирита, лишенная признаков окисления.

Стадиальный анализ последовательности минералообразования показывает, что пиритизация известняков в кровле каменноугольных отложений происходила в две стадии, разделенных стадией окисления пород.

При отработке Панышинского месторождения (в палеонтологической литературе известно как местонахождение Пески) в известняках песковской толщи были вскрыты пять карстовых воронок, заполненных песчано-глинистыми отложениями бат-байосского времени средней юры, содержащими костные остатки рыб, амфибий, рептилий и млекопитающих, а также семена, фрагменты листьев и древесина папоротников и голосеменных растений [1]. Эти находки свидетельствуют, что климат в средней юре на этой территории был теплый, субтропический. Наличие годовых колец прироста в древесных остатках, а также фрагментов листьев сезонно листопадных растений указывает на сезонность климата, однако анализ ширины годовых колец свидетельствует, что сезонность была вызвана не похолоданием, а периодами засухи [3]. Эти условия были благоприятны для формирования болот с обильным накоплением растительных остатков в пониженных участках палеозойского палеорельефа. Седиментогенные воды таких болот были ультракислыми и резко восстановительными с высоким содержанием растворенного Fe (II) [2] и серы, как результата сульфат-редукции. Проникая в подстилающие известняки, эти растворы вызывали перераспределение (регенерацию) кальцита, а их нейтрализация приводила к осаждению пирита. В периоды засух и исчезновения болот в пиритизированные породы могли проникать кислородсодержащие воды, приводящие к окислению, а сменяющие их периоды влажного климата – вновь к заболачиванию территории и возникновению новых генераций пирита.

Литература

1. Геологическая история Подмосковья в коллекциях естественнонаучных музеев Российской академии наук / И.А. Стародубцева, А.Г. Сенников, И.Л. Сорока и др. ; [отв. ред. А.С. Алексеев] ; Гос. геол. музей им. В.И. Вернадского РАН ; Палеонтол. ин-т РАН. – М. : Наука, 2008. – 229 с.
2. Новиков И.А. Батские коры выветривания Московской области. М. : Изд-во «Реальное Время». 2011. 56 с.
3. Сенников А.Г., Алифанов В.Р., Ефимов М.Б. Новые данные о геологическом строении и фауне позвоночных среднеюрского местонахождения Пески (Московская область) // Материалы Первого Всерос. совещ. «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» / ред. В.А. Захаров и др. М. : ГИН РАН, 2005. С. 236-238.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРХНЕЮРСКИХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ МОСКВЫ И ПОДМОСКОВЬЯ

¹Маленкина С.Ю., ²Школин А.А.

¹maleo@mail.ru, Геологический институт РАН; ²ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

Не секрет, что сланцы являются месторождениями широкого спектра полезных ископаемых, включая месторождения золота, урана, марганца, железа, ванадия, свинца и цинка. Однако в последнее время, в мире постоянно растет интерес к ним в первую очередь как к нетрадиционным ресурсам углеводородов, особенно с появлением целого ряда инновационных технологий. В связи с этим, исследование распространения сланцев, их состава и реконструкция условий их образования приобретают особое значение. Несмотря на то, что о существовании верхнеюрских так называемых «горючих сланцев» на территории Москвы и ближайших окрестностей стало известно еще в начале XX века [4, 7], каких-либо конкретных сведений о них до недавних пор не было [6]. На описываемой территории существует два стратиграфических уровня углеродистых пород, один из которых принадлежит оксфордскому, а другой волжскому ярусу верхней юры. Ближайшие их аналоги в пределах Московской синеклизы расположены в Костромской области на р. Унже: оксфордские разрезы – на протяжении от г. Макарьева до д. Михаленино и волжские (зоны *Panderi*) – от с. Унжа до г. Мантурово.

Нижний – оксфордский интервал наблюдается в русле р. Москвы у Коломенского, Сабурова, Капотни, но более доступен в разрезе Каменная Тяжина (близ с. Еганово Моск. обл.). Здесь он представлен темно-серыми до черных сланцами, плотными, с горизонтальной слоистостью, легко раскалывающимися на тонкие плитки, часто листоватые пластины. На поверхности напластований отмечаются гастроподы, крупные и мелкие двустворки, а также аммониты, биодетрит, различные ихнофоссилии (чаще *Chondrites*) и плоские стяжения пирита. По присутствующим аммонитам относится к зоне *Alternoides* (подзона *Povaiskii*) основания верхнего оксфорда. Нижняя граница пачки очень резкая и отчетливая, носящая явные следы перерыва. Мощность сланцевой пачки 0,1-0,3 м. В прозрачных шлифах, видно, что неравномерная тонкая горизонтальная слоистость сланцев обусловлена неоднородным распределением фрагментов коллоальгинита (линзочек желтовато- и красновато-коричневого цвета), растительного детрита, тонкодисперсного ОВ и глинистых частиц. Аналитические исследования, проведенные в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН [6], показали в них полное отсутствие CO₂ (т.е. известковистости) и одновременно довольно высокое содержание *Sopg* 8,20, хотя и несколько ниже, чем в унженских разрезах (10,40–15,50 % – в разрезе у г. Макарьева [2]). По классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [9] они относятся к углеродистым черным сланцам. Содержание других элементов: никеля, молибдена и ванадия несколько меньше, чем в Макарьево: Ni – 151 г/т (280–590 – в Макарьево [6]); Mo 22,9 г/т (39,9–60,8); V – 194 г/т (250–330), хотя и заметно превышает их кларковое содержание, серы же 4,68% существенно выше, чем в Макарьево (1,82–2,84 %), при этом содержание железа (9,92%) также превышает кларковое, что показывает некоторое обогащение сланцев пиритом.

Верхний – нижневолжский интервал, представлен в ряде юго-восточных разрезов вдоль р. Москвы. Он сложен в оврагах у Коломенского, Сабурова, р. Шмелевки и Борисовских выселок темными серовато-зелеными сланцеватыми глинистыми алевритами с глауконитом, в средней части переходящими в тонкослоистые черные и горючие сланцы, наверху несколько песчанистые, с мелкой галькой фосфоритов, с деформированными раковинами *Powaiskya pseudoscythica* (Пов.), *I. ianshini* (Пов.). Нижняя граница отчетливая, маркируется прослоем окатанных черных глянцевого фосфоритов. В кровле сланцев встречаются крупные бурые мергели и мергелистые фосфориты, в которых в Капотне найдены *Powaiskya cf. pseudoscythica* (Пов.), зоны *I. pseudoscythica* нижневолжского подъяруса [8]. Ранее и до последнего времени этот интервал относился к зоне *D. panderi* средневолжского подъяруса. Мощность интервала 0,2-0,25 м. Сланцы представляют собой темно-серые

до буровато-черных и черные породы (при выветривании с желтым или рыжим налетом) с очень тонкой горизонтальной слоистостью и листоватой или плитчатой отдельностью. На поверхностях напластований отмечаются различная макрофауна и биодетрит, на поперечных сколах иногда видны мелкие ходы типа *Chondrites*, обычно более светлые. В прозрачных шлифах наблюдается неравномерная тонкая горизонтальная микрослоистость, выраженная неоднородным распределением фрагментов коллоальгинита, растительного детрита, тонкодисперсного ОВ и глинистых частиц. Аналитические исследования, показали вариации содержаний Сорг от 11,20 до 19,20, то есть довольно близкие к аналогичным в разрезе Ивкино Костромской области [2,3]. По Сорг они могут быть отнесены к высокоуглеродистым черным сланцам [9] или даже горючим сланцам [5]. Также колеблются содержания CO_2 от полного отсутствия до 2,8 (тогда как в Ивкино все сланцы в той или иной степени известковисты). Выделяются, даже по сравнению с Ивкино [2], повышенные содержания хрома, меди и мышьяка (особенно в Капотне). В целом наблюдается превышение кларковых содержаний, нередко значительных, и других элементов, таких как V, P, Ba, Ni, Mo, Fe, Zn, U, Th, Pb, S.

Все разрезы построены сходным образом, изменяются лишь мощности отдельных паек. При наложении карты рельефа подошвы мезозойских отложений [1] на схему расположения разрезов и русла р. Москвы, становится видно, что все разрезы со сланцами тяготеют к доюрским палеодолинам (Главная Московская ложбина), а наиболее мощные сланцы наблюдаются вблизи их осевых частей. То же самое вероятно относится и к оксфордским разрезам. Из всего изложенного следует вывод о приуроченности сланцев к относительно более глубоководным участкам – доюрским палеодолинам. На мелководных приподнятых участках они фациально переходят в прослои фосфоритов, содержащих повышенное количество органического вещества.

Литература

1. Геологический атлас Москвы (в 10 томах с пояснительной запиской). Масштаб 1:10 000. ГУП Мосгоргеотрест, М., 2010.
2. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Щербинина Е.А. Седиментологические и геохимические обстановки формирования углеродистых толщ в мезозойских палеобассейнах Европейской части России // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. 2014. Вып. 1(9). 30 с.
3. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литол. и полез. ископ. 2008. № 4. С. 396-424.
4. Иванов, А. П. Геологическое исследование фосфоритовых отложений в Клинском, Московском и Дмитровском уездах Московской губ. и Егорьевском у. Рязанской губ. // Труды Комиссии по исследованию фосфоритов. 1912. Т. IV. С. 389-463.
5. Карпузов А.Ф., Соболев Н.Н., Миронов Ю.Б., Мозолева И.Н., Бузовкин С.В., Карпунин А.М. Черные сланцы: вопросы типизации и минерации // Разведка и охрана недр, 2008, №7, С. 21-25.
6. Маленкина С.Ю. Предварительные результаты исследования оксфордских и нижне-волжских верхнеюрских черных сланцев Москвы и окрестностей // Нетрадиционные ресурсы углеводородов: распространение, генезис, прогнозы, перспективы разработки : мат-лы Всероссийской конференции. М. : ГЕОС, 2013. С.155-158.
7. Розанов А.Н. Горючие сланцы Европейской части СССР // Геологический комитет. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 73. 1927. 59 с.
8. Рогов М.А., Школин А.А., Маленкина С.Ю. Новые данные по стратиграфии волжского яруса верхней юры в разрезах г. Москвы и Подмосковья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Науч. матер. Екатеринбург : «ИздатНаука сервис». 2013. С. 191-196.
9. Юдович Я.Э, Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л. : Наука, 1988. 272 с.

КОСМИЧЕСКИЕ МИКРОСФЕРЫ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Глухов М.С., Сунгатуллин Р.Х.

gluhov.mikhail2015@yandex.ru, Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Казань, Россия

Благодаря широкому внедрению методов электронной сканирующей микроскопии в геологию, в последние годы у отечественных исследователей резко возрос интерес к редким для осадочных пород металлическим микрочастицам размером до 1 мм разнообразной формы: сферы, капли, пластинки, спирали, проволока. Геологи обратили внимание на подобные частицы в связи с изучением космического вещества и происхождения Земли, степени влияния земных и космических процессов на климатические и биотические события в геологической истории, перспективностью проведения корреляций глобального, регионального и местного уровней для разнофациальных толщ. Однако в геологическом сообществе происхождение подобных металлических микрочастиц вызывает споры; к основным гипотезам их образования относятся природная земная, космическая и техногенная.

Настоящее сообщение посвящено морфологическому описанию и анализу химического состава металлических микросфер, извлеченных из каменноугольных отложений разреза Усолка, который расположен в южной части Предуральского прогиба (Республика Башкортостан). Разрез относится к флишевым образованиям конденсированного типа и сложен серией отложений (от среднего карбона до нижней перми) карбонатно-глинисто-кремнистого состава с прослоями вулканических туфов. Он характеризуется непрерывностью седиментации, хорошей обнаженностью, обилием конодонтовой фауны; детально изучен в биостратиграфическом и литологическом аспектах [6, 8, 9, 10 и др.]. Некоторыми исследователями разрез Усолка предлагается в качестве эталонного объекта для границ ярусов верхнего карбона и нижней перми и он включен в полевую экскурсию XVIII Международного конгресса по каменноугольной и пермской системам (Казань, 2015).

В породах разреза Усолка преимущественно обнаруживаются магнетитовые микросферы и каплевидные (бутылеобразные) частицы магнетитового состава, реже – микросферы силикатного и апатитового составов. Мощность изученного разреза составила 12 метров; исследовано 70 проб, в 20-ти пробах обнаружены микросферы в количестве от 1-2 до 20 и более штук. В 2-х пробах обнаружены каплевидные образования. Микрочастицы анализировались в лаборатории Казанского федерального университета на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе «MERLIN» Carl Zeiss, оснащенном энергодисперсионным спектрометром «AZTEC» X-MAX Oxford Instruments (аналитики Ю. Н. Осин, В.В. Воробьев).

Анализ химического состава микросфер показал, что главными их элементами являются железо и кислород, на долю которых приходится 98,5-99,5 % веса всех элементов. Отсюда, минеральный состав микросфер является очень примитивным и включает поликристаллический агрегат магнетита (преобладает) и вюстита; возможно, присутствует и небольшая доля самородного железа. Подобный минеральный состав характерен для каменных метеоритов [1, 2]. Сопоставление содержаний кислорода и железа в магнетитовых микросферах разреза Усолка и палеозойских пород Прикаспийской впадины [5] выявило общие направления их трендов, что свидетельствует о едином генезисе данных образований.

В микросферах равномерно распределено незначительное (максимум – 0.68 %) количество марганца; в единичных образцах содержания хрома и никеля достигают, соответственно, 0.14 и 0.13 %. В микросферах отсутствует титан, что подтверждает их внеземную природу [3], в незначительном количестве присутствуют Si, Al, Ca, K, указывающее на их формирование в результате абляции каменных метеоритов [7]. Интересно внутреннее строение полированных магнетитовых микросфер. Наряду с цельными магнетитовыми шариками с доменной структурой, встречаются полые микросферы с магнетитовой коркой

толщиной до S радиуса. Внутреннее строение подобных микросфер напоминает в миниатюре строение земного шара с проявлениями мантийной конвекции [4]. Таким образом, по химическим и минералогическим параметрам микросферы разреза Усолка можно отнести, с большой вероятностью, к объектам космического происхождения.

Среди магнетитовых частиц разреза Усолка встречаются каплевидные образования, которые по размерам сопоставимы с микросферами. При этом каплевидные образования приурочены к интервалу максимального содержания магнетитовых микросфер в нижней части касимовского яруса. Сравнение химического состава микросфер и каплевидных образований говорит об их общем происхождении. Морфологические же отличия микросфер и капель, возможно, являются свидетельством разного времени нахождения частиц в воздушной или водной среде.

Исходя из вышеизложенного, можно констатировать, что изученные магнетитовые микросферы образовались в земной атмосфере при полете и разбрызгивании метеоритного тела или в результате импактного события на границе московского и касимовского веков. Нахождение металлических микрочастиц в осадочных толщах может выступить новым инструментом для региональной корреляции, привести к пересмотру моделей биотических кризисов. По мнению авторов, необходимо продолжить специальные литолого-геохимические, минералогические, палеонтологические, палеомагнитные и космологические исследования по поиску импактных структур в верхнепалеозойских отложениях.

Литература

1. Адушкин В.В., Попель С.И. Мелкодисперсные частицы в природных и техногенных геосистемах // *Физика Земли*, 2012, № 3, с. 81-92.
2. Грачев А.Ф. К вопросу о природе космической пыли в осадочных породах // *Физика Земли*, 2010, № 11, с. 3-13.
3. Корчагин О.А. Присутствие металлических микросфер и микрочастиц в раннем сеномане Крыма – «космическое пылевое событие» // *Доклады Академии наук*, 2010, т. 431, № 6, с. 783-787.
4. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Термохимическая теория геодинамической эволюции // *Доклады Академии наук*, 2011, т. 438, № 3, с. 365-368.
5. Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Осин Ю.Н., Трифонов А.А. Космическое вещество в нефтеносных отложениях Среднего Каспия // *Нефтяное хозяйство*, 2014, № 9, с. 77-79.
6. Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 402 с.
7. Finkelman R.B. Magnetic particles extracted from manganese nodules: suggested origin from stony and iron meteorites // *Science*, 1970, v. 167, p. 982-984.
8. Nelson S.T., Ritter S.M. A large carbon isotope anomaly at the Carboniferous–Permian boundary: the Usolka River section of Russia // *Permophiles*, 1999, v. 33, p. 19–21.
9. Sungatullina G.M., Sungatullin R.Kh., Davydov V.I., Shilovsky O.P., Zakirov M.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Statsenko E.O. Results of the research of the Kasimovian rocks of the Usolka section, South Ural // *Proceeding of Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting «Carboniferous and Permian Earth systems, stratigraphic events, biotic evolution, sedimentary basins and resources»* (October, 20-23 2014). Kazan, 2014, p. 91-92.
10. Zeng Jun, Cao Chang-qun, Davydov V.I., Shen Shu-zhong Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia // *Gondwana Research*, 2012, v. 21, p. 601–610.

РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ: ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ В 2.4-2.2 GA ПРОТОЛИТАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА

¹Захаров Д.О., ²Серебряков Н.С., ¹Биндеман И.Н., ³Азимов П.Я.

¹davidz@uoregon.edu, Орегонский университет, Юджин, Орегон, США;

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия; ³Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

Ранний палеопротерозой ознаменован началом новой эпохи в жизни Земли. После распада одного из первых суперконтинентов и серии глобальных оледенений первые порции свободного кислорода поступили в атмосферу, что в будущем дало возможность процветанию многоклеточной жизни на планете (Young, 2013). Неполное понимание связи между этими событиями вызвано отсутствием абсолютных возрастов тиллитов и пород с исчезнувшим масс-независимым фракционированием изотопов серы. Из полевых взаимоотношений было выяснено, что оледенения и появление кислорода произошли между 2.45 и 2.22 Ga (Young et al., 2013). По палеомагнитным данным, накопление тиллитов происходило на континентах расположенных вблизи экватора, что определяет глобальный характер оледенений (Evans et al., 1997). Найденные в Карелии породы с ультранизкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (до -27‰ SMOW) позволяют нам предположить, что связанные с ними 2.4-2.2 Ga мафитовые интрузии были внедрены в субледниковые условия. Таким образом, датируя эти интрузии, мы можем улучшить определения возраста оледенений.

Известно, что при взаимодействии нагретой породы с водой между ними происходит эффект изотопного обмена. В случае с метеорными водами, при температурах выше $\sim 200^\circ\text{C}$ породы теряют свои первоначальные значения $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}$ в магматических породах равно $+6\text{‰}$) и обретают состав кислорода ближе к составу кислорода в этих водах. Современные холодные метеорные воды и лед имеют состав $\delta^{18}\text{O} = -22\text{‰}$ (Craig, 1993), что отражается в чрезвычайно низких значениях гидротермально измененных пород изученных на примере Антарктиды (Antibus et al., 2014).

В пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) были найдены наиболее низкие среди земных пород значения $\delta^{18}\text{O}$ (Bindeman et al., 2014). Необычный состав кислорода связан с высокоглиноземистыми породами амфиболитовой фации метаморфизма, содержащими жедрит, гранат, кианит, эпидот, цоизит, корунд, ставролит и др. Со всеми проявлениями низкого кислорода и высокоглиноземистой минерализацией сопряжены тела габброидов возраста 2.4-2.2 Ga. Во время своего внедрения они вызвали гидротермальные изменения окружающих пород в присутствии ледниковых вод, что привело к низким значениям $\delta^{18}\text{O}$ вокруг них. Тела габброидов на некоторых проявлениях пород с легким кислородом были датированы (Bindeman et al., 2014), однако наложение метаморфизма (~ 1.8 Ga) создает трудности в определении точного возраста их внедрения. Низкие значения были впервые обнаружены на о. Хит, в корунд-содержащих породах, но после опробования других высокоглиноземистых пород чупинский толщи было обнаружено, что понижение $\delta^{18}\text{O}$ имеет региональный характер и может быть оконтурено протяженной зоной длиной в ~ 450 км (Bindeman et al., 2014).

Летом 2014 нами были обнаружены выходы пород с высокоглиноземистыми минералами на северном берегу оз. Верхнеполунгского. Зона развития пород имеет протяженность примерно 200 м, мощность ~ 10 м. Изменение происходит по мигматизированным гранатовым амфиболитам и кианит-гранат-биотитовым гнейсам. В последних исчезает кварц, появляется кальциевый амфибол, образуются ставролит-плагноклазовые сростки по кианиту. В амфиболитах появляются зоны обогащенные гранатом и кианитом, а так же участки с корундом, шпинелью и хёгбомитом. В измененных амфиболитах и кианит-гранат-биотитовых гнейсах присутствуют участки сильно обогащенные цоизитом. Здесь развиты цоизит-гранат-амфибол-плагноклазовые и цоизит-эпидотовые породы. По своему строению данное проявление аналогично проявлению Высоты 128 (Серебряков, Аристов, 2004).

На новом проявлении нами было проведено изотопное картирование. В качестве основного минерала для анализа изотопов кислорода был выбран гранат, так как он наименее подвержен вторичным процессам, происходящим на поверхности и ретроградному метаморфизму. Из-за минимального фракционирования гранат-порода ($1000\ln\Delta_{gt-wr} = 0-0.5\%$; (Bindeman et al., 2014)) анализы отражают изотопный состав всей породы. Кислород был проанализирован в Орегонском университете с использованием лазерной абляции в присутствии BF_3 . Подробное описание аналитической процедуры можно найти в (Bindeman, et al. 2014). Значения $\delta^{18}O$ в гранатах из наименее измененных кианит-гранат-биотитовых гнейсов этой зоны колеблются в пределах $-0.5-3\%$. В сильноизмененных гнейсах (со ставролит-плагиоклазовыми сростками) значения $\delta^{18}O$ достигают -10% . Гранат из неизмененных амфиболитов имеет $\delta^{18}O = \sim 5\%$. По приближению к зоне изменения $\delta^{18}O$ в гранатах из амфиболитов понижаются до -7% . Гранаты из гранат-амфиболовых пород с корундом, ставролитом и хёгбомитом имеют $\delta^{18}O = -13\%$, а из цоизит-гранат-амфибол-плагиоклазовых пород $\delta^{18}O = -14\%$.

Гидротермальное изменение пород в присутствии ледниковых вод является единственным процессом, который мог бы объяснить такие низкие значения $\delta^{18}O$ в породах чупинской толщи. Геохимия стабильных изотопов в протолитах толщи позволяет нам распознать эпохи глобальных оледенений в раннем палеопротерозое даже после того как метаморфизм целиком изменил минералогический облик пород.

Литература

1. Серебряков Н.С., Аристов В.В. Условия локализации проявлений коллекционного корунда в породах чупинской толщи беломорского комплекса в Северной Карелии// Изв. Вузов: Геология и разведка. – М. : 2004. – № 4. – С. 36-42.
2. Antibus, J.V., Panter, K.S., Wilch, T.I., Dunbar, N., McIntosh, W., Tripathi, A., Bindeman, I. & Blusztajn, J. (2014). Alteration of volcanoclastic deposits at Minna Bluff: Geochemical insights on mineralizing environment and climate during the Late Miocene in Antarctica. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 3258-3280.
3. Bindeman, I.N., Serebryakov, N.S., Schmitt, A.K., Vazquez, J.A., Guan, Y., Azimov, P. Ya., Astafiev, B. Yu., Palandri, J. & Dobrzhinetskaya, L. (2014). Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ^{18}O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia. *Geosphere* 10, 308-339.
4. Evans, D.A.D., Beukes, N.J. & Kirschvink, J.L. (1997). Low-latitude glaciation in the Paleoproterozoic era. *Nature* 386, 232-266.
5. Young, G.M. (2013). Precambrian supercontinents, glaciations, atmospheric oxygenation, metazoan evolution and an impact that may have changed the second half of Earth history. *Geosci. Front.* 4, 247-261.

ВОЛНОВАЯ ПЛАНЕТОЛОГИЯ В ВОЛНОВОЙ СТРУКТУРЕ ПРИРОДЫ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В КОНТРАСТНОМ ХИМИЗМЕ ТРАППОВ КАРУ, ТУНГУСКИ И ДЕКАНА

Кочемасов Г.Г.

kochem.36@mail.ru, ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Наглядное представление длин волн, встречающихся в природе, показано NASA в виде шкалы-линейки, начинающейся с гамма лучей (10^{-12} м) на правом конце и заканчивающейся километровыми радиоволнами (10^3 м) – на левом. На этой диаграмме для удобства понимания длины волн сопоставляются с размерами некоторых объектов. Так, гамма лучам соответствует ядро атома, рентгеновским лучам (10^{-10} м) – атом, ультрафиолетовым ($10^{-9} - 10^{-7}$) – вирус, инфракрасным ($10^{-6} - 10^{-4}$) – бактерия и ядро клетки, микроволнам ($10^{-3} - 10^{-2}$) – кончик иголки и пчела, радиоволнам ($10^{-1} - 10^3$) – человек и футбольное поле. На правом конце находятся волны высокой энергии, на левом – низкоэнергетические радиоволны. Световые волны видимого спектра располагаются между длинами 10^{-7} и 10^{-6} м. Логичным продолжением шкалы в сторону длинных волн являются рассматриваемые нами [2-6] длинные планетарные волны длиной от долей радиуса до нескольких радиусов космических тел. Так, в фотосфере Солнца образованные ими супергранулы имеют размерность $\pi R/60$, на Меркурии коробящие волны образуют тектонические гранулы размерностью $\pi R/16$, на Венере – $\pi R/6$, на Земле – $\pi R/4$, на Марсе – $\pi R/2$, на астероидах – $\pi R/1$, на внешних планетах – $3\pi R - 62\pi R$ (Юпитер – Плутон). Размер тектонических гранул пропорционален периодам обращения тел вокруг Солнца.

Кроме тектонических гранул, размер которых связан с периодами орбит (или обратно пропорционально с их частотам), все небесные тела подвержены коробящему действию фундаментальной волны – волны 1 длиной с планетарный круг – $2\pi R$. Возникновение коробящих тела планетарных волн связано с движением тел по кеплеровским некруговым, но эллиптическим или параболическим орбитам. Это означает, что движение тел происходит с переменными ускорениями – периодическое чередование ускорений с замедлениями приводит к появлению инерционной силы, вызывающей в телах коробящие стоячие волны. Во вращающихся телах (а все тела вращаются!) эти волны имеют четыре орто- и диагональные интерферирующие направления и гармонические обертоны.

Фундаментальная волна $2\pi R$ неизбежно приводит к разделению тела на две разновысокие половины – два полушария [3-5]. Это универсальное тектоническое явление получило еще одно подтверждение в результате изображения карликовой планеты – самого крупного астероида Церера камерами космического аппарата DAWN, приближающегося к этому объекту и выходящему на орбиту вокруг него 6 марта 2015 г. Уже первые изображения этого 950 км «шара» с дистанции 237 тысяч км показали два его полушария – более темное южное и более светлое северное. Предсказание этого свойства базировалось на первой теореме сравнительной волновой планетологии: «небесные тела дихотомичны», и известными яркими дихотомичными свойствами Земли, Луны, Марса [3-5].

Два антиподальных сегмента-полушария Земли: поднятого восточного континентального и опущенного западного тихоокеанского волнами первого обертона (волна 2 длиной πR) делятся на тектонические секторы. Они ярко выражены на восточном полушарии в виде различно окрашенных на географических картах секторов, сходящихся вершинами к горному массиву Памир-Гиндукуш. Являясь гранями структурного октаэдра Земли, они представляют два противостоящих поднятых сектора-блока: Африкано-Средиземно-морский и Азиатский, и разделяющих их два противостоящих опущенных: Евразийский и Индоокеанский.

На тектонически поднятых и опущенных секторах располагаются тектонические гранулы, представленные архейскими платформами (кратонами) с окружающими их складчатыми поясами. На Земле размерность этих тектонически поднятых блоков и разделяющих их опущенных блоков равна $\pi R/4$ – в общей сложности восемь объектов в большом планетарном круге – экваторе. Накладываясь на поднятые и опущенные пространства разновысоких

сегментов и секторов ($2\pi R$ - и πR -структуры) тектонические гранулы ($\pi R/4$ -структуры) приобретают ряд отличительных свойств. К таковым относятся петрохимические и физические свойства трапповых базальтов, массивные излияния которых типичны для платформ. Свообразием отличаются и связанные с кимберлитами-лампроитами алмазы, представляющие собой наиболее глубокие образования.

Как и базальты дна океанических бассейнов двух полушарий отличаются химизмом (тихоокеанские более железистые, а значит более плотные, чем базальты других океанов), так и базальты траппов на разновысоких секторах восточного континентального полушария отличаются химизмом и вследствие этого плотностью. Наиболее железистыми в целом являются траппы Декана, что соответствует их положению в пределах сильно опущенного Индоокеанского сектора. Такое погружение с уменьшением планетарного радиуса требует увеличения плотности мантии с целью сохранения углового момента опускающегося блока (принцип Ле Шателье). Соседний с Индоокеанским сильно поднятый Африканский сектор несет на себе трапповые толщи, отличающиеся повышенной магнезиальностью (плюс высокие содержания калия как, например, в лимбургитах на юго-востоке континента). Это делает основные породы траппов менее плотными, что закономерно коррелирует с мощной пониженной плотности литосферой континента. Траппы Тунгуски и Путорана занимают промежуточное положение по химизму между Кару и Деканом в соответствии с их происхождением на поднятом Азиатском секторе, уступающем по поднятости более высокому Африканскому.

Аномально «тяжелая» литосфера Индостана характеризуется уменьшенной мощностью (100 км), хорошо развитой подстилающей астеносферой, повышенным тепловым потоком и дегазацией двуокисью углерода. Повышенная магнезиальность трапповых вылавок в Сибири подчеркивается ассоциацией с ними месторождений магномангнетитов.

Универсальное деление литосфер небесных тел на поднятые (континентальные) и опущенные («океанические») блоки разных размерностей, подчиняющихся гармоническому волновому ряду, является сущностью волновой планетарной тектоники. Орбиты делают структуры. Космические исследования последних лет показали, что земным океаническим бассейнам в лунной литосфере соответствуют бассейны Океана Бурь (аналог Тихого океана) и Южного Полюса-Эйткен (аналог Индийского океана). [1, 6, 7] Такие структурные аналогии на телах разного размера, массы и состава свидетельствуют о ведущей структурирующей роли волновых процессов. Подтверждением однотипной структуризации литосфер пары Земля – Луна, движущейся по одной околосолнечной орбите, является пара Марс-Фобос, также движущаяся по одной орбите.

Литература

[1] Andrews-Hanna J.C., Head III J. W., Howett C. J. A. et al. The geophysical nature of the Procellarum region on the Moon as revealed by GRAIL gravity data // 45th Lunar and Planetary Science Conference, 2014, LPSC Abstract # 2679 pdf. [2] Kochemasov G.G. Concerted wave supergranulation of the solar system bodies // 16th Russian-American microsposium on planetology, Abstracts, Moscow, Vernadsky Inst. (GEOKHI), 1992, 36-37. [3] Kochemasov G.G. Tectonic dichotomy, sectoring and granulation of Earth and other celestial bodies // Proceedings of the International Symposium on New Concepts in Global Tectonics, “NCGT-98 TSUKUBA”, Geological Survey of Japan, Tsukuba, Nov 20-23 1998, p. 144-147. [4] Kochemasov G.G. Sectoral tectonics of the Earth's eastern hemisphere and its crucial role in localization of giant ore deposits, prominent rift systems and large flood basalt provinces // Global Tectonics and Metallogeny, V. 6, # 3 & 4, 1998, 195-197. [5] Kochemasov G.G. Theorems of wave planetary tectonics // Geophys. Res. Abstr., 1999, V. 1, №3, p. 700. [6] Kochemasov, G.G. Outstanding large depressions and geoid minima on some celestial bodies as regular wave woven features (Earth, Moon, Mars, Phobos, Phoebe, Miranda, Lutetia): cosmic sense of the Indian geoid minimum tectonic phenomenon // NCGT Newsletter, # 63, 2012, 76-79. [7] Zuber M.T., Smith D.E., Watkins M.M. et al. Gravity field of the Moon from the Gravity Recovery and Interior Laboratory (GRAIL) mission // Science, 2013, v. 339, # 6120, 668- 671. DOI:0.1126/Science.123150.

НОВОЕ О РАСЧЛЕНЕНИИ И СОПОСТАВЛЕНИИ НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ-НИЖНЕГО МЕЛА МОСКОВСКОГО РЕГИОНА (КОТЕЛЬНИКИ, КОЛОМЕНСКОЕ, МИЛЬКОВО)

¹Школин А.А., ²Маленкина С.Ю.

¹ФГУНПП «Аэрогеология», ²maleo@mail.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия

Изучен ряд разрезов волжского яруса верхней юры и нижнего мела на юго-востоке Москвы (Коломенское) и Московской области (Котельники в Люберецком р-не и у д. Мильково). Стратиграфия и ископаемая фауна региона, с его издавна известными (с нач. XIX в.) разрезами могут считаться изученными весьма полно многими исследователями, из которых в последние десятилетия наибольший вклад внесли П.А. Герасимов (1969, 1971) и А.Г. Олферьев (1986, 2012, 2013). Значимость данного района в том, что часть разрезов (Коломенское, Котельники) являются типовыми и опорными для некоторых региональных стратоноров (свит и толщ) Унифицированных стратиграфических схем юрских (2012) и нижнемеловых (1993) отложений Московского региона. Кроме того, ряд обнажений служит объектами экскурсий для Подмосковной учебной геологической практики РГГРУ (Павлинова, Погребс, 2011). Полученные авторами в последние годы новые данные для этих разрезов, особенно по детальной стратиграфии и аммонитам волжского яруса, согласуются, а в ряде случаев уточняют и дополняют прежние представления. Используются, кроме литературных, неопубликованные (фондовые) источники. Особенностью геологии данного района является весьма выдержанное во всех разрезах строение низов верхневолжского подъяруса, в то время как для вышележащих волжских и нижнемеловых слоев характерны значительные литологическая и фациальная пестрота состава, сильные изменения на коротком расстоянии (первые километры), размывы, выпадение целых пачек, затрудняющие сопоставление. Общая последовательность отложений снизу вверх такова. Волжский ярус – лопатинская и кунцевская и аналог последней – люберецкая свиты. Нижнемеловая толща состоит из 7-8 свит и толщ для 4 ярусов (берриас – свистовская? т., готерив – дьяковская, гремячевская, котельниковская св., баррем – бутовская св., апт – икшинская и ворохобинская св.). Только в волжском ярусе имеются обильные ископаемые, в тч. аммониты, а в мелу известно всего 2 уровня с макрофауной, большая их часть ископаемых не содержит.

В р-не гг. Лыткарино, Дзержинский, с. **Котельники** издавна были обширные песчаные разработки и каменоломни и обнажения в них хорошо известны. Здесь изучены разрезы в карьерах у п. Силикат, Люберецкого ГОКа и Гремячевский. Внизу развита мощная (до 20 м) толща косо- и горизонтально-слоистых белых кварцевых песков с линзами песчаников (люберецкая св.) часто с обильной фауной (более 40 видов моллюсков, включая двустворки, гастроподы и аммониты, в тч. *Craspedites nodiger* (Eichw.)), отвечающая верхней части зоны *Nodiger*. Этот своеобразный комплекс ископаемых является одним из самых разнообразных и богатых в юрской морской биоте Подмосковья. В основании нижнего мела впервые отмечена маломощная (до 0,2 м), спорадически развитая пачка песков с фосфоритами, местами переходящая в автохтонную фосфоритовую плиту, с аммонитами (*Riasanites*, *Surites*) берриаса (рязанский ярус, возможный аналог свистовской т.). В гремячевской св. (до 2 м), сложенной песками гравелитистыми, с линзами железистых песчаников, найдены верхнеготеривские *Simbirskites decheni* (Roem.) и *Craspedodiscus progrediens* (Lahus.). Эта фауна аммонитов в Подмосковье известна давно (Pavlow, 1890; Герасимов, 1971). Выше развиты: котельниковская св. (до 3,5 м) – глины серые алевритовые, бутовская св. (3-3,5 м) – чередование глин, песков и алевритов. Аптские отложения – икшинская (белые кварцевые пески до 13 м) и ворохобинская (алеваитовые глины и ожелезненные пески до 5 м) свиты местами выполняют палеоврезы в нижележащих толщах, вплоть до люберецких песков юры.

Сведения по стратиграфии отложений верхней юры – мела в обнажениях по р. Москве в р-не бывш. сс. **Коломенское**, Дьяково (ныне территория музея-заповедника «Коломенское»)

с большой полнотой изложены еще Б.М. Даньшиным (1941). Впоследствии это – популярное место различных геолого-географических экскурсий. Наши новые данные, включая биостратиграфию по аммонитам, частично изложены ранее (Школин и др., 2014, 2015). Средне-верхневолжский подъярус: лопатинская св. (до 2,5 м) – внизу зеленые глауконитовые пески с фосфоритами (зона Nikitini), выше пески буровато-зеленые с мелкими фосфоритами, прослоем глин алевритовых (зона Fulgens), в кровле прослой песчаника фосфатизированного (зона Catenulatum). Кунцевская св. (ок. 5-5,5 м) соответствует зоне Nodiger. Внизу пески глауконитовые с фосфоритами (до 2 м), вверху пачка желто-оранжевых песков и бурых песчаников (до 3-3,5 м). Залегающую выше без заметного перерыва пачку светлых и сероватых песков (до 6-8 м) мы, следуя Б.М. Даньшину, относим к юрской системе и предлагаем выделить в Беляевскую толщу (название по бывшей в этом р-не д. Дальнее Беляево). Сходные по облику и положению светлые пески с прослоем ожелезненных песчаников (ок. 5 м) наблюдались нами и в обнажениях ниже по реке у Сабурово. По-видимому, эту характерную и хорошо развитую в данном районе песчаную пачку предшественники относили к ярославской серии готерива (Олферьев, 2013). Её перекрывает с разрывом дьяковская св. (зеленые глинистые глауконитовые пески, ок. 5 м), в основании с рязанскими фосфоритами или песчаными гальками. В состав вышележащих и плохо обнаженных сейчас меловых толщ (включая данные скв. 17) входят гремячевская и бутовская (ок. 15 м) свиты. Выше развита икшинская свита (белые кварцевые пески с крупными стяжениями песчаников, до 10-12 м). Именно причудливые аптские песчаники являются местными геологическими памятниками.

Разрез в обнажениях в р-не д. **Мильково** на р. Москве ниже столицы, известный тем, что здесь впервые для верхневолжской зоны Nodiger была выделена верхняя подзона *Craspedites milkovensis* (Stremoukhov, 1893), неоднократно изучался П.А. Герасимовым, а в последнее время авторами (Рогов и др., 2013). Верхи волжских отложений по составу и мощностям (кроме беляевских песков) здесь практически идентичны разрезу Коломенского: развиты лопатинская (до 2,5 м) и кунцевская (до 4,5-4,8 м) свиты, в которых по сборам аммонитов намечены дробные подразделения, включая подзону *milkovensis*. Своеобразно построен здесь нижний мел: выше кунцевской залегает маломощная (ок. 0,6 м) пачка зеленых песков дьяковской свиты(?), перекрытая мощной (до 13 м) толщей белых песков с прослойками глин, внизу сажистых, отнесенных к икшинской свите. Таким образом, аптские отложения срезают здесь, подобно Котельникам, все нижележащие меловые слои.

Выводы

1. Особенно сильные различия отмечены для верхов волжского яруса: морские отложения кунцевской свиты фациально замещаются намного более мощными белыми песками люберецкой свиты прибрежно-дельтового происхождения и их вероятным частичным аналогом – беляевской толщей. Прослой фосфоритов рязанского (берриасского) возраста в основании нижнего мела важен для корреляции разрезов. Характерно выпадение вследствие размыва дьяковской и котельниковской свит, а также трансгрессивное залегание песков икшинской свиты апта.

2. Отмеченные выше особенности строения верхневолжских и нижнемеловых отложений данного района, как и всего центрального региона Русской платформы, с их пестротой и непостоянством состава отражают неустойчивый характер осадконакопления в мелководных и прибрежных частях бассейнов этой эпохи. Морской режим в условиях общей регрессии временами сменялся лагунным или континентальным.

3. Несомненное влияние на характер осадконакопления оказывало и расположение здесь тальвега и притоков Главной Московской ложбины, системы крупных доюрских палеодолин.

4. Опыт анализа и сопоставления таких разрезов дает хороший пример практического использования, наряду с данными по биостратиграфии, естественных разнофациальных литостратиграфических единиц, какими являются свиты и толщи, сформировавшиеся за время соответствующих историко-геологических этапов, с четкими границами и обладающих своим обликом.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ОБНАЖЕНИЙ СЕРПЕНТИНИТОВ В ГОРНОМ КРЫМУ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ РЕГИОНА

Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Царев В.В.

lidem06@rambler.ru, Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова,
Москва, Россия

Серпентиниты являются одним из наиболее важных членов в составе офиолитовых ассоциаций складчатых областей. Подобные ассоциации – фрагменты древней океанической коры – сохраняются, как правило, в сутурных зонах, представляющих собой следы закрытия крупных бассейнов – океанов и задуговых морей спредингового типа. В Горном Крыму коллизионная сутура была впервые выделена В.В. Юдиным [8] на основании маркирующих ее зон меланжа, в которых присутствуют следы офиолитовой ассоциации – серпентинизированные ультраосновные породы, обнаруженные в керне скважины, пробуренной в 15 км к северо-востоку от г. Симферополя [5]. Впоследствии серпентиниты были описаны в гальках ниже-среднеюрских конгломератов битакской свиты [8], вскрыты скважинами на Гераклеийском плато Юго-Западного Крыма и подняты при драгировании Ломоносовского подводного массива, расположенного на дне Черного моря в 24 милях к юго-западу от мыса Фиолент [9]. В то же время коренные обнажения серпентинитов в регионе были не известны.

В результате полевых работ 2014 г. нами впервые для Горного Крыма в районе мыса Фиолент были найдены в обнажении серпентиниты, фрагменты комплекса параллельных даек, что в совокупности с подушечными лавами, габбро, перидотитами и яшмами позволило уверенно отнести магматиты Фиолента к офиолитовой ассоциации [3]. Отметим, что ранее на возможное присутствие офиолитов в районе указывали Е.Е. Шнюкова [6] и М.Ю. Промыслова и др. [2].

Магматические образования в районе мыса Фиолент слагают скальные обрывы побережья южной части Гераклеийского п-ова на протяжении около 7 км. Магматизм Фиолента традиционно сопоставляют с островодужным карадагским типом [1, 4], а время его проявления относят к средней юре (байос). Считается, что цоколем Фиолентовского палеовулкана служат отложения таврической серии (Т₃-J₁). Однако до сих пор в районе Фиолента подобные образования не обнаружены [7]. Магматиты с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты известняками сарматского яруса неогена, залегающими практически горизонтально.

Габбро-долериты, габбро и перидотиты развиты преимущественно в западной части района мыса Фиолент, где и были найдены нами обнажения серпентинитов. Они приурочены к пересечению двух субвертикальных зон разломов СВ и СЗ простираний, ограничивающих обрывы скалы Утюг. Скала сложена сильно трещиноватыми габбро с раздробленными зернами клинопироксена и измененного основного плагиоклаза. К западу от скалы Утюг развиты измененные и брекчированные афировые миндалекаменные подушечные лавы с типичной спилитовой структурой.

С востока выходы подушечных лав ограничены зоной разлома, по которой они контактируют с серпентинизированными ультраосновными породами с многочисленными зеркалами скольжения и плоскостями расланцевания, придающих им сланцеватую и линзовидную текстуру. На сколах, перпендикулярных к направлению расланцевания, породы имеют очковую текстуру, выраженную в наличии отдельных раздробленных и довольно крупных (до 2 мм) зерен клинопироксена (очков), обтекаемых агрегатами серпентина, хлорита, реже актинолита. Ультраосновные породы с наибольшей долей вероятности можно отнести к верлитам или лерцолитам, поскольку в шлифах помимо клинопироксена иногда встречаются реликты отдельных зерен раздробленного ромбического пироксена.

Далее к востоку непосредственно у скалы Утюг расположена зона катаклизмов и милонитов, к которой и приурочены выходы серпентинитов, образующих округлые, выпуклые поверхности на фоне раздробленных пород. В целом эти образования представляют

собой серпентинитовый меланж, видимая ширина выхода которого составляет около 15 м. Серпентиниты в обнажении характеризуются грубочешуйчатой и линзовидной отдельностью, буроватым темно-серым цветом на выветрелой поверхности и пятнистой шелковистой окраской разных оттенков зеленого цвета на свежих сколах. Они сложены агрегатами тонких иголочек серпентина – хризотила, ориентированных либо параллельно друг относительно друга, либо образующих сноповидные скопления. В породах присутствуют хлорит, актинолит, карбонат, реже альбит, кварц и рудные минералы. Реликты раздробленных зерен клинопироксена распространены в породе неравномерно и в существенно меньшем количестве, чем в серпентинизированных ультрамафитах.

Серпентиниты встречены нами также и в обнажениях метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации брекчий, развитых в Царской бухте. Брекчии перекрыты подушечными лавами и прорываются серией параллельных даек долерито-базальтов, которые являлись подводными каналами для базитовой магмы. Они сложены обломками основных и ультраосновных пород, сцементированных кремнистым материалом – яшмами светло-голубовато-зеленого цвета. В обломках представлены типичные хлоритовые, хлорит-актинолитовые, реже хлорит-эпидотовые сланцы, а также аподунитовые серпентиниты с петельчатой структурой. Этот факт свидетельствует о том, что ультраосновные породы были выведены на морское дно и интенсивно разрушались до начала излияния базальтов.

Магматизм Горного Крыма практически всеми исследователями относится к островодужному типу, представителем которого и является Фиолентовский вулкан. Однако единого вулкана в районе мыса Фиолент не существует. В береговых скальных обнажениях хорошо видны разнонаправленные потоки подушечных лав, что свидетельствует о наличии нескольких центров извержений. Подводящими каналами служили параллельные трещины, выполненные долеритами и долерито-базальтами. Более поздние плагиориолиты, составляющие не более 10 % от общего объема магматитов, слагают преимущественно дайки, штоки, экструзивные купола с веерной столбчатой отдельностью, и представляют собой дифференциаты базальтовых магм [2].

Детальное изучение химического состава магматитов района мыса Фиолент, включая распределение редких земель и широкого спектра других микроэлементов, указывает на их надсубдукционную природу и принадлежность к задуговому бассейну, достигшему в своем развитии стадии спрединга [2, 3].

Литература

1. Лебединский В. И., Соловьев И. В. Байосские вулканоструктуры Горного Крыма. Геологический журнал, 1988. № 4. С 85–93.
2. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4, геол. 2014. № 6. С. 14–22.
3. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др. Геодинамическая обстановка формирования офиолитовой ассоциации района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы : мат-лы XLVII Тектонического совещания. М. : ГЕОС, 2015. С. 65–70.
4. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма // Бюл. МОИП, отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 4. С. 102–112.
5. Шнюков Е.Ф., Рябенко В.А., Сиденко О.Г. и др. Первая находка ультрамафитов в Крыму // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1979. №1. С. 18–20.
6. Шнюкова Е.Е. Магматические породы мыса Фиолент // Петрография XXI века. Материалы X Всероссийского петрограф. совещ. Апатиты: КНЦ, 2005. С. 289–291.
7. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Автореф. докторской диссер. Киев, 2013. 40 с.
8. Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма // Геологичний журнал. 1995. № 3-4. С. 56–61.
9. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ. 2011. 333 с.

ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫХ БАЗ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Лаптева А.М.

lapteva@mineral.ru, Центр «Минерал» ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

Несмотря на всю официальную риторику последних лет, зависимость экономики России от сырьевого сектора остается очень высокой, что определяет исключительность роли минерально-сырьевой базы в жизни страны. В связи с этим вопросы воспроизводства и использования МСБ для России имеют государственную важность [1]. Решение этих вопросов требует повышения эффективности ГРР, что предполагает выбор стратегических направлений их выполнения.

Разработка обоснованной стратегии планирования ГРР невозможна без анализа экономической эффективности и устойчивости уже реализованных или реализуемых в настоящее время проектов освоения месторождений твердых полезных ископаемых (ТПИ) как в России, так и за рубежом. Важно понимать, что интегрированность отечественной экономики в мировую исключает возможность какого-либо долгосрочного планирования и прогнозирования в отношении российской МСБ вне контекста глобальных процессов и тенденций. В связи с этим уже 20 лет нами проводится мониторинг и многофакторный анализ ситуации в мировом горнопромышленном секторе, который ведется в следующих направлениях:

- состояние МСБ основных видов ТПИ и тенденции ее развития,
- положение в конкретных отраслях горной промышленности и тенденции их развития,
- ситуация на рынках конкретных видов сырья, тенденции и прогноз ее развития.

В последние годы проводимые нами работы были сфокусированы на выявлении факторов, влияющих на развитие минерально-сырьевых баз основных видов ТПИ. Полученные нами результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Главным фактором, влияющим на состояние и развитие сырьевого сектора мировой экономики (включая МСБ), являются цены, которые, как известно, во многом зависят от баланса спроса и предложения. Их уровень не только определяет показатели рентабельности горного производства. Они используются и при определении бортовых содержаний полезных компонентов в рудах, заключенных в недрах месторождений, исходя из которых проводится оценка ресурсов и запасов еще на ранних стадиях изучения тех или иных объектов. В связи с этим динамике цен подчиняются не только колебания активности компаний в сфере добычи и геологоразведочных работ, но и динамика запасов. Необходимо подчеркнуть, что во многих странах мира пересчет запасов и ресурсов на конкретных объектах осуществляется регулярно и оперативно (на эксплуатируемых объектах, как правило, ежегодно) в соответствии с состоянием рынка.

2. На рынке сырья баланс спроса/предложения в средне- и долгосрочной перспективе будет зависеть от сырьевой обеспеченности горного производства, или его добычных возможностей, и востребованности этого сырья. Добычные возможности зависят от двух главных факторов:

- возможности действующих предприятий – как долго их сырьевая база сможет обеспечивать тот или иной уровень добычи;
- потенциал подготавливаемых к эксплуатации объектов – какое влияние на поставки сырья окажет их ввод.

Приведем наглядный пример. Анализ эксплуатируемой части сырьевой базы вольфрама свидетельствует, что после 2020 г. возможно плавное и незначительное сокращение добычи из разрабатываемых в настоящее время объектов из-за их постепенного истощения. Однако уже в 2017-2018 гг. вероятен ввод ряда вольфрамовых рудников, производство на которых не только компенсирует выбывающие мощности, но и обеспечит значительный прирост объемов выпускаемой сырьевой продукции. При этом предпосылки для столь же

значительного всплеска потребления вольфрама не выявлены. В связи с этим велика вероятность перепроизводства вольфрама и, соответственно, падение цен. Принципиально иная ситуация с сырьевой обеспеченностью оловянной промышленности. Подготавливаемые к эксплуатации объекты не смогут компенсировать выбывающие мощности, не говоря уже о наращивании выпуска сырьевой продукции для обеспечения растущего спроса на металл, что создает предпосылки для роста цен. Таким образом, складываются принципиально различные условия для формирования конъюнктуры рынков этих двух металлов и, соответственно, дальнейшего развития сырьевых отраслей этих двух металлов.

3. Анализ факторов, влияющих на экономическую эффективность разработки месторождений ТПИ за рубежом, показал, что при выборе месторождений для промышленного освоения их геологические параметры (объемы и качество оруденения, принадлежность к определенному геолого-промышленному типу и т.п.) как таковые ключевого значения не имеют. Основным критерием привлекательности объекта является соотношение стоимости заключенного в нем сырья с размером совокупных затрат на получение из него товарной продукции.

4. В зависимости от количества руды, пригодной для эффективной отработки, могут создаваться предприятия разного масштаба и срока жизни. Особый интерес представляют мелкие предприятия с небольшим (до 10 лет) сроком жизни – так называемые «проекты быстрых денег». Среди их достоинств – сравнительно небольшие размеры начальных капитальных затрат, возможности быстрого ввода в эксплуатацию и малый (до трех лет) срок окупаемости. Подобные предприятия могут иметь любую сырьевую специализацию. Они могут создаваться на базе как мелких, так и крупных, но в целом низкокачественных месторождений, содержащих рентабельное оруденение в небольшом количестве.

5. Анализ экономико-географических условий, в которых находятся месторождения, показал, что для оценки перспектив их освоения принципиальное значение имеют наличие и состояние транспортной инфраструктуры. Выделяется два принципиальных варианта:

- месторождение находится в районах с развитой дорожной сетью любого уровня, которая может быть использована в своем изначальном виде или требует незначительной модернизации. В зарубежных странах (в том числе со сравнительно неразвитой экономикой) такая ситуация наиболее типична. Для доступа непосредственно к объекту требуется сооружение только подъездных путей небольшой протяженности;

- месторождение находится в районах с неразвитой дорожной сетью любого уровня. Для доступа к объекту требуется строительство путей сообщения большой протяженности.

По своему воздействию на перспективы освоения месторождения первый вариант является «нейтральным», второй – «критическим». Освоение объектов, расположенных в транспортно необеспеченных районах перспективно в случаях, если на их базе возможно

- сооружение высокопроизводительного долгоживущего предприятия, создание транспортного коридора для которого экономически оправдано,

- совместное освоение серии близкорасположенных объектов, в том числе – разной сырьевой специализации,

- сооружение предприятия, способного функционировать в автономном режиме.

Литература

1. Наталенко А.Е., Пак В.А., Ставский А.П. Основные направления развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации. 13.01.2015. URL: <http://www.rosnedra.gov.ru/article/7808.html> (дата обращения: 06.02.2015).

К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКА РОДОНАЧАЛЬНЫХ РАСПЛАВОВ ПОРОД ХИБИНСКОГО МАССИВА И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ АПАТИТОВЫХ РУД

Ненахова Е.В.

ekaterina_nenahova@inbox.ru, Воронежский государственный университет,
геологический факультет, Воронеж, Россия

Крупнейшие в мире апатит-нефелиновые месторождения Хибинского массива на протяжении многих лет являются объектом детального изучения. За это время накоплен огромный фактический и теоретический материал, не только регионального, но и мирового значения. Несмотря на всестороннюю изученность, к настоящему времени существует ряд проблем, связанных с генезисом массива, которые до сих пор остаются нерешенными. К числу важнейших проблем относится состав и эволюция родоначальных расплавов, а также возможные источники плавления, создавшие всю гамму ассоциаций пород и руд.

Хибинский массив расположен в центре Кольского полуострова и представляет собой крупнейшую в мире (1327 км²) платформенную щелочную интрузию центрального типа, характеризующуюся асимметричным концентрически-зональным (в плане) строением, заключающимся в последовательном расположении вложенных друг в друга конических интрузий, представленных от периферии к центру телами: хибинитов, трахитоидных хибинитов, рисчорритов, мельтейгит-уртитов, и ляхчорритов, опоясывающих ядро, сложенное фойяитами. Все апатит-нефелиновые месторождения Хибин приурочены к интрузии мельтейгит-уртитов.

Одной из черт, определяющих своеобразие пород Хибинского массива, является их обогащенность летучими, литофильными, высокозарядными и редкоземельными элементами. Например, содержания редкоземельных элементов в породах массива достигают 500–700 г/т [1], содержания Na₂O – до 10%; K₂O – до 6%, (в рисчорритах – до 9%) [2]. Такие содержания литофильных и редкоземельных элементов не свойственны мантийным дифференциатам, к числу которых большинство исследователей относят породы Хибинского массива. Рассчитано, что при подобных концентрациях указанных элементов, для формирования Хибинского и Ловозерского массивов объем недеплетированной мантии должен был составлять около 3,7*10⁶ км³, а деплетированной – 3,8*10⁷ км³ [3], что является маловероятным, так как эти цифры превышают объемы самых крупных известных мантийных плюмов.

Повышенная флюидонасыщенность, лейкократовый в целом характер пород, высокие содержания щелочей и некогерентных элементов, с учетом гигантских объемов выплавок, не вполне соответствуют принятым представлениям о мантийном происхождении массива. Вместе с тем это несоответствие может быть устранено, если высокие содержания указанных элементов объяснять с точки зрения плавления осадочных пород в зоне субдукции, что в свое время предлагалось многими исследователями для объяснения генезиса кимберлитов и лампроитов. Одними из первых, кто высказал идею о том, что кимберлиты образуются за счет плавления водонасыщенных и карбонатсодержащих пород океанической коры, затаянных в зоны субдукции были W.E. Sharp [4], В.С. и Н.В. Соболевы [5], Eldrige C.S. и Compston W. [6]. Особенно подробно субдукционный механизм формирования кимберлитов, лампроитов и родственных им расплавов рассмотрен в ряде работ О.Г. Сорохтина и Н.О. Сорохтина [7-9]. Применительно к щелочным породам, аналогичное предположение было сформулировано Н.Ф. Шинкаревым и В.В. Иваниковым [10].

Особенно актуален субдукционный механизм для возможного объяснения источника руды, которым в такой ситуации могут являться фосфориты, которые накапливаются на относительно небольших глубинах в зонах апвеллинга сопряженных частей шельф-континентальный склон. Кроме того, установлено широкое распространение фосфоритов на плосковершинных подводных горах – гайтах. Подобные участки со значительными скоплениями фосфатного вещества связаны с зонами повышенной биопродуктивности и обнаружены

на глубоководных хребтах: Ян-Майен, Китовом, Вавилова, Угловом поднятии, Ньюфаундлендских подводных горах, Южно-Азорской группе подводных гор, поднятии Сьерра-Леоне; в Индийском океане – на хребтах Экватор, Западноиндийском и Западноавстралийском; в Тихом океане – на поднятии Пасхи, хребтах Наска, Императорском, Маркус-Неккер [11]. Наиболее изученным примером указанного типа является поднятие Сьерра-Леоне размером приблизительно 500x500 км, к вершинам которого приурочены фосфориты с содержанием диоксида фосфора 28–32%. По результатам наблюдений из подводного аппарата, их мощность оценивается в десятки метров [11]. Для предлагаемой модели это обстоятельство является весьма важным, так как вовлечение шельфовых осадков в зоны поддвига плит представляется маловероятным, в то время, как для гайотов, которые в результате изостазии могут практически выравниваться с океаническим дном, это вполне допустимо.

Учитывая масштабность фосфоритообразования на подводных горах, а также широкое распространение на дне мирового океана симаунтов и гайотов, можно предположить их доминирующую роль в формировании апатитоносных расплавов при вовлечении в зону плавления. Следует пояснить следующий момент: субдукция в изучаемом регионе происходила на возрастном рубеже 2–1,9 млрд лет, в то время как внедрение щелочных расплавов датируется средним палеозоем, следовательно, щелочные расплавы должны были длительное время находиться в "законсервированном" состоянии. Подобная проблема существует и для кимберлитовых и лампроитовых расплавов и требует отдельного рассмотрения.

Если происхождение апатитовых руд можно логично объяснить с позиций вовлечения фосфоритоносных осадков в зону плавления, то вторую важнейшую проблему, связанную с ассоциацией таких руд с агпайтовыми расплавами, следует рассматривать отдельно.

Литература

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Редкие элементы в минералах Хибинского массива как индикаторы эволюции процессов минералообразования: результаты исследования методом LA-ICP-MS // Геохимия, 2005, т. 43, №1, с. 71-85.
2. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л., 1975. 256 с.
3. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия, №1, 2006, с. 5-13.
4. Sharp W.E. A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites. – Earth Planet // Sci., Lett., 1974, v. 21, p. 351-354.
5. Соболев В.С., Соболев Н.В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // Доклады АН СССР, 1980, т. 250, №3, с. 683-685.
6. Eldrige C.S., Compston W., Williams I.S., Harris J.W., Bristow J.W. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. – Nature, 1991, v. 353, p. 649-653.
7. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты : Изд-во КНЦ РАН, 1996. 144 с.
8. Сорохтин О.Г., Сорохтин Н.О. Субдукционный механизм происхождения алмазов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2006 г., № 1, с. 5-36.
9. Сорохтин О.Г., Лобковский Л.И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 5, с. 3-10.
10. Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. – 2-е изд., перераб. и доп. – Л. : Недра, 1983. – 271 с.
11. Геворкьян В.Х. Рудоносность подводных гор и поднятий открытого океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2011, № 3, с. 5-27.

ОСНОВНОЙ ВУЛКАНИЗМ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА НА ПРИМЕРЕ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА И ПЕЧЕНГА–ИМНАДРА– ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРЫ. СХОДСВА И ОТЛИЧИЯ

Межеловский А.Д., Межеловская С.В., Корсаков А.К.

geoson@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

На протяжении шести лет авторами детально изучались коматиитовые базальты свиты ветреного пояса, в пределах ряда обнажений (г.г. Голец, Шапочка, Оловгора, Большая и Малая Левгора, Енгишгора, Мяндуха). При петрографическом изучении представительной коллекции образцов, собранных за 6 полевых сезонов были установлены дифференцированные потоки, как отмечали ранее Куликов В.С., Куликова В.В., в потоках выделяются кумулятивные зоны, представленные первоначально оливином, зоны со структурой спинифекс оливинового и пироксенового типов, что типично для данных пород. При изучении свиты по простиранию, степень дифференциации лавовых потоков не однородна. Вероятно, это связано с разной мощностью потоков. Геохимически вулканиты свиты ветреного пояса отвечают базальтам и андезибазальтам, относятся к коматиитовой и частично к толеитовой сериям. В целом породы высокомагнезиальные и низкотитанистые. При распределении редких элементов нормированных по примитивной мантии спектр в целом имеет слабонаклонный характер. Среди КИЛЭ наблюдается сильный разброс значений превышений концентраций в 2-30 раз. Устойчивая отрицательная аномалия отмечается в зоне распределения Nb и P ($Nb_N=3,91-5,57$; $P_N=3,33-4,70$), а положительная – в зоне распределения Pb ($Pb_N=44,08-82,11$). Содержания высокозарядных элементов (ВЗЭ) превышают содержания примитивной мантии в 3–11 раз. Спектр распределения редкоземельных элементов (REE), нормированных по хондриту, имеет наклонный характер. Породы имеют относительно невысокие содержания LREE (легкие PЗЭ). Отношение $La_N/Yb_N = 2,65-5,01$. Распределение HREE (тяжелые PЗЭ) характеризуется более пологой кривой ($Eu_N/Yb_N=1,28-1,61$).

При петрографическом изучении образцов вулканитов сейдореченской свиты с отрогов г. Вуречуайвенч (участок Имандра), было установлено, что породы претерпели метаморфические и возможно наложенные гидротермальные преобразования, по всей видимости, в эпидот-амфиболитовой фации. Породы представляют собой измененные базальты, сложенные клинопироксеном, плагиоклазом с единичными вкрапленниками реликтового оливина. Клинопироксен практически весь амфиболизирован, форма зерен сильно преобразована более поздними процессами, наблюдаются следы распада твердого раствора. Вулканиты сейдореченской свиты по количеству кремнезема и сумме щелочей относятся к андезибазальтам. Это подтверждается и на диаграмме соотношения редких элементов: Nb/Y – Zr/Ti (Pearce 1996). На диаграмме Jensen (1976) метавулканиты представляют собой высокомагнезиальные толеитовые базальты. При этом на популярной АФМ диаграмме породы располагаются на границе толеитовой и известково-щелочной серий. Спектр распределения редких элементов имеет слабонаклонный характер. Среди КИЛЭ наблюдается превышение значений относительно примитивной мантии в 11-80 раз. Устойчивая отрицательная аномалия, как и на Ветреном поясе, отмечается в зоне распределения Nb и P ($Nb_N=6,59-8,14$; $P_N=4,24-5,66$), а положительная – в зоне распределения Pb ($Pb_N=69,39-171,03$). Содержания ВЗЭ превышают содержания примитивной мантии в 4–12 раз. Спектр распределения REE, нормированных по хондриту, имеет наклонный характер. Породы имеют высокие содержания LREE. Отношения: $La_N/Yb_N=5,71-6,33$; $Ce_N/Yb_N=4,56-5,09$. HREE характеризуется равномерным распределением нормированных по хондриту содержаний ($Eu_N/Yb_N=1,45-1,51$).

При петрографическом изучении образцов из Печенгской структуры были выявлены различные разновидности базальтов, это связано с разделением вулканитов структуры на 4 вулканогенные толщи. Так образцы из первой вулканогенной толщи серии Ахмалехти представляют собой девитрафицированное вулканическое стекло, сложенное очень мелкими лейстами плагиоклаза. Широко проявлен мелкозернистый агрегат хлорит-актинолита,

развивающийся по пироксену. В единичных вкрапленниках присутствует реликтовый оливин замещенный серпентином. Вторая вулканогенная тоща (серия Куэтсярви) представлена различными разновидностями базальтов. Это серпентин-хлорит-пироксен-плагиоклазовые агрегаты. Плагиоклаз сильно изменен и замещен минералами группы эпидота. Также встречаются оливиновые базальты, с хорошо сохранившимися зернами и характерными яркими окрасками оливина. В отличие от первой толщи вместе с клинопироксеном появляется ортопироксен. Интерстиции представляют собой раскристаллизованное вулканическое стекло, сложенное лейстами плагиоклаза и хлорит-эпидотовыми минералами. Третья вулканогенная толща (Копосиокская серия) также представлена базальтами, с раскристаллизованным вулканическим стеклом, и обилием серпентина. В данной толще, в отличие от вышеописанных, присутствуют субвулканические разновидности базальтов, сложенные клинопироксеном, плагиоклазом. В интерстициях широко проявлен серпентин. В субвулканических разностях широко развит оливин. Четвертая вулканогенная толща (серия Пильгуярви) представлена пироксен-плагиоклазовыми и пироксен-оливиновыми базальтами. В породах присутствуют многочисленные вкрапления рудного минерала возможно шпинели. Миндалины заполнены серпентином. Плагиоклаз замещен агрегатом сосюрита. В большинстве образцов встречаются карбонаты и мелкая генерация наложенного кварца. На классификационной диаграмме TAS породы Печенгской структуры расположены в поле базальтов, андезибазальтов. По классификации (Pearce 1996) породы относятся к базальтам и субщелочным базальтам. На диаграмме Jensen (1976) метавулканициты попадают в поле высокожелезистых толеитовых базальтов. На AFM диаграмме породы располагаются в поле толеитовой серии. Спектр редких элементов имеет крайне неравномерное распределение. Особенно это заметно для КИЛЭ и ВЗЭ. Среди КИЛЭ наблюдается значительный разброс значений: ($Cs_N=15,0-302,63$; $Rb_N=3,23-57,56$; $Ba_N=7,3-76,03$). ВЗЭ превышают содержания примитивной мантии в 3–11 раз. Устойчивая положительная аномалия отмечается в зоне распределения Pb ($Pb_N=10,15-136,17$). Спектр распределения REE имеет неравномерный слабонаклонный характер. Породы имеют широкий разброс содержаний LREE ($La_N=11,79-75,99$). Отношение $La_N/Yb_N = 1,08-8,66$. Распределение HREE характеризуется более высокой кривой и несколько меньшим (по отношению к легким) разбросом ($Eu_N/Yb_N=1,01-2,35$).

Несмотря на общую схожесть изучаемых раннепротерозойских структур, выявлены некоторые отличия в петрографо-геохимических характеристиках. Близкие показатели вулканиитов Ветреного пояса и Имандры отличаются от пород Печенгской структуры. Это отражается в повышенной щелочности, железистости и титанистости, а также крайне неравномерном распределении редких и редкоземельных элементов Печенги.

Породы изучаемых объектов отличаются по структурно текстурным особенностям. В коматиитовых базальтах Ветреного пояса четко проявлена дифференциация лавовых потоков, что сказывается на минеральном составе различных частей потоков. Повсеместно проявлена структура спинифекс, представленная оливином и клинопироксеном, встречаются кумулятивные зоны. В полях развития сейдореченской свиты вулканициты сильно преобразованы более поздними процессами, а именно метаморфизмом различных фаций – зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой и наложенными гидротермальными процессами. Это четко фиксируется в парагенезисе вторичных низкотемпературных минералов. Данное обстоятельство может быть связано с близким соседством Мончеплутона и его отрогов. В пределах Печенгской структуры породы более свежие, преобразования не превышают зеленосланцевой фации и как следствие хорошо сохранившиеся первичные минералы и структурно-текстурные особенности пород. Среди лавовых потоков нет четкой дифференциации, но породы отличаются своим составом и ранее, другими исследователями были разделены на четыре вулканогенные толщи, что также подтверждается и нашими исследованиями.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ. Проект № 14-05-00559-а

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНА

Гракова О.В.

ovgrakova@geo.komisc.ru, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, Россия

Проблема алмазоносности Тимана находится в центре внимания исследователей уже более полувека. Первые упоминания о находке единичных алмазов на территории Тимана относятся к XVII веку, находки XIX века уже вполне достоверны, а во второй половине XX века единичные находки алмаза отмечаются на всем протяжении Тиманского Кряжа, причем отдельные россыпи приближаются по содержаниям к промышленным.

В настоящее время ставится под сомнения факт осадочного происхождения алмазосодержащих отложений, активно развивается представление о туффизитовой природе девонского алмазосодержащего комплекса пород, которые выделяются в качестве такатинской свиты в Вишерском районе Пермской области в пределах Полюдова Кряжа [4]. Согласно авторам этой гипотезы, алмазосодержащие породы представлены не осадочными образованиями, а своеобразными субвулканическими пирокластитами (туффизитами), которые являются специфическими флюидизатно-эксплозивными производными лампроитового магматизма. Внешне они имеют вид сильно измененных песчано-глинистых пород. Поскольку девонские алмазосодержащие гравийно-песчаные отложения Вишерского района и Тимана похожи по свойствам вмещающих пород, структурно-текстурным и механическим характеристикам, идеи о туффизитовой природе алмазов Тимана стали популярными среди многих исследователей. Более того, были поставлены специальные работы по поискам алмазов вишерского типа на Тимане.

Нами были изучены два удаленных [2], но близких по возрасту полиминеральных алмазопроявления на Среднем и Южном Тимане (Ичетью и Осень, соответственно). Полиминеральная алмазосодержащая россыпь Ичетью располагается на севере Вольско-Вымской гряды Среднего Тимана и приурочена к основанию отложений среднего отдела девонской системы. Продуктивные отложения расположены в базальной части пижемской свиты, которую подстилают породы терригенной толщи малоручейской свиты неясного генезиса, а перекрывают терригенные породы верхнего девона или четвертичные отложения. В пределах россыпного поля Ичетью общая мощность пижемской свиты достигает 30 м. На Южном Тимане алмазы установлены в среднедевонских отложениях асывовожской свиты (D_{2-3as}) в северо-западной части возвышенности Джежимпарма. Асывовожская свита (D_{2-3 as}) включает в себя терригенные образования эйфельского, живетского и нижней части франского ярусов. Отложения асывовожской свиты несогласно залегают на отложениях джежимской свиты верхнего рифея и согласно перекрываются породами изьяельской свиты (D_{3is}). Общая мощность данной свиты составляет более 40 м.

Учитывая, что алмазоносность Южного Тимана изучена гораздо слабее, чем Среднего Тимана, одной из главных задач нашего исследования заключалась в сравнении двух алмазопроявлений: Осень на Южном Тимане и Ичетью на Среднем Тимане, с тем, чтобы, используя имеющиеся наработки по Среднему Тиману, более точно оценить перспективы алмазоносности Южного Тимана. Наши исследования показали высокую степень сходства геологического строения и условий формирования двух сравниваемых алмазопроявлений. Алмазопроявления Осень и Ичетью приурочены к основанию палеозойского разреза Тимана. Сходство отмечается в малой мощности продуктивных на алмазы толщ, невыдержанности их мощностей, фациальной изменчивости, зрелости осадков. Еще одним схожим параметром является наличие в алмазоносных отложениях продуктов кор выветривания. При этом индекс химического выветривания (CIA) для пород обоих алмазопроявлений практически одинаков – около 70 [1]. Значительные стратиграфические перерывы и фрагментарность в распространении по площади этих отложений связаны с нестабильной тектонической обстановкой осадконакопления в позднеэйфельское время на Тимане.

Минералогический анализ исследуемых отложений показал, что общий видовой состав аксессуарных минералов в алмазопроявлениях Осень и Ичетью очень близок. В обоих алмазопроявлениях присутствует хромшпинелид, ильменорутит и золото. Наличие таких минералов, как гранат, пироксен, амфибол, эпидот, ставролит, турмалин, циркон, рутил, монацит, ксенотим может указывать на сходство пород, слагавших области размыва. Зерна одних и тех же аксессуарных минералов в обеих россыпях обладают разной степенью окатанности: от хорошо окатанных до слабо окатанных и почти неокатанных с хорошо сохранившимися кристаллическими гранями. Такое сонахождение кристаллов и обломков, в том числе хорошо окатанных, объясняется их многократным переотложением по пути следования и поступлением новых порций обломочного материала. Э. С. Щербаков считает, что россыпь образовалась отложениями временных потоков, в которых происходило разделение минералов по гидравлической крупности зерен, формировались парагенетические ассоциации [5]. Сравнивая изученные нами два алмазопроявления, мы видим сходство в характере окатанности минералов в этих россыпях, что, очевидно, указывает на близкие условия их формирования.

В результате проведенных исследований мы видим больше аргументов в пользу традиционного представления о тиманских алмазопроявлениях, как о вторичных осадочных коллекторах. Оба сравниваемых алмазопроявления Осень и Ичетью приурочены к основанию палеозойского разреза Тимана. Асывовожская свита на Южном Тимане залегает на верхнепротерозойском основании. Пижемская свита на Среднем Тимане также залегает на породах верхнего протерозоя или со стратиграфическим несогласием – на локально развитой толще терригенных отложений малоручейской свиты. Возраст последней остается проблематичным: докембрий, поздний венд, ордовик, ранний или средний девон. Породы, слагающие разрезы обеих свит, имеют типичный осадочный облик. Большинство аксессуарных минералов, как и сам алмаз, имеют явные следы транспортировки в поверхностных условиях. На осадочный генезис алмазопроявления Ичетью указывают результаты исследования дефектов кристаллов алмазов, выполненные [3]. Одно из наиболее слабых мест в обосновании концепции об осадочном генезисе тиманских алмазопроявлений – почти полное отсутствие в продуктивных толщах минералов – парагенетических спутников алмаза. Однако, во-первых, все-таки спутники алмаза отмечаются и, во-вторых, учитывая высокую степень выветрелости размываемых пород, эти минералы могли быть разрушены в корях выветривания.

Литература:

1. Гракова О.В. Петрографический состав и литохимические особенности пород асывовожской (D_{2-3as}) и джежимской (R_3dz) свит в зоне их контакта (Южный Тиман) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента : мат-лы 22-й научной конференции. Сыктывкар : Геопринт, 2013. С. 23-29.
2. Гракова О.В. Условия образования и минеральный состав алмазопроявлений Тимана // Геология европейского севера России. Сыктывкар, 2010. Сб. 8. С. 73-83. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО РАН. Вып. 125).
3. Исаенко С.И., Глухов Ю.В. Одна из особенностей распределения алмазов Ичет-Ю по люминесцирующим дефектам как показателя условий их осадочного захоронения // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента : мат-лы 16-й науч. конф. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар : Геопринт, 2007. С. 62-65.
4. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И. Комментарии к некоторым традиционным заблуждениям в генетических оценках алмазных месторождений уральского типа // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2010. № 6. С. 92-113. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН. Вып. 127).
5. Щербаков Э.С., Плякин А.М. Парастерезис россыпи Ичетью и проблема первоисточников алмазов Тимана // Структура и разнообразие минерального мира : мат-лы Международного минералогического семинара. Сыктывкар : ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 166–167.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ПОДМОСКОВНОЙ УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ

Погребс Н.А.

pogrebs@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Четвертичные отложения развиты практически повсеместно, перекрывая сплошным чехлом дочетвертичную поверхность, сложенную различными более древними отложениями. Они представлены ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями двух верхних моренных горизонтов (московского и днепровского), разделенных межледниковыми отложениями одинцовского (рославльского типа) и покровными суглинками. Эти образования по возрасту относили к среднему плейстоцену. В последнее время (Шик, 2004) установлен нижнеплейстоценовый возраст рославльских отложений и соответственно более древний возраст нижнего моренного горизонта (донское оледенение?).

Днепровская морена представлена плотными валунными суглинками бурого и темно-коричневого цвета, иногда черного от подстилающих юрских глин и меловых песков. Грубообломочный материал образован преобладающими местными карбонатными породами и магматическими и метаморфическими породами Балтийского кристаллического щита (гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами).

Московская морена состоит из валунных суглинков красновато-бурого цвета. По сравнению с днепровской мореной в ней меньше валунов кристаллических пород и они хуже окатаны (Стародубцева, Сенников, Сорока, 2008).

Ледниковые моренные отложения можно наблюдать в стенках многих подмосковных карьеров – на юге, юго-востоке и востоке области (Никитский, Держинский, Егановский и Карповский карьеры) и на севере области (Дмитровские и Яхромский карьеры). Морена везде представлена валунными суглинками красновато-бурого цвета с валунами карбонатных осадочных и кристаллических пород Балтийского щита, скорее всего, это морена московского оледенения среднеплейстоценового возраста. В Держинском карьере отчетливо наблюдается два типа морен – красновато-бурая и зеленовато-серая. Возможно, здесь наблюдается более древняя днепровская морена.

Моренные отложения размывались тальми ледниковыми водами и формировались флювиогляциальные отложения, представленные косослоистыми грубозернистыми песками коричневатого-желтого цвета. Они залегают в виде прослоев и линз (Домодедовский, Егановский, Гжельский и Песковский карьеры), часто чередуются с валунно-галечными линзами абляционной морены (Никитский, Карповский, Яхромский и Дмитровские карьеры). Внутри флювиогляциальных отложений иногда встречаются горизонты лимногляциальных отложений (серые тонкослоистые глины) (Домодедовский карьер) и слои торфа (Дмитровский и Яхромский карьеры).

Ледниковые и водноледниковые отложения перекрываются покровными суглинками средне-позднеплейстоценового возраста светло-коричневого цвета, неслоистыми, с характерной тонкоплитчатой отдельностью (Никитский и Дмитровский карьеры).

Рельеф Московской области формировался под действием ледников. В районах проведения практики различают два типа рельефа – увалисто-холмистый в южной и восточной части Московской области (Подольско-Верейское плато) и грядово-холмистый в северной (Клинско-Дмитровская гряда). Увалисто-холмистый рельеф сформировался под действием талых вод отступающих ледников, представлен пологими холмами с небольшими превышениями и абсолютными отметками 180-200 м, сложенными флювиогляциальными отложениями. Грядово-холмистый рельеф более контрастный, абсолютные отметки до 250-280 м, сложен грубообломочными толщами конечной морены.

Межледниковые плейстоценовые и послеледниковые голоценовые отложения представлены озерными, болотными, аллювиальными, делювиальными и склоновыми отложениями.

Аллювиальные отложения изучаются в долинах реки Пахры и ее притока Рожайки в южной части Московской области. Они представлены песками и супесями коричневатого-

серого цвета. Среднеплейстоценовые аллювиально-флювиогляциальные отложения слагают третьи надпойменные террасы, среднеплейстоценовые аллювиальные отложения – вторые и первые надпойменные террасы рек Пахры и Рожайки. Во время формирования первой надпойменной террасы р. Пахры происходило ее заболачивание – наблюдается прослой торфа. Третья и вторая надпойменные террасы цокольные, верхняя часть террасы сложена аллювиальными отложениями, нижняя часть древними породами: у третьей террасы – юрскими глинами, у второй – среднекаменноугольными известняками. Первая надпойменная терраса аккумулятивная, сложена аллювиальными отложениями.

Голоценовый возраст имеют пойменные отложения подмосковных рек (русовая, пойменная и старичная фация). Высокая и низкая пойма Пахры и Рожайки эрозионные, реки вскрывают среднекаменноугольные известняки.

Река Городенка расположена в юго-восточной части Московской области возле деревни Карпово. Она также вскрывает среднекаменноугольные известняки, при малой воде видны русловые отложения, представленные обломками известняков. В долине реки выделяются пойма и первая надпойменная терраса.

На севере Московской области изучается строение долины реки Волгуши. Река протекает между конечно-моренными холмами и имеет узкую долину, с поймой и первой надпойменной террасой. Отложения первой надпойменной террасы сложены суглинками коричневатого-серого цвета, иногда содержат прослой торфа. Мощность торфа достигает 1-2 м, подстиляется он сизой глиной, на отдельных участках разрабатывается. В торфе видны остатки древесины и примазки порошкового минерала голубого цвета – вивианита.

Склоновые, делювиальные и овражные аллювиальные отложения верхнего плейстоцена и голоцена представлены в Никитском овраге. Делювиальные отложения чехлом покрывают склоны и дно оврага, они прорезаются руслом временного водного потока. На отдельных участках русло изгибается, образуя меандры. В нижней части оврага при вскрытии кровли среднекаменноугольных известняков образуется водопад высотой до 1 м. Под ним котел глубиной до 0,5 м, в русле потока – обломки известняков. Временный водоток выработал долину с поймой и первой надпойменной террасой. Терраса аккумулятивная, сложена суглинками коричневатого-серого цвета, с неясной слоистостью. В них отмечается прослой, обогащенный органическим веществом – результат временного заболачивания (Павлинова, Погребец 2011).

Склоновые процессы проявляются в образовании оползней на крутых берегах рек и оврагов. Четвертичные отложения третьей надпойменной террасы реки Пахры сползают по подстилающим юрским глинам. Аналогичные оползни образуются на правом берегу реки Москвы (Коломенское, Крылатское) и левом борту Никитского оврага. Самый большой оползень Московской области был описан А.П. Павловым в 1927 году в Парамоновском овраге на берегу реки Волгуша. Толща ледниковых и водноледниковых четвертичных отложений мощностью до 30 м сползает по парамоновским глинам нижнего мела. Хорошо видны признаки оползней – наклоненные деревья и даже сосна, треснувшая вдоль ствола.

Голоценовые техногенные отложения формируются в отработанных карьерах в результате современных геологических процессов. В Карповском карьере можно наблюдать конусы выноса временных водных потоков, а также техногенные оползни в Домодедовском, Никитском и Песковском карьерах.

Литература

1. Павлинова Н.В., Погребец Н.А. Методические указания по проведению Подмосквонной учебной геологической практики студентов I курса. М. : РУДН, 2011. 76 с.
2. Стародубцева И.А., Сенников А.Г., Сорока И.Л. и др. Геологическая история Подмосквонья в коллекциях естественнонаучных музеев Российской академии наук. М. : Наука, 2008. 226 с.
3. Шик С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы. Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т.79, вып.5. С. 82-92.

ОБЛОМОЧНЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ АЛМАЗОНОСНОЙ ЭМСКОЙ (НИЖНИЙ ДЕВОН) ТАКАТИНСКОЙ СВИТЫ – РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО (U/Pb) ДАТИРОВАНИЯ

Пыжова Е.С., Попова Н.С.

jene4ka_89_07@mail.ru, Российский университет дружбы народов, инженерный факультет; Геологический институт РАН, Москва, Россия

Западный Урал – алмазоносный регион. Здесь, в бассейне р. Вишера (Красновишерский район Пермского края) расположена Вишерская группа месторождений. Существует несколько концепций, объясняющих алмазоносность западного Урала в целом и его Красновишерской части, в частности [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8]. По одной из версий предполагается, что в «молодые» россыпи алмазы попали из размываемых древних россыпей, залегающих в разрезах колчимской свиты нижнего силура и такатинской свиты верхов эмского яруса нижнего девона. При этом допускается, что в эти древние россыпи (во вторичные коллекторы) алмазы могли попасть из разрушающихся кимберлитовых тел, расположенных в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [3, 6, 7, 8].

Если палеозойские породы Западного Урала действительно являются вторичными коллекторами алмазов, то встает вопрос об их Уральском или Восточно-Европейском происхождении. Чтобы выяснить это, нужно ответить на вопрос: «за счет накопления продуктов разрушения каких комплексов сформировались палеозойские толщи Западного Урала – комплексов, распространенных в более восточных районах Урала, или комплексов, распространенных в более западных районах, т.е. в пределах Восточно-Европейской платформы?»

Такатинская свита распространена вдоль всего западного склона Южного, Среднего и Северного Урала. Стратотип свиты находится в Башкирской части западного склона Южного Урала, около сел. Такаты. На протяжении всей полосы своего распространения свита залегает с размывом и параллельным (иногда географическим) несогласием в основании на более древних палеозойских или позднедокембрийских толщах и согласно перекрыта глинисто-карбонатными или карбонатными образованиями, слагающими от среднедевонско-нижнепермскую стратиграфическую последовательность. Такатинская свита сложена преимущественно мономиктовыми или олигомиктовыми существенно кварцевыми песчаниками и по простирацию ее литологический состав существенно не меняется.

Выдержанное строения и литологического состава такатинской свиты вдоль западного склона Урала означает, что условия формирования и питающая провинция для слагающих её песчаников были одинаковые вдоль всего простираения полосы её развития. Из этого следует, что, если ответить на сформулированный выше вопрос хотя бы в пределах одного из участков развития этой свиты, выводы можно распространить на всю полосу ее развития. Для этого мы продатировали обломочные цирконы из песчаников такатинской свиты, распространенных в ее стратотипической местности. В результате мы получили возрасты цирконов от 1857.5 ± 53.8 до 3054.0 ± 48.0 млн лет.

Сопоставляя полученные возрасты цирконов из такатинской свиты с известными возрастными кристаллических комплексов фундамента ВЕП [9 и ссылки в этой работе], мы пришли к выводу о том, что источником детрита для такатинской свиты наиболее вероятно была только Волго-Уральская часть ВЕП (ВолгоУралия), расположенная к западу от ареала распространения такатинской свиты. В ее строении Волго-Уралии выделяются несколько крупных сводовых поднятий фундамента, в пределах которых разрез платформенного чехла начинается с франских отложений. Это находится в хорошем соответствии с представлениями о том, что в раннем девоне Волго-Уралия представляла собой высоко стоящую сушу [10], с которой материал переносился и откладывался на ее Уральской периферии. Очевидно, что эта суша служила непреодолимым препятствием для попадания продуктов размыва других ее частей ВЕП и ее обрамления, которые бы неизбежно привнесли с собой цирконы с возрастными, моложе 1.8 млрд лет.

Если допустить, что алмазоносность Западного Урала полностью или хотя бы частично связана с вторичными коллекторами из такатинской свиты, то из полученных результатов можно сделать важное заключение, касающееся коренных источников западноуральских алмазов. А именно:

(1) Схожесть возрастов детритных цирконов из такатинской свиты с возрастными древних кристаллических комплексов Волго-Уральской части ВЕП и отсутствие молодых цирконов означает, что именно Волго-Уральская часть ВЕП была поставщиком обломочного материала, из которого сложены песчаники такатинской свиты.

(2) Если исходить из того, что осадочный бассейн, в котором накапливались кварцевые песчаники такатинской свиты, "питался" продуктами размыва Волго-Уральской части Аркт-Лавруссии, то участвующие в строении этой свиты промежуточные коллекторы алмазов обязаны своим происхождением переотложению продуктов разрушения первичных (кристаллических) алмазоносных пород (кимберлитов, лампроитов и т.п.), участвовавших/участвующих в строении Волго-Уралии. С учетом эмского (конец раннего девона) возраста такатинской свиты это означает, что в пределах фундамента ВЕП (и наиболее вероятно в его Волго-Уральской части) можно ожидать в будущем обнаружение (выявление) неизвестного ранее этапа кимберлитобразования, заметно более древнего, чем этап, обусловивший алмазоносность Архангельской и Тиманской провинций.

(3) Исходя из того, что промышленная алмазоносность такатинской свиты установлена только в Красновишерском районе (т.е. в северной части полосы развития) можно предполагать, что кимберлитовые тела, которые могли послужить первичным источником алмазов, располагаются в северо-восточной части Волго-Уралии, откуда алмазы и поступали в бассейн осадконакопления.

Работа частично финансирована Программой поддержки молодых ученых ГИН РАН.

Литература

1. Анфилов В.Н., Крайнев Ю.Д., Кораблев Г.Г. Геологическое строение и природа алмазоносности колчимского поднятия (Северный Урал) // Литосфера. 2007. №5. С. 151-163.
2. Каменцев Л.И. Импактные структуры Северо-Уральского региона и происхождение россыпных алмазов. Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента, Сыктывкар : Геопринт. 2000. С. 62-63
3. Пыжова Е.С. Обломочные цирконы из позднедевонских и палеозойских песчаников Западного Урала – анализ источников сноса (палеогеографический и палеотектонический аспекты). Магистерская диссертация. Москва : РУДН, 2014 г.
4. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И. Комментарии к некоторым традиционным заблуждениям в генетических оценках алмазных месторождений уральского типа в Урало-Тиманском регионе // Труды ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011.
5. Рыбальченко Т.М. Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Полюдова Кряжа // Вестник Пермского ун-та. Геология, 1997. Вып. 4. С. 43–52.
6. Смирнов Ю.Д. Источники алмазов уральских россыпей // Геология россыпей. Л. : Наука, 1965. С. 279-282.
7. Соколов Б.Н. Образование россыпей алмазов. М. : Наука, 1982. 93 с.
8. Щербаков О.А. и др. Такатинская свита Вишерско-Чусовского Урала и ее алмазоносность. Пермь : ПГУ, 1994. 105 с.
9. Bogdanova S.V. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 23-45.
10. Nikishin A.M. et al. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution, Tectonophysics. 1996. 268. p. 23-63.

ТРИАС – ЮРСКИЙ БАРЬЕРНЫЙ РИФ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА (ТАДЖИКИСТАН)

Раимбеков Ю.Х.

usraimbekov@mail.ru, Российский Университет дружбы народов, Москва, Россия

Карбонатные фации высокогорного Памира широко развиты в его Юго-Восточной части. Административно это Мургабский район Горно-Бадахшанской автономной области республики Таджикистан. Район характеризуется восточно-памирским типом рельефа (обширные котловины и широкие речные долины, располагающиеся на высоте 3700–4200 м, над которыми возвышаются горные хребты относительно плавных очертаний с относительной высотой до 1000–1500 м). Изучение отложений велось по серии геологических разрезов. Карбонатные отложения представлены известняками, доломитами и мергелями. В возрастном отношении они являются образованиями триасово-юрского возраста.

Фациальный анализ карбонатных отложений триаса и юры проводился на основе методических приемов изложенных в работе Дж. Л. Уильсона и др [5,6]. Им были выделены стандартные фациальные пояса карбонатонакопления, которые представляют из себя девять стандартных фациальных поясов. Выявленная последовательность фациальных поясов столь устойчива, что она может применяться для определения географического распределения типов горных пород.

Проведено секвенс стратиграфический анализ разрезов триаса и юры. Геологические тела, ограниченные несогласиями, называются осадочными секвенциями. Исходным постулатом секвентной стратиграфии является положение о том, что осадочные секвенции являются отражением в геологическом разрезе циклов колебаний относительного уровня моря [7].

Основные типы разрезов триасовых отложений Юго-Восточного Памира *Триасовая система*

Триасовые отложения представлены исключительно морскими образованиями и всеми отделами системы. Стратиграфия триаса этой зоны разработана В.И. Дроновым и др. [2, 3]. В разрезе триасовых отложений, распространенных на ЮВ Памире, выделяются следующие подразделения (снизу вверх): нижний отдел и анизийский ярус среднего отдела нерасчлененные; нижний и средний отделы объединенные; нижний и средний отделы и карнийский ярус верхнего отдела объединенные; ладинский ярус среднего отдела, карнийский и нижняя часть норийского яруса верхнего отдела нерасчлененные; норийский и рэтский ярусы объединенные.

На основе вышеописанной методике была проведена палеофациальная реконструкция триасовых карбонатно-кремнистых отложений. Согласно этой классификации по внутреннему строению карбонатные отложения триаса можно отнести к следующим фациальным поясам: риф, передовой склон карбонатной постройки, подножие склона сложенного карбонатными осадками, впадина. Выявленная геологическая структура представляет из себя рифовую постройку в виде карбонатной банки, в пределах которой локализуются карбонатные отложения.

В последовательности накопления триасовых отложений четко выделяются три трансгрессивно-регрессивных цикла или секвенции (Байльтамская, Талдыкольско-Джангисуйская, Бозтеринско-Куруджилгинская). Границы секвенсов по всем фациальным зонам, четко устанавливаются по присутствию базальных горизонтов в подошве циклов, сложенных конгломератами гравелитами и песчаниками. Проведенное сопоставление выявленных на ЮВ Памире границ триасовых секвенций с глобальной эвстатической кривой показывает, что в целом выделенные нами эпохи трансгрессии и регрессии сопоставимы с регрессивными границами международной шкалы. Таким образом, выявленные на ЮВ Памире секвенции близко соответствуют триасовым трансгрессивно-регрессивным мегациклам, отражающие эвстатический характер происхождения выявленных триасовых секвенций [4].

Основные типы разрезов юрских отложений Юго-Восточного Памира

Юрская система

Юрские отложения в пределах ЮВ Памира повсюду залегают с угловым несогласием на сложнодислоцированном триасе. Отложения нижней и средней юры, подобно триасовым, неоднородны в различных частях рассматриваемой территории. Ниже приведем современное состояние проблемы карбонатных фаций юрского возраста на изучаемой нами территории. Юрские отложения рассматриваемого региона расчленяются на (снизу вверх): геттангский и синемюрский ярусы нижнего отдела объединенные; плинсбахский и тоарский ярусы нижнего отдела и ааленский ярус среднего отдела объединенные; тоарский ярус нижнего отдела и ааленский и байосский ярусы среднего отдела объединенные; средний отдел байосский ярус, нижний подъярус; байосский ярус верхний подъярус; батский ярус; верхний отдел келловейский ярус. В литологическом отношении разрез представлен теригенно-карбонатными отложениями, представленными известняками, мергелями, доломитами, алевролитами и песчаниками [1].

В фациальном отношении юрский разрез представляет собой внутреннюю зону представленную рифовыми фациями, внешняя зона на юге представляет из себя предрифовую фацию, «открытую» в океан, а внешняя зона на севере, располагавшаяся в непосредственной близости от континента – зарифовую фацию

Выявленная геологическая структура представляет из себя ассиметричную карбонатную постройку, состоящая из предрифовой, рифовой и зарифовой фации с пологим углом склона эквивалентные «Уилсоновским» стандартным фациальным поясам карбонатонакопления.

Внутри разреза карбонатно-терригенных отложений юры намечены двенадцать трансгрессивно-регрессивных циклов (секвенции).

В отличие от триасовых осадочных секвенций, юрские секвенции не все обязаны эвстатическим колебаниям уровня мирового океана, а часть из них являются отражением региональных тектонических движений. Возрастные границы ряда выделенных осадочных секвенций указывают на то, что эти секвенции сформировались за очень короткое время (некоторые менее 1 млн лет). При этом мощности накопленных отложений составляют многие сотни метров. Нам представляется, что это можно объяснить только региональными тектоническими особенностями.

Таким образом, для юры выделяются 5 эвстатических секвенций близко соответствующих международной шкале, и 7 тектонических секвенсов.

Литература

1. Дронов В.И., Андреева Т.Ф. Стратиграфия юрских отложений Центрального и Юго-Восточного Памира // Стратиграфия юрской системы. Тбилиси, 1962, с. 343-358.
2. Дронов В.И. Триас (Памира) // Решения совещания по разработке унифицированных схем стратиграфии для Средней Азии // Изв. АН УзбССР, 1959, с. 89-97
3. Дюфур М.С., Дронов В.И., Кушлин В.К. К стратиграфии триаса, Юго-Восточного Памира // Докл. АН СССР, № 3. 1958.
4. Раимбеков Ю., Дронов А.В. Отражение колебаний уровня моря в триасовых разрезах Юго-Восточного Памира // Вестн. РУДН. Серия: Инженерные исследования. 2014. № 1. С. 87-92.
5. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. Арсанова А.С., Григорьева Н.П., Ермакова Б.В. / под. ред. Фролова В.Т. М. : «Недра», 1980. 463с.
6. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. Москва : ГЕОС, 2003. 262 с.
7. Pusaumentier H.W., James D.P. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses / Pusaumentier H.W., Summcrhayes C.P., Haq B.U., Allen G.P. (eds.). Sequence stratigraphy and facies associations: Oxford, Blackwell, p. 3-18.

БИОЛОКАЦИЯ В ГЕОЛОГИИ

Наравас А.К.

gazon91@list.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Биолокация – это нетрадиционный, недорогой и оперативный метод распознавания, основанный на внутренних психологических способностях человека. Этот термин образован от "bio" – жизнь и "loco" – место и таким образом обозначает способность человека определять "локализацию" – местонахождение объектов поиска. Применяется для решения иногда непростых задач в геологии практически с доисторических времен во всём мире. Лозоходство и радиэстезия (ощущение излучения), даузеры (указующая рука) в США, как и биолокация, означают по сути одно и то же. История возникновения лозоходства и затем развития биолокации показала безусловную практичность и эффективность.

Приобретение навыков биолокатора абсолютно доступно и реально; инструменты для этого изготавливаются практически из подсобного материала. Так, основным инструментом являются биолокационная рамка из калиброванной проволоки и маятник, или обычный отвес. Различают два основных класса рамок вертикального и горизонтального действия. К горизонтальному классу относят рамки Г-формы, которые существенно компактнее и универсальнее.

Опыт применения методов биолокации в геологии убедительно показывает, что с их помощью во множестве практических ситуаций по сравнению с традиционными методами исследования могут быть достигнуты неоспоримые преимущества: получения информации, при этом недоступной традиционным методам; существенная экономия времени, труда, материальных затрат и ресурсов; возможность дистанционного поиска различных природных объектов.

Имеются, конечно, и противники, и просто перегибы в оценке биолокации. При этом противники чаще даже и не пытались овладеть методами биолокации, их цель – отрицать и критиковать.

Области применения биолокации в геологии на сегодня существенно расширены. Необходимо продолжать изучение и практическое применение этого уникального природного явления, а также внедрять его в практику обучения студентов геологических специальностей. Хочется поддержать предложение А.Г. Бакирова (ТПУ) о создании в России единого Центра по проблемам биолокации.

Литература

1. Наравас А.К. Биолокация в геологии: мифы и реальность // Геология и разведка, 2013, №3, С. 25–31.
2. Наравас А.К. Практика биолокации в геологии // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2014, Т. 89, вып. 6, С. 77 – 82.
3. Сочеванов Н.Н., Стеценко В.С., Чекунов А.Я. Использование биолокационного метода при поисках месторождений и геологическом картировании. М. : Радио и связь, 1984, 57 с.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ПРАКТИКИ РУДН НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Шендрикова С.Г., Широков Д.Н.

Svetlana.shendrikova.94@mail.ru, Российский университет дружбы народов (РУДН),
Москва, Россия

Южный Урал изучается на протяжении 200 лет. К строению Урала, применяли существующие геологические концепции и парадигмы. В результате сложилась ситуация, что объективной геологической структуры до сих пор нет, хотя накоплен огромный фактический материал. Если рассмотреть вопрос о стратиграфической последовательности накопления отложения, то и здесь нет ясных и четких представлений. Многочисленные исследователи ввели такое многообразие свит, горизонтов и толщ, что сопоставление их является весьма проблематичным, и до сих пор нет четкой концепции истории геологического развития.

Кувандыкский район Оренбургской области стал базой геологической практики ряда университетов (Оренбургский государственный университет, Российский государственный университет нефти и газа). Наряду с ними Медногорский рудный район стал одной из баз практик кафедры Месторождений полезных ископаемых и их разведки РУДН. На этой базе проводятся как учебные практики, так и научно-исследовательские работы студентов, аспирантов и молодых ученых.

Как показали результаты наших исследований, можно предложить следующую унифицированную стратиграфическую последовательность накопления отложений в Медногорском рудном районе.

В строении Медногорского рудного района принимают участие породы от раннекембрийской до каменноугольной системы [1,2], представляющие собой последовательное накопление вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород двух этапов магматизма, сопровождающееся непрерывным накоплением терригенных отложений. Нижняя часть разреза (от раннего Кембрия до позднего Силура) представлена крупной стратиграфической единицей – медногорский комплекс – формирование которой происходило за счет вулканической деятельности на протяжении от раннего кембрия до позднего силура ($\text{Є}_1\text{-S}_2$). В составе комплекса выделяется последовательный ряд пород различного литологического состава, представляющий собой единую вулканогенно-терригенную ассоциацию пород, которые мы выделяем в следующие свиты:

- Медногорская свита – вулканогенно-осадочная, с эффузивами основного состава – ($\text{Є}_1\text{-O}_1$ md);
- Кидрясовская свита – терригенная свита – ($\text{Є}_1\text{-O}_1$ kd)
- Сарбайская свита – вулканогенно-осадочная, с эффузивами кислого состава – ($\text{O}_2\text{-S}_1$ sb);
- Сакмарская свита – вулканогенно-осадочная, с эффузивами кислого состава – (S sk).

Верхняя часть разреза (от девона до каменноугольной системы) представлена терригенными и осадочными отложениями, которые сформировались в поствулканическую эпоху (залегание на нижележащих породах со стратиграфическим несогласием):

- Зилаирская свита – терригенно-осадочная – (D zl)
- Каменноугольные осадочные отложения – (C)

Литература

1. Дьяконов В.В., Наседкин В.В., Федосова К.И., Котельников А.Е. Микроскопическое изучение «кремнистых пород» Сарбайской свиты Медногорского рудного района (Южный Урал) // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Инженерные исследования. 2014. № 1. С. 93-96.

2. Котельников А.Е. Медногорское палеовулканическое сооружение и перспективы его рудоносности : автореф. дис. на соиск. ученой степ. канд. геол.-минерал. наук. – М., 2013. – 24 с.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО- ЭБЕТИНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Голионко Б.Г.

borgol62@yandex.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия

Эбетинская антиформа является южным продолжением зоны Уралтау и представляет собой пакет тектонических покровов, примыкающих к зоне Главного Уральского разлома. Антиформа состоит из двух структур более высокого порядка – Западно-Эбетинской и Восточно-Эбетинской антиклиналей разделенных эбетинским разломом [1, 2]. В зоне сочленения двух структур отмечается локальные проявления метаморфизма высоких давлений и низких температур.

Ядро Западно-Эбетинской антиклинали сложено метавулканитами лушниковской свиты вендского возраста, представленными в низах разреза породами основного состава, а в средней и верхней части туфами и туффитами среднего и кислого состава. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Возраст свиты на основании U-Pb датирования субвулканических диоритов определен равным 590 ± 4 млн лет [3]. Образования свиты прорваны гранитами с абсолютным возрастом $577,8 \pm 8,6$ млн лет [4]. Западное крыло антиформы сложено фаунистически охарактеризованными терригенными породами ордовикского возраста, несогласно перекрывающими вулканогенно-осадочные образования лушниковской свиты. Восточное крыло структуры срезано эбетинским разломом, по которому она сочленяется с Восточно-Эбетинской антиклиналью.

Как и на юго-востоке Эбетинской антиформы, здесь развиты складки нескольких генераций. Наиболее ранними являются сжатые изоклиналильные складчатые структуры, среди которых отмечаются как микро, так и мезоскладки. Для ранних складок характерна резкая ундуляция их шарниров. Встречены единичные колчановидные складки. Не исключено, что и сжатые изоклиналильные и колчановидные складки являются одними и теми же структурами, но наблюдаемыми в различных сечениях. Они развиты лишь в отложениях лушниковской свиты. Данные пликвативные структуры деформируются всеми последующими складчатыми движениями

Складки следующего этапа деформаций наиболее широко развиты в строении изучаемого района и определяют его структуру. Это типичные асимметричные зигзагообразные складки северо-восточной вергентности.

Размах крыльев этих структур, наблюдаемых в обнажениях, варьирует от нескольких сантиметров до десяти метров, однако, судя по смене рисунка асимметричных складок на их крыльях, в изучаемом районе развиты и более крупные структуры подобного типа. Складки этой генерации представлены как открытыми, так и сильно сжатыми формами, причем последние преобладают в вендских породах. Их шарниры полого ($5-20^{\circ}$) падают в юго-восточном и северо-западном направлении. В эти складки сминаются как вендские породы лушниковской свиты, так и отложения ордовикского возраста. В отличие от вендских вулканогенно-осадочных образований, развитых на востоке антиформы близ эбетинского разлома, для которых характерны сжатые складчатые формы с преимущественными юго-западными падениями крыльев, для пород ордовика, а также для туффитов лушниковской свиты, развитых близ контакта с вышележащими отложениями, обычны более открытые складки с падениями крыльев как в юго-западном, так и в северо-восточном направлении.

Следующая генерация складок представлена локально развитыми асимметричными складками северной вергентности, развитыми среди пород лушниковской свиты. По морфологии эти структуры не сильно отличаются от наблюдаемых складок предыдущей генерации. Для этих складок не характерны сильно сжатые формы. Их северные крылья имеют крутые ($60-85^{\circ}$) падения, южные – более пологие, их падения меняются от сорока до шестидесяти градусов. Шарниры этих складок полого погружаются в западном и запад-северо-западном направлении под углами, варьирующими от восьми до восемнадцати градусов. Локальный характер распространения данных пликвативных структур, их приуроченность к определенным зонам позволяет предположить их приразломную природу.

Наиболее поздними складками в исследуемом районе являются типичные сдвиговые складчатые структуры. Это левосдвиговые складки с характерным S-образным рисунком. Их шарниры круто ($70-75^{\circ}$) погружаются в юго-западном и северо-западном направлении. Структуры этого типа были встречены в небольших количествах, однако не исключено что они играют более существенную роль в строении района.

Кратко суммируя вышеприведенные данные, можно предложить следующие выводы по структурной эволюции района. Изоклинальные складки, развитые только в вулканогенно-осадочных образованиях лущниковской свиты и деформируемые всеми последующими пликативными дислокациями, маркируют ранний, по всей видимости, позднедокембрийский этап деформаций. Ранние складки не дают определенной информации о характере движений на этом этапе, несомненно лишь, что такие сильно сжатые структуры свидетельствуют о высокой степени деформации на этом этапе. Очевидно, что складки подобного типа должны образовываться в условиях горизонтального сжатия. Эти дислокации, судя по всему, были связаны с вендской (тиманской) орогенцией, отвечающей доуральскому этапу геологического развития региона [1]. Складки следующего этапа наиболее широко распространены на территории района, развиты как в позднедокембрийских, так и в палеозойских комплексах Западно-Эбетинской антиформы. Эти деформации отвечают этапу палеозойских движений, макркирующих позднепалеозойскую уральскую коллизию, сформировавшую основные черты структуры региона. Обращает на себя тот факт, что для северной части Эбетинской антиформы характерна восточная вергентность слагающих ее структур, в то время как на юго-востоке антиформы, судя по данным наших структурных исследований, складки имеют западную вергентность. Возникает парадоксальный феномен – на северо-западе антиформы структурообразующие движения происходили с запада на восток, а на юго-востоке – с востока на запад. Данный факт на первый взгляд труднообъясним в рамках существующей концепции геологического развития региона, предполагающей надвигание в ходе коллизии с востока на запад в сторону окраины Восточно – Европейской платформы. Возможным объяснением может служить предположение о правостороннем вращении офиолитовых аллохтонов при надвигании, в результате чего на севере района наблюдаются локальные структурные свидетельства об обратном движении в восточном направлении. Складки следующей генерации, имеющие северную вергентность, развиты спорадически и, по-видимому, отражают движения, имеющие локальный характер. Не исключено, что здесь мы имеем дело с разворотом складок предыдущего этапа, в ходе сдвиговых движений, приведших к образованию поздних левосдвиговых складок с крутопадающими шарнирами. Более поздние деформации характеризовались блоковыми подвижками сбросо-взбросого типа, окончательно оформивших структурный облик региона. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00052.

Литература

1. Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике Т. 1. Южный Урал М. : Наука, 2005. С. 9-35.
2. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Нижнеордовикские отложения Эбетинской антиформы (Южный Урал) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 292–306.
3. Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В., Корякин Ю.В. Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т.416. №1. С. 81-85.
4. Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале // Докл. РАН, 2010. Т. 432. №5. С. 644-649.

О ВЫДЕЛЕНИИ ПОГРАНИЧНОЙ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ЭПОХИ ДЕСТРУКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Цеховский Ю.Г.

tsekhovsky@mail.ru, Геологический институт РАН, Москва, Россия

Обычно выделяют конструктивный и деструктивный типы тектонического режима, которые соответственно связывают с доминированием процессов сжатия или растяжения земной коры. К главным признакам конструктивного тектогенеза относят наличие орогенеза, складчато-надвиговых деформаций, угловых несогласий, накопление моласс или олистостром и проявления гранитоидного магматизма. С деструктивным тектогенезом связывают процессы рифтогенеза и базальтовый магматизм [Хаин, 1976].

Большинство геологов считает, что процессы сжатия и растяжения, порождающие эпохи тектогенеза, усиливаются при возрастании общей эндогенной активности Земли. При этом они нередко компенсируют друг-друга и ослабевают в анорогенные периоды тектонического покоя (при выравнивании рельефа). Согласно альтернативной (пульсационной) гипотезы [Милановский, 1995] в истории Земли чередуются контракционные и экспансионные фазы тектогенеза с глобальным доминированием соответственно процессов сжатия (конструктивного тектогенеза) и растяжения (деструктивного тектогенеза). Причем, характерными признаками последнего является не только интенсивное рифтообразование и базальтовый вулканизм, но и возникновение в прилегающих участках пенепленов с корами выветривания.

Вывод о связи пенепленов и венчающих их кор выветривания с процессами растяжения и деструкции земной коры (где в подвижных зонах они сопровождают рифтообразование) отмечается в публикациях А.Ф. Грачева (1977 г.), С.И. Романовского (1988 г.) и других авторов. Но наиболее полно он раскрыт геоморфологами [Никонова, Худяков, 1982] и др. Считается также, что поступление гидротерм в зону гипергенеза усиливало химическое выветривание пород и образование древних площадных кор выветривания [Разумова, 1977].

Для платформенных районов пограничной мел-палеогеновой эпохи Центральной Евразии доказаны проявления базальтового вулканизма и активизация гидротермальной деятельности в условиях растяжения земной коры и пенепленизации рельефа [Цеховский, Ахметьев, 2003]. Процессы вулканизма привели здесь к появлению локально развитых маломощных покровов базальтов, а также широкому развитию скоплений пирокластике и продуктов ее изменения. Интенсивная гидротермальная деятельность в пределах выровненной суши усиливала не только химическое выветривание пород, но и способствовало формированию в нижнекайнозойском осадочном чехле многочисленных вертикальных кремнистых кластических даек, окремнению терригенных отложений и накоплению силицитов (диатомитов, трепелов и опок). Следовательно, ошибочно связывать возникновение пенепленов и кор выветривания с режимом тектонического покоя. Они (как и сопровождающие их образование базальтовый вулканизм и высокая гидротермальная активность) являются важными индикаторами деструктивного тектогенеза.

На примере пограничной мел-палеогеновой эпохи, субглобального выравнивания платформенной суши (датируемой в диапазоне от кампана или маастрихта до первой половины эоцена) показано господство процессов растяжения и деструктивного тектогенеза не только в центральных платформенных районах Евразии, но и в ее окраинных Тихоокеанском и Средиземноморском подвижных поясах, охваченных ларамийским тектогенезом [Цеховский, Ахметьев, 2003]. В последних происходило возникновение орогенов и проявлялись складчато-надвиговые деформации в обстановках сжатия земной коры. Однако при этом отмечается и широкое проявление обстановок растяжения земной коры, с которыми связывают: заложение протяженных поясов грабенов, активное рифтообразование и накопление мощных (достигающих сотен и первых тысяч метров) эффузивов – преимущественно базальтов.

На рубеже мела и палеогена в подвижных окраинных подвижных поясах Евразии возникали многочисленные грабены (рассеянные, образующие протяженные пояса или

участвующие в строении рифтовых зон), в которых накапливались грубообломочные континентальные отложения, относящиеся к орогенным молассам. При этом считают, что источником присутствующего в них грубого материала служили окружающие грабены горные массивы. Однако установлено, что формирование подобных толщ часто происходит и в равнинных ландшафтах, в составе фаций делювия, коллювия за счет эрозии высоких и крутых прибортовых уступов грабенов [Цеховский, Ахметьев, 2003]. Подобные грубообломочные комплексы, (относящиеся к фэновым формациям и ошибочно принимаемые за орогенные молассы), вероятно, и слагают большинство разрезов конца мела и начала палеогена в характеризованных подвижных поясах. В целом можно считать, что доминирующей формой рельефа характеризованных поясов являлась холмистая суша с горными массивами. Здесь иногда встречались и участки развития пенепленов с корами выветривания (в том числе и латеритно-бокситовыми – в пределах Средиземноморья).

Выявленные закономерности строения ландшафтов, тектонического режима и особенностей осадконакопления в пограничную мел–палеогеновую эпоху на территории Евразии могут быть распространены на другие континенты, где также господствовали процессы растяжения и равнинные ландшафты [Цеховский, Ахметьев, 2003]. Это подтверждается многими публикациями, из числа которых ниже отметим наиболее важные: 1) карту рельефа материков в палеоцене (А.Б. Ронова и др., 1989 г.), на которой показано наличие преимущественно равнинной суши с небольшими горными массивами в окраинных подвижных поясах; 2) выводы Лестера Кинга (1968 г.) о субглобальной пенепленизацией суши материков на рубеже мела и палеогена; 3) диаграмм А.Б. Ронова с соавторами (1986, 1994 гг.) свидетельствующих о *крайне низких средних значениях* ряда величин (индикаторов раннекайнозойской равнинной суши). К их числу относятся: скорости эрозионного среза суши и денудации континентов, общие объемы отложений (накопившихся на континентах, континентальных окраинах и в океанах), величины погружений и поднятий континентов. Приведенные примеры наличия преимущественно равнинного рельефа континентов в пограничную мел-палеогеновую эпоху и доминирования обстановок растяжения земной коры, согласуются с выводами о низкой интенсивности складкообразования (и соответственно обстановок сжатия) ларамийского тектогенеза в это же время [Хаин, Балуховский, 1992].

Результаты проведенных исследований позволяют считать, что в конце мела и начале палеогена на выровненной платформенной суше в окраинных подвижных поясах материков (охваченных ларамийским тектогенезом) преобладали обстановки растяжения земной коры. Поэтому в данный диапазон времени следует выделять эпоху деструктивного тектогенеза, резко отличающуюся геодинамикой, ландшафтами и процессами осадконакопления от австрийской, пиренейской, современной и других орогенных эпох конструктивного тектогенеза (в которых преобладали обстановки сжатия земной коры).

Литература

1. Милановский Е.Е. Пульсации Земли //Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
2. Никонова Р.И., Худяков Г.И. Структурно-тектонические условия формирования пенеплена // Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток : Изд. ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 3–23.
3. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М. Наука. 1977. 154 с.
4. Хаин В.Е. Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление //Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука.1976. С. 6 – 13.
5. Хаин В.Е, Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра. 1992. 451 с.
6. Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А. Ландшафты, осадконакопление с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 1. Ларамийская эпоха // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып 1. С.3-15.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ УЛЬРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ СВИТЫ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Вольский Ю.А., Межеловская С.В.

yuvolskiy@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В пределах Фенноскандинавского щита на рубеже архея и протерозоя сформировались многочисленные структуры, сложенные вулканогенно-осадочными породами. Одной из таких структур, расположенной на юго-востоке Карельского кратона, является Ветренный Пояс. В пределах щита его протяженность составляет 250 км при ширине от 15 до 85 км [2].

На северо-востоке пояс граничит с Беломорским подвижным поясом по зоне глубинного разлома. На юго-западе с Карельской гранит-зеленокаменной областью. Возраст составляет 2.45 млрд лет [5] и относится к палеопротерозою. Поперечный разрез представляет собой чередование осадочных и вулканогенных толщ, наклоненных под углами 20-40° в северо-восточном направлении.

В разрезе Ветренного Пояса большой интерес вызывают вулканические формации. За время образования структуры дважды происходило значительное по своим объемам излияние расплавов, различного состава: от андезитов и андезибазальтов до коматиитовых базальтов.

Свита ветренного пояса завершает разрез структуры. Обнаженность свиты весьма неравномерная, как правило, выходит на поверхность в пределах небольших гор, которые, в свою очередь, являются труднодоступными. Авторами в ходе нескольких полевых сезонов детально изучались обнажения в пределах следующих гор: Голец, Шапочка, Большая Левгора, Оловгора, Мяндуха.

Одной из уникальных особенностей коматиитовых лав является проявление сильной дифференциации, что выражено в формировании зон закалки, кумулятивного, массивного, крупнозернистого строения, зон спинифекс-структур и кровельных лавобрекчий [4]. Спинифекс структура формируется кристаллами оливина или пироксена, что позволяет соответственно этому выделять «оливиновый» или «пироксеновый» спинифекс [3].

В результате изучения образцов с г. Голец, расположенной в северо-западной части структуры, выделены коматиитовые базальты со средним (до 1 мм) идиоморфным оливином, интерстиции заполнены клинопироксеном. Эта разновидность отвечает кумулятивной зоне потоков. Возможно, коматиитовые базальты со структурой спинифекс пироксенового типа являются средней частью потоков, а коматиитовые базальты со структурой спинифекс оливинового типа – их верхней частью. Клинопироксен образует морфологически различные структуры спинифекс: веерообразные тонкоигольчатые агрегаты с плавным погасанием, длинные пластинчатые, хаотично расположенные кристаллы.

Оливин в составе спинифекса представлен в виде тонких пластинок, иногда разделенных на небольшие отрезки с оплавленными краями. Часто образует спинифекс «гусиные лапки» и ориентирован перпендикулярно кровле потоков (Куликов В.С.1982).

В пределах г. Голец встречаются образцы с различной кристаллизацией оливина, есть как хорошо ограниченные зерна, изометричные либо овальные, так и тонкие пластинчатые и игольчатые агрегаты, разно ориентированные и иногда имеющие конкретную ориентировку перпендикулярно кровле потоков.

Гора Шапочка расположена в 80 км юго-восточнее г. Голец и в 40 км северо-западнее Большой Левгоры. Здесь можно наблюдать по обнажениям один из наиболее полных разрезов свиты ветренного пояса, достигающий мощности более 2,3 км [1].

При петрографическом изучении образцов с г. Шапочка также были выделены различные части потоков от зон закалки до кумулатов. Широко представлены базальты с миндалекаменной и вариолитовой структурами. Миндалины часто заполнены карбонатами. Спинифекс оливинового типа имеет различные размеры от долей до первых миллиметров. В некоторых образцах встречаются кварцевые прожилки, абсолютно прямолинейные и

сформировавшиеся, скорее всего, по трещинам в ходе гидротермальных процессов. В отличие от пород с г. Голец, в пределах г. Шапочка встречаются и метасоматически преобразованные породы с большим разнообразием гидротермальных слюд, тонкой вкрапленностью рудных минералов и кварцем разных генераций. Присутствие базальтов со скелетными формами – спинифекс, а также пород с миндалекаменной структурой свидетельствует о различной степени дифференциации лавовых потоков. Присутствие метасоматически измененных пород, возможно по зонам хорошей проницаемости, представленной разрывными нарушениями, отличает их от пород г. Голец.

На участке г. Большая Левгора и г. Оловгора зафиксированы дифференцированные лавовые потоки со структурами спинифекс оливинового и пироксенового типов, широко проявлены кумулятивные зоны, с хорошо сохранившимися реликтовыми гранями оливина. По всем петрографическим особенностям г. Большая Левгора вполне сопоставима с лавовыми потоками г. Голец. В пределах г. Оловгоры обнаружены базальты с шаровой или орбиккулярной текстурой, представленной пироксен-плагиоклазовым агрегатом. Также иногда встречались базальты с вариолитовой структурой, что указывает на наличие ликвации в лавовых потоках.

В пределах г. Мяндуха, описаны однородные по составу и структурно-текстурным особенностям коматиитовые базальты. Стекловатые структуры проявлены слабо, чаще встречаются миндалекаменные базальты, сложенные пироксен-плагиоклазовым агрегатом. Вероятно это связано со слабой дифференциацией и возможно с большой мощностью потоков. Так, в пределах доступных обнажений на г. Мяндуха, возможно обнажается всего лишь один лавовый поток.

Таким образом, изучив многочисленную коллекцию образцов коматиитовых базальтов по простиранию свиты ветреного пояса, были выявлены отличия, связанные с различной степенью дифференциации вещества, а также с постгенетическими преобразованиями, такими как наложенные гидротермальные процессы и различный характер метаморфизма. Но в целом свита формировалась в единых условиях, на конкретном магматическом этапе становления структуры Ветреного Пояса.

Авторы выражают огромную благодарность главному научному сотруднику Института геологии Кар НЦ РАН Куликову Вячеславу Степановичу и ведущему научному сотруднику Куликовой Виктории Владимировне за многочисленные консультации по изучению Ветреного Пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект № 14-05-00559-а

Литература

1. Куликов В.С., Куликова В.В. О сводном разрезе раннего докембрия Ветреного Пояса // Операт.-информ. матер. Петрозаводск, 1982.
2. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможная Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС : в 2 т. + комплект цветных приложений. – М. : ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. – Т. 2. 400 с.
3. Светов С.А. Атлас структур и текстур докембрийских вулканогенных пород Карелии. 2005.
4. Arndt N.T. Komatiites: a dirty window to the Archean mantle // *Terra Cognita*. 1986. 6. P. 59-66.
5. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetryny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1205–1222.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ: ПРИМЕНЕНИЕ НЕИНВАЗИВНЫХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ, РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕН-ТОМОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

¹Хомяк А.Н., ¹Корост Д.В., ¹Белохин В.С., ¹Гилязетдинова Д.Р., ²Хлыстов О.М.,
¹Ахманов Г.Г.

¹khomyak.an@yandex.ru, Геологический факультет, МГУ имени М.В. Ломоносова,
Москва, Россия; ²Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

Одной из основных задач международной студенческой веб-экспедиции TTR-Class@Baikal в 2014 году являлся донный пробоотбор современных отложений озера Байкал. Объектами исследований были зоны фокусированной флюидоразгрузки (грязевые вулканы и сипы) и участки развития склоновых процессов (подводные каньоны, оползневые тела). С применением трехметровой гравитационной трубки было успешно выполнено более 60 станций пробоотбора.

На борту НИС «Г.Ю.Верещагин» извлеченные из пробоотборника керны разделялись вдоль на две половины. Первая из них использовалась для отбора проб на различные исследования в лабораториях МГУ и ЛИН РАН. Вторая половина каждого керна использовалась для литологического описания разрезов и фотофиксации. Эта, в меньшей степени измененная половина керна, по окончании работ с ней, упаковывалась и, наряду с отдельными литологическими и геохимическими пробами, транспортировалась на геологический факультет МГУ. Традиционно такие «контрольные» пробы (половинки кернов) хранятся вплоть до завершения намеченного комплекса камеральных работ и используются, в случае необходимости, для дополнительного отбора проб и уточнения строения отложений.

Одним из современных методов изучения внутреннего строения горных пород и осадков является компьютерная рентгеновская томография (КТ). В зависимости от типа конкретного оборудования и ставящихся задач, этот метод обеспечивает неинвазивное изучение объектов с детальностью от первых сотен до долей микрона.

Томографическая съемка кернов проводилась на сканере «РКТ-180» в совместной научно-исследовательской лаборатории геологического факультета и ВШИБ МГУ. Определённые инженерные решения, касающиеся техники крепления образцов и последующей обработки данных, позволили успешно использовать сканер «РКТ-180», традиционно применяемый для керна из скважин, для изучения донных отложений отобранных в ходе экспедиции Class@Baikal-2014.

По окончании обработки первых 10 станций, можно говорить о том, что экспериментальные работы, направленные изначально на установление принципиальной возможности применения КТ для изучения донных отложений, показали высокий потенциал, эффективность и информативность метода.

Развитие этого направления исследований и его широкое применение для подобных объектов потребует дальнейшего развития методики и технологии. Прежде всего, будет необходимо разработать подходы к интерпретации получаемых данных. При этом важно понимать, что опытно-методические работы должны опираться не только на физико-математические основы пред- и пост-обработки данных КТ, но и учитывать всегда особенности строения того или иного геологического объекта – по сути, каждый раз нового.

Предварительные результаты интерпретации данных КТ донных отложений озера Байкал:

1) Практически повсеместно в районе исследований разрез современных отложений озера Байкал венчался коричневато-серыми диатомовыми алевро-глинистыми илами мощностью до 70 см. Как правило, эта часть разреза выделяется в виде единого интервала. Изучение рентгеноплотностных срезов, позволяет выделить многочисленные нарушения тектурных элементов в виде растекающихся пятен, разрыва сплошности, субвертикальных каналов, отдельных прослоев и др. Фиксируются упомянутые элементы за счет различий в их рентгеновской абсорбции. Идентификация этих рентгеноконтрастных фаз в пределах

визуально однородного слоя еще предстоит. Тем не менее, уже сейчас можно констатировать появление дополнительной информации о строении этой части разреза, что может быть использовано и учтено при восстановлении условий образования этих отложений.

2) В целом, рентгеноконтрастные элементы выделяются в разрезах многих колонок. Они выделяются в виде субвертикальных каналов и трещин, микроразрывных нарушений, фиксируемых по взбросоподобным текстурам, отдельных линз и карманов. Одним из рентгеноконтрастных индикаторов является, по-видимому, гидротроилит. Водный сульфат железа обладает большей рентгеновской абсорбцией, а потому, даже при незначительных линейных размерах слойков и примазок, будет достаточно контрастен на срезах.

3) Отдельно стоит выделить разрезы, сформированные в результате деятельности гравиационных потоков. На данных КТ по некоторым кернам, по-видимому, можно выделить границы элементарных циклитов. Каждому из них, за счет их генетически обусловленной плотностной неоднородности характерно градиционное распределение рентгеновской абсорбции. Так, например, нижние 2,5 м разреза станции TTR-BL14-021G, сложенные по данным набортного описания алевро-глинистыми илами с градиционной слоистостью, имеют более сложное внутреннее строение: по данным КТ выделяется по крайней мере 14 циклитов, каждый из которых отвечает отдельному событию.

Важной и практичной особенностью данных КТ является их изначально цифровой формат. Исследователь имеет возможность не только визуально оценить наличие того или иного рентгеноконтрастного элемента, но и получить его численные характеристики (линейные размеры, топология, морфология).

В дальнейшем планируется КТ сканирование всех отобранных в ходе экспедиции Class@Baikal-2014 кернов и проведение интерпретации данных сканирования. Помимо этого, использование результатов других лабораторных работ, позволит установить закономерности формирования рентгеноконтрастных компонентов разреза.

Развитие подобных исследований позволит значительно повысить качественный уровень изучения столь уникального, а от того ценного, материала, как донные глубоководные отложения. КТ – современный, цифровой, неинвазивный, стереологический метод – открывает новые возможности для определения и анализа характеристик и свойств донных осадков, не изучавшийся доселе (Корост Д.В., 2012).

Литература

1. Корост Д.В. Неоднородность строения терригенных коллекторов и типы структуры их пустотного пространства» : дисс. на соискание ученой степени к. г.-м. н., 2012 г.
2. <http://baikal.festivalnauki.ru/>.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ И ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Наравас А.К.

gazon91@list.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Давно показано, что планетарный климат определяют в первую очередь могущественные и очевидные *космические* и орбитальные факторы Земли. Затем по значению отметим загрязнение атмосферы *вулканогенными* продуктами. Наконец, в третьем порядке факторов – *техногенные*. Путём подмены понятий, масштаба и сути этих процессов происходит борьба мнений: коммерческо-политического (глобальное потепление) и научно-геологического (естественного планетарного процесса).

Немногие знают, что с 1992 г. Солнечная система вошла в Поток межзвёздного газа и пыли, что заметно снизило проницаемость тропосферы. Зато легко оценить вклад в климат нашего Солнца с периодичностью активности в 11 лет. При этом интенсивность этих пиков активности также циклически изменяется. Так, мощный всплеск солнечной активности наблюдался в Средние века (1100-1250 гг.). В то время викинги освоили Гренландию, которая тогда была действительно зелёной. Благоприятный тёплый климат резко изменился в 1257 г. после извержения вулкана Самалас (о. Ломбок в Индонезийской провинции). В атмосфере было выброшено 40 км³ пепла и в течение года на всей Земле началось средневековое похолодание. Извержение даже небольшого перуанского вулкана Хуаинапутина в 1600 г. привело к неурожаю и голоду в 1601 – 1603 гг., а извержение индонезийского вулкана Тамбора в 1815 г. вызвало затем «год без лета» в Европе и Америке при глобальном похолодании.

По последним данным Всемирного фонда дикой природы (WWF) резко увеличилась площадь ледового покрова в Арктике в 2013 г. Текущий аномально затянувшийся минимум Солнца подвёл Землю к фазе оледенения. А поскольку планета за последние сто лет остыла на 0,7°C сейчас перестали даже употреблять выражение «глобальное потепление» и изменили его на «изменение климата». Разумеется, периоды похолодания регулярно сменялись годами более тёплого климата. Сегодня наблюдается реальное обмеление северных морей России, что выражается ежегодным «отступлением» берега на 40 – 50 м и «открытием» новых островов, что связано, по-видимому, с новообразованием массивов льда. Но, учитывая сегодняшнее обмеление Байкала, не исключено уменьшение поступления ювенильной воды, связанное со снижением вулканической активности.

Исследования льдов Антарктиды на российской антарктической станции «Восток» отчётливо показали, что в предыдущие 420 000 лет глобальные оледенения повторялись с периодичностью около 100 000 лет. Затем следовали периоды потеплений длиной от 15 000 до 20 000 лет. Нынешнее межледниковое потепление началось 18 000 лет назад, из чего следует, что мы либо уже вошли, либо скоро войдём в очередную продолжительную холодную эпоху.

По гипотезе А.Л. Чижевского циклическая активность вулканов тесно увязана с солнечными процессами в противофазе. Так, из-за инертности земных недр возникает «запаздывание отклика» Земли на полпериода солнечных максимумов примерно на 5-7 лет.

На суше обнаружено около 1500 активных вулканов, из которых в среднем 10–50 извергаются ежедневно; плюс 3 477 403 периодически действующих подводных вулканов в трёх океанах (теоретический расчёт И.К. Хиллиера). При этом океаническая кора гораздо более молода и активна, чем континентальная. Вулканические газы содержат до 85% водяного пара, 5% сернистого газа и более 10% углекислого газа. Плюс пирокластика и пепел, способные годы удерживаться в атмосфере. В целом получается колоссальное количество выбросов в атмосферу, локально изменяющих климат. Так, в результате извержения вулкана Кракатау в Индонезии в 1883 г. в атмосферу было выброшено около 150 млрд т пепла. При

этом есть все основания полагать, что активность вулканов в доисторические времена была значительно интенсивнее.

Наконец, нельзя исключать, что очередной конец Света на Земле начнётся с Йеллоустоуна на западе США. Его кальдера диаметром 56 км представляет собой гигантский супервулкан. Установлено, что Йеллоустоун извергался примерно каждые 600 тысяч лет. Поскольку последнее извержение было 630 тыс. лет назад, то логично ожидать скоро следующее извержение. Прямых признаков достаточно, главное – ускорение подъёма почвы. Масштаб ожидающегося извержения чудовищен – выбросом пирокластики будет уничтожено всё живое на территории в радиусе более 1 000 км от вулкана, а количество сброшенного при этом пепла будет таково, что вся поверхность Земли будет покрыта слоем пепла толщиной 8 см. На несколько лет на Земле ожидается «морозная ночь» – температура тропосферы упадет в среднем на 21°C. Пессимисты предрекают человечеству возвращение каменного века. Мы же будем надеяться, ведь по данным исследований, за минувшие 2 млн лет наша планета пережила не меньше 10 катастрофических извержений.

Анализ авторских графиков температуры в Московском регионе показывает на протяжении последних 5 лет постепенное снижение тренда средних температур. При этом, также чётко выявляется: контрастность климата при смене плавной сменяемости температур на резкие кратковременные изменения; увеличение разницы температур «ночь – день», особенно в тёплый период. Такая изменчивость говорит скорее о грядущих глобальных изменениях.

Техногенное загрязнение атмосферы оценивается всего в 0,5% от общего загрязнения природными явлениями. Близкого мнения придерживались академики РАН Н.Л. Добрецов, К.Я. Кондратьев и профессор А.П. Капица, профессор шести австралийских университетов Йен Плаймер (Ian Plimer). Безусловно, что гадить планету нельзя и региональные загрязнения крайне нежелательны.

Если сложить вышеизложенные факты: наступившее глобальное похолодание, рост контрастности температур, окончание периода активного Солнца и затухание Гольфстрима, то становится понятным, что наступление малого ледникового периода – это реальность.

Литература

1. Чижевский А.Л. Библиография. Размышления. Развитие идей. М. : РАЕН, Министерство науки и технологий, 1998, 360 с.
2. <http://www.bellona.ru/news>.
3. <http://www.megapolis.ru>.
4. <http://www.reactioner.com/articles>.

ОБНАРУЖЕНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭМИ-ТЕХНИКА И CERESCOPE В ЛАНДАУ РАЙОНЕ В ЦЕНТРЕ ВЕРХНЕГО РЕЙНА ГРАБЕН, SW ГЕРМАНИИ

Wael Hagag, Hennes Obermeyer

Benha университет, факультет естественных наук, геологический факультет,
Benha, Египет; Компания по разведке и радиолокационной (GE&O), Карлсруэ, Германия

Ключевые слова: электромагнитное излучение (ЭМИ), ЭМИ-техника и Сегескоре, активные разломы, Рейн Верхний Грабен (ВРГ), геотермальной системы (ЭТУ), Ландау площадь, абстрактный

Два сопряженных наборов активных разломов, ориентированные ССВ-ЮЮЗ и ССЗ-ЮЮВ были обнаружены в Ландау области на юго-западе Германии. Эти ошибки выполните старые тенденции рифтогенных структур преобладают в Верхнего Рейна Грабен (ВРГ), которые произошли во время позднего эоцена-миоцена. Линейные и горизонтальные измерения проводились с помощью устройства Сегескоре и интерпретируется, применяя ЭМИ-техники. Линейные ЭМИ-профили были полезны для отображения активных разломов, в то время как основная горизонтальное напряжение (σ_H , С-ССВ) была легко определить в зависимости от ЭМИ-горизонтальных измерений. Улучшенная геотермальной системы (ЭТУ) к югу от Ландау имеет большое влияние на реактивации ранее существовавших рифтогенных разломов путем механического гидроразрыв пласта, происходящих в коллекторах под ним области. Возобновление рифтогенных структур Верхнего Рейна Грабен в Ландау области, производящих новую систему активных мелких трещин следует старые тенденции и был обнаружен через настоящим исследованием по Сегескоре применения ЭМИ-техники.

О ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЯХ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ КОРОВЫХ И ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Саломов Н.Г.

nusratullo.salomov@mail.ru, Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан, г. Душанбе, Таджикистан

Территория Таджикистана относится к одним из наиболее сейсмоактивных районов Центральной Азии. Его высокая сейсмичность связана с крайне сложной геолого-тектонической обстановкой. В пределах республики распложена часть высокосейсмичной зоны контакта двух крупнейших горных сооружений Центральной Азии – Памира и Тянь-Шаня и глубокофокусных Памиро–Гиндукушских (Афганистан) землетрясений с глубиной очагов землетрясений до 400 км. Около 80% землетрясений различных энергетических классов (магнитуды) Центральной Азии, Средней Азии и Казахстана, происходит на территории Таджикистана [1].

В соответствии с концепциями современной тектоники плит регион Центральной Азии входит в зону коллизии Евразийской и Индостанской тектонических плит, которая в основном и обусловила возникновение крупнейших горных систем: Гималаев, Гиндукуша, Карокурума, Кунь-Луня, Памира, Тянь-Шаня и других меньшего масштаба [2, 3]. Результат продолжающейся коллизии – современная высокая сейсмичность региона [1-3]. В настоящей работе приводятся выявленные в результате анализа натуральных многолетних сейсмологических наблюдений и данных лабораторных экспериментов по физическому моделированию сейсмопроцессов два взаимосвязанных сейсмотектонических эффекта проявления сейсмичности и деформационных процессов в Земной коре.

Первый эффект: Для анализа особенностей сейсмичности нами использован Каталог сильных и ощутимых землетрясений Таджикистана и смежных территорий с магнитудой $M=3$ и больше за 2000-2002 гг. [4]. Выявлено, что происходят одно-два сильных глубокофокусных мантийных землетрясения, и далее следует серия коровых землетрясений. Чем большей магнитуды происходит глубокофокусное землетрясение, тем больше по числу и магнитуде следуют за ними коровые землетрясения. Особенно явно это проявилось после сильнейшего глубокофокусного Гиндукушского землетрясения 03.03.2002 г. с магнитудой $M=7,2$ и глубиной очага 180 км – в течение 40 суток последовало пять землетрясений с магнитудами от 4,5 до 5,7 и глубинами гипоцентров до 10-15 км с расположением эпицентров в радиусе около 100 км. Выявленный данный эффект чередования землетрясений дает основания предположить, что глубокофокусные землетрясения приводят к возникновению коровых, и наоборот, коровые способствуют возникновению глубокофокусных. В рамках концепции тектоники плит механизм такого явления можно объяснить тем, что подвижка в результате одного-двух глубокофокусных землетрясений в северной части Индостанской плиты приводит к перенапряжениям в северо-западной его части, которые снимаются коровыми землетрясениями.

Второй эффект: В результате многолетних наблюдений за ходом пластических деформаций напряженной модели геосреды, выполненных с помощью высокочувствительного электромагнитного измерителя деформаций, обнаружены случаи проявления аномального усиления скорости пластических деформаций за 15-20 дней перед сильными коровыми и уменьшения этой скорости перед мантийно-глубокофокусными землетрясениями с магнитудой $M=5$ и больше [5]. Этот эффект, при сопоставлении во временном интервале, отражает выше описанное явление чередования коровых и глубокофокусных землетрясений в указанных выше сейсмогенных зонах контакта тектонических плит. Эти особенности пластических деформаций и чередования землетрясений свидетельствуют о региональных изменениях в напряжено-деформированном состоянии земной коры и верхней мантии, а также их пространственно-временных взаимодействиях при подготовке сильных землетрясений [4].

Литература

1. Нестеровский В.А., Титова Н.О. Литологический состав твердых выбросов сопки Андрусова (Булганакский грязевой вулкан) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2012. – №4. – С. 28-33.
2. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. – Киев: Наукова думка, 1971. – 332 с.
3. Шнюков Е. Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А. и др. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. – Киев: Наукова думка, 1992. – 200 с.
4. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. Газовый вулканизм Черного моря. – Киев: Логос, 2013. – 384 с.
5. Шнюков Е.Ф., Иванченко В.В., Пермяков В.В. Акцессорная минерализация сопочной брекчии грязевых вулканов Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2014. – № 1. – С. 45-68.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ/ СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИИ

Жуков А.П., Кабулова Э.Р.

zhukov-andrey89@mail.ru, elya_kabulova@mail.ru; Башкирский государственный университет (БашГУ), г. Уфа, Россия

Проблемный аспект. Субъективные факторы, тормозящие развитие сейсмостратиграфии/ секвенс-стратиграфии:

- узкая специализация, разобщенность специалистов;
- отсутствие систематического обучения основам сейсмостратиграфии/секвенс-стратиграфии;
- сложности преодоления устаревших взглядов и отживших геологических концепций;
- многообразие разрабатываемых альтернативных подходов к интерпретации с переоценкой авторами развиваемых ими направлений.

Выводы: – Специалисты-сейсмостратиграфы должны отличаться широтой знаний по геологии и геофизике, а не ограничиваться относительно узкой специализацией.

- Необходимость осваивать специалистами в равной мере законы, приемы и возможности геологических и геофизических дисциплин, преодоление устаревших взглядов и отживших геологических концепций – все это вызывает трудности, для устранения которых требуются значительные и длительные усилия.

- Необходимо систематическое обучение теоретическим основам и методическим приемам сейсмостратиграфии/секвенс-стратиграфии при подготовке специалистов в вузах и постоянно действующих курсах повышения квалификации.

Проблемный аспект. Терминология и иерархия подразделений, используемых в сейсмостратиграфии/ секвенс-стратиграфии, еще окончательно не устоялась.

Разнообразие терминов-синонимов и отсутствие единой системы сейсмостратиграфических/секвенс-стратиграфических единиц затрудняет освоение специалистами теоретических основ и методических приемов.

Термины синонимы, используемые при комплексной интерпретации сейсморазведки и ГИС с позиций геологических наук для обозначения геологического тела – главной единицы сейсмостратиграфической/секвенс-стратиграфической специализации:

1. В секвенс-стратиграфии: секвенция, или сиквенция, сиквенс, секвенс, секвент, седиментационный комплекс и т.д.
2. В сейсмостратиграфии: сейсмический комплекс, или седиментационный комплекс, осадочный комплекс, квазисинхронный седиментационный сейсмический комплекс, сейсмическое тело и др.
3. В сейсмологии, структурно-формационной интерпретации: циклит, или сейсмоциклит, сеймоформация, регосейсмоциклит и т.д.

Выводы: – Наличие понятийно-терминологических барьеров между специалистами, работающими в смежных отраслях геологии, но решающими единые задачи сейсмогеологического прогноза ловушек углеводородов, существенно сдерживает развитие сейсмостратиграфии/ секвенс-стратиграфии.

- Сообществу отечественных геологов и геофизиков необходимо принять решение об использовании в качестве основы единой терминологии и иерархии сейсмостратиграфических/секвенс-стратиграфических подразделений, обязательной для всех организаций и специалистов.

Учитывая приоритеты американских специалистов в разработке сейсмостратиграфии/секвенс-стратиграфии, а также интенсивную интеграцию отечественных специалистов с мировым сообществом геологов и геофизиков, целесообразно взять за основу терминологию и иерархию подразделений, используемую в настоящее время в секвенс-стратиграфии за рубежом.

Проблемный аспект. Ограничения по возможностям комплексирования разнородных независимых данных при сейсмостратиграфической/ секвенс-стратиграфической интерпретации геолого-геофизических материалов.

Комплексование геолого-геофизических данных при изучении осадочных бассейнов декларируется в различных направлениях интерпретации, но обычно не подтверждается фактографической базой информативных данных.

Выводы: – Двумя основными каналами получения информации о строении нефтегазонасыщенных бассейнов являются сейсморазведка (МОГТ-2D, 3D) и бурение. При этом информационную основу буровых данных составляет, главным образом, интерпретация комплекса методов ГИС.

- Сейсморазведка и бурение должны рассматриваться как два равноправных метода. Для решения проблемы при расхождениях между скважинной и сейсмической информацией не следует давать предпочтения именно скважинному варианту геологической интерпретации, а нужно внимательно пересмотреть те и другие данные.

Проблемный аспект. Методика отделения глобальных эвстатических колебаний уровня Мирового океана от региональных относительных изменений уровня моря, связанных с происшедшими в регионе тектоническими движениями, остается практически не разработанной при анализе конкретных бассейнов.

Выводы: – Обобщение материалов об изменениях уровня моря в геологическом прошлом и о его региональных и глобальных компонентах еще не завершено. Материалы различных исследователей получены на разной методической и представительской основе, а итоговые зависимости во многом противоречивы.

- Необходимы целенаправленные исследования с позиций геодинамики и сейсмостратиграфии/ секвенс-стратиграфии по изучению изменений уровня моря в геологическом прошлом для конкретных типов осадочных бассейнов.

Проблемный аспект. Надежное расчленение разреза на сейсмокомплексы/секвенции возможно по взаимоувязанной сети региональных сейсмических маршрутов, выходящих на борта осадочного бассейна. Возможности выделения несогласий, являющихся границами комплексов, во внутренних частях бассейна несколько ограничены.

Хроностратиграфическое расчленение разреза в объемном варианте по данным МОГТ и ГИС, осуществляемое в пределах отдельных поисково-разведочных площадей во внутренних частях бассейна без учета региональных сейсмостратиграфических исследований, затруднено и может содержать ошибки.

Выводы: – Развитие сейсмостратиграфии/секвенс-стратиграфии для нефтегазопроисследовательских целей следует связывать с последовательным изучением геологического строения территории на принципах системного подхода, от геологического обоснования по данным региональных исследований, до детального изучения непосредственно нефтегазоперспективных объектов на уровне наиболее мелких элементов сейсмостратиграфической/секвенс-стратиграфической иерархии.

- Для надежного хроностратиграфического расчленения разреза по сейсмическим данным в комплексе с ГИС. Осуществляемого в пределах отдельных локальных площадей, нужно в обязательном порядке привлекать результаты региональных сейсмостратиграфических/ секвенс-стратиграфических исследований.

Литература

1. Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, Part 1; Seismic stratigraphy interpretation procedure // A.W. Bally, ed., Atlas of Seismic Stratigraphy: AAPG Studies in Geology 27. – 1987. V. 1. – P.1-10.

2. Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа // Итоги науки и техники. Сер.: Месторождения горючих полезных ископаемых. Т. 13. – М. : ВИНТИ, 1984. 198 с.

3. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. – М. : Научный мир, 1998. 144 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 512).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ИРАК

Аль Гурейри А.С.Я.

sokolov@mineral.ru, МГИ-РГГРУ, Багдад, Ирак

Республика Ирак – государство на Ближнем востоке, граничащее на севере с Турцией, на востоке – с Ираном, на западе – с Сирией и Иорданией, на юго-западе – с Саудовской Аравией, на юго-востоке располагается Кувейт. На юго-востоке Ирак имеет выход к Персидскому заливу. Центральную часть страны занимает Месопотамская низменность, образованная долинами рек Тигр и Евфрат. Данная низменность в западном направлении переходит в пустынные плоскогорья с невысокими абсолютными отметками. Северо-западная часть плоскогорий называется Джебзире, юго-западная часть носит название Западная пустыня. На севере и северо-востоке Ирака располагается узкая полоса высокогорного рельефа – горы Загрос, абсолютные отметки здесь превышают 3000 м.

В геологическом строении территории Ирака выделяются три структурно-формационные зоны: альпийская складчатая система Загроса, Месопотамский краевой прогиб и Аравийская плита.

Складчатая область Загроса располагается преимущественно на территории Турции и Ирана, в Ираке она представлена узкой полосой северо-западного простирания, протянувшейся на северо-востоке страны. Данная зона характеризуется сложным надвиговым строением и отделяется от расположенного к юго-западу Месопотамского краевого прогиба «Главным надвигом Загроса». Данный региональный разлом представляет собой надвиг глубокого заложения с углами падения сместителя от 20 до 50 градусов. Как считают многие исследователи, Главный надвиг Загроса разделил единую докембрийскую платформу на Аравийский и Иранский сегменты. Разрез складчатой зоны Загроса представлен преимущественно осадочно-вулканогенными образованиями палеозоя, мезозоя и палеогена. Палеозойские отложения представлены верхним кембрием, нижним и средним ордовиком, верхним девоном, нижним карбоном и пермью, максимальная мощность достигает 2,5 км. Мезозойские отложения представлены мергелями и радиоларитами, палеогеновые – флишевой толщей и обломочными породами, их суммарная мощность достигает более 5000 м.

Месопотамский краевой прогиб протягивается от юго-восточных районов Турции на северо-восток вдоль складчатой системы Тавра-Загроса до Саудовской Аравии. Длина прогиба составляет 2000 км, ширина в среднем около 400 км. Начало формирования прогиба, по мнению большинства исследователей, приходится на средний миоцен. Прогиб выполнен орогенными малассами. Отложения среднего-верхнего миоцена рассматриваются как нижняя моласса, плиоцена – как верхняя. Также существует мнение, что прогиб начал формироваться в эоцене, а низы его разреза представлены красноцветной толщей, залегающей на меловых отложениях.

Северо-восточной границей Месопотамского прогиба является Главный надвиг Загроса. Юго-западная граница соответствует системе разломов, ограничивающих распространение отложений малассового комплекса. В гравитационном поле прогиб выражен глубокими региональными минимумами.

В строении Месопотамского краевого прогиба выделяются внутренний (складчатый) и внешний (платформенный) борта. Они разделены между собой системой разрывных нарушений, выраженной в гравитационном поле четкой градиентной зоной. Флишевые отложения мела-плиоцена к юго-западу от этой зоны отсутствуют.

Внутренний борт Месопотамского прогиба имеет ширину около 100 км, отложения смяты в протяженные линейные складки, вытянутые вдоль Главного надвига Загроса. В ядрах антиклинальных складок обнажаются мезозойские породы, юго-западные крылья антиклиналей часто осложнены разломами и имеют крутые углы падения, северо-восточные крылья часто надвинуты на юго-западные.

Внешний борт прогиба выполнен современными отложениями рек Тигр и Евфрат. В гравитационном поле он выражен отрицательным региональным фоном с отдельными крупными минимумами.

Для внешнего борта Месопотамского прогиба характерно северо-восточное падение пород. На фоне общего моноклинального залегания в северо-западной части прогиба выделяется блоковое Мосульское поднятие, выраженное в гравитационном поле изометричной областью максимума невысокой амплитуды. В центральной части внешней части прогиба располагается синклинозная структура – Восточно-Багдадская впадина. Еще три отрицательных структуры расположены к юго-востоку. Все депрессионные структуры выражены в гравитационном поле минимумами. Глубина залегания фундамента в пределах внешнего борта Месопотамского прогиба варьируется от 4-5 км в пределах Мосульского поднятия до 6-7 км к северо-западу от него и более 10 км к юго-востоку.

Породы фундамента на территории Ирака не обнажаются и не вскрыты буровыми скважинами, его возраст по аналогии с сопредельными районами Сирии, Иордании и т.д. определен как рифейский и более древний. Рельеф поверхности фундамента определяется по геофизическим методам. По мнению исследователей, разрез палеозоя представлен отложениями всех систем, а его мощность составляет до 5 км. В мезозойских отложениях Месопотамской впадины, представленных всеми тремя системами, преобладают меловые осадки, составляющие более половины разреза. Общая мощность мезозоя превышает 5500 м. Разрез кайнозойских отложений характеризуется стратиграфической полнотой, их мощность достигает 2500 м.

Аравийская плита на территории Ирака представлена палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями, залегание пород слабонаклонное, азимут падения восточный и юго-восточный. В пределах Аравийской плиты выделяются два крупных поднятия – Ртуба и Хатра. Поднятие Ртуба выражено выходами мезозойских отложений (триас, юра и мел) на фоне распространения кайнозойских пород. Данной структуре соответствует региональный минимум силы тяжести. По геофизическим данным глубина залегания фундамента в пределах поднятия составляет 2,5-3 км. Поднятие Хатра располагается северо-восточнее, для него характерно сложное блоковое строение, в поле силы тяжести оно выражено обширным гравитационным максимумом. Глубина залегания фундамента составляет здесь 4-5 км. Поднятия Ртуба и Хатра разделены грабеном Ана, имеющим субширотное простирание. Кристаллический фундамент Аравийской плиты плавно погружается от выше обозначенных поднятий на юго-восток, мощность осадочного чехла увеличивается до 8-10 км. По геофизическим данным, на юго-востоке Ирака выделяется три впадины, данная структурная группа именуется «группа мульд». Предположительно отложения палеозоя в платформенной части Ирака представлены всеми системами, их мощность достигает 3-4 км. Данные отложения изучены слабо, судить о них можно на основе анализа геологического строения территорий сопредельных государств. Разрез мезозоя характеризуется стратиграфической неполнотой, его мощность меняется от 750 м на северо-западе до 4000 м на юго-востоке. Кайнозойские отложения платформенной части Ирака наиболее полно представлены в северо-западных районах, из разреза выпадает лишь палеоцен, а суммарная мощность достигает 1000 м. К юго-востоку мощность сокращается до 600 м, а объем неогеновых отложений уменьшается, до полного их отсутствия.

Литература

1. Ирак. Геологическое строение, нефтегазоносность и состояние нефтегазовой промышленности, обработка и интерпретация сейсмических материалов по лицензионным блокам в южной и центральной частях Западной Пустыни, оценка прогнозных ресурсов нефти и газа. Том 1. Москва : ООО «Совгеоинфо», 2009. – 158 с.
2. Jeremy C. Goff, Saad Z. Jassim. Geology of Iraq. Prague and Moravian Museum, 2006 г. – 344 с..

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В ЗОНЕ ЗЕРАВШАНСКОГО РАЗЛОМА (РАЙОН ОКРЕСТНОСТЕЙ ТАГОБИ-ДЖУФТ И ГУЗАРИБОД)

Андамов Р.Ш., Таджибеков М., Сафаралиев Н.

Madad-49@mail.ru, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан

Долина р. Тагоби-Джуфт является левым притоком р. Зеравшан. На меридиане кишлака Парз долина выработана в сланцевых образованиях силурийского возраста, выше по долине они сменяются массивными известняками. По бортам Тагоби-Джуфт широко развиты делювиальные образования. Моренные образования появляются в верховьях долины, мощность которых на некоторых участках достигает более 10-15 м. Материалы, слагающие тело морены, состоят преимущественно из известняков силурийского и девонского возраста. В подчиненном количестве присутствуют разнообразные сланцы, реже кварциты, измененные породы. Широким распространением морены пользуются в верховьях р. Тагоби-Джуфт. Долина в верхней части имеет V-образную форму, а ниже приобретает характер трога. Особенно такая картина четко наблюдается в полосе развития сланцевых пород. Ледниковая поверхность верхнечетвертичного возраста наиболее полно сохранилась на левом борту рр. Кумарх, Дуоба и Тагоби-Джуфт. Выделяются две поверхности: одна из них находится в 200-300 м ниже водораздела, а другая еще ниже—на 200-250 м. На нижней поверхности сохранились моренные образования большой протяженности порядка 2-2,5 км. Эти уровни сохранились фрагментарно, ниже по течению указанной реки они отсутствуют. В этой долине сосредоточен ряд рудных (сурьмяных, золото-сурьмяных и сульфидно-золоторудных) проявлений. Они локализованы на контакте терригенно-карбонатных пород. Зона оруденения (сурьмяное) находится гипсометрически на высотах 3600 или 3100-3200 м. Известняки слагают южное крыло Парзского синклиория, который, в свою очередь, осложнен складками второго порядка. Эта структура осложнена также разрывными нарушениями субширотного простирания.

По данным ряда исследователей по долине р. Тагоби-Джуфт проходит поперечный разлом. Он примерно совпадает с седловидным понижением в рельефе, то-есть прослеживается между седловинами р. Пшанза на юге и Тагоби-Джуфт на севере. К северу разлом слабо проявлен в рельефе и в строении бортов долины. Говорить о смещении бортов долины трудно. Перемещение бортов в горизонтальном и вертикальном направлениях не наблюдается. Современная долина р. Тагоби-Джуфт приурочена к зоне поперечного разлома, имеющего субмеридиональное простирание. В верховьях р. Тагоби-Джуфт отмечаются моренные гряды протяженностью до 1 км. Поверхность морены неровная, прорезана многочисленными ледниковыми ручейками. Флювиогляциальные отложения развиты очень слабо. В теле морены преобладают мелкообломочные породы. Кое-где на поверхности морены сохранились следы ледниковых озер. В настоящее время в данном районе сильно проявляются экзарационные процессы, приводящие к изменению морфоструктуры района. Долина р. Тагоби-Джуфт в средней части изменяет свое направление от строго меридионального на северо-восточное. Изгиб современной долины реки совпадает с пересечением Зеравшанского разлома. Современная долина реки выработана в сланцевых породах силура. Она узкая, участками перемежается с расширенными полями (Зеравшанская впадина).

В устье реки Тагоби-Джуфт по бортам р. Зеравшан развиты тонкоплитчатые глины серого цвета мощностью более 20 м. Наклон слоев вниз по течению реки. Небольшие выходы этих пород (2-3 м) сохранились на террасе кишл. Парз. Они перекрываются грубообломочными фациями верхнечетвертичного возраста. Тонкоплитчатые глины формировались за счет крупного соползания верхнемеловых-юрских пород в районе кишлака Гузарибод вдоль Северо-Зеравшанского разлома [1].

В целом левый борт р. Зеравшан на промежутках между устьями рек Тагоби-Джуфт и кишл. Гузарибод подвержен оползневым процессам и в будущем они могут быть предметом специального изучения. Оползнем охвачены не только терригенные породы силурийского

возраста, которые слагают южное крыло Зеравшанского разлома, но в этот процесс также вовлечены юрско–меловые породы лежачего крыла. Высота завала от ее поверхности до ложа р. Зеравшан составляет 200-250м. В тело оползня включены породы (угленосные) юрского возраста. Они наложены на коренные породы верхнего мела, которые очень четко видны восточнее кишл. Гузарибод, перед подъемом на правый борт р. Зеравшан. На геологических картах некоторыми исследователями эти породы проиндексированы как юрские. О масштабе образовавшегося озера в настоящее время сказать трудно, но судя по высыпкам тонкоплитчатых глин, сохранившихся на высоких террасах, можно предположить, что озеро продолжалось по длине от сел. Парз к востоку кишл. Похут. Поскольку тонкоплитчатые сероцветные глины вложены во врез долины, имеющей верхнечетвертичный возраст, следовательно, возраст завала, озера и слагающих их отложений не древнее верхнечетвертичного.

По обоим бортам безымянного сая в районе Гузарибода наблюдается контакт палеозойских сланцев, песчаников с сероцветными породами верхнего мела. Породы палеозоя сильно дислоцированы и деформированы, падают на север, северо-восток, под углом 35-40°. Снизу вверх в разрезе верхнего мела наблюдается следующая последовательность: внизу залегает пачка сероцветных и красноватых конгломератов, песчаников, которые перекрывают поверхности палеозойских пород. Видимая мощность 30-40 м. На границе сеноманских пород с туронскими глинами наблюдаются гривки мощностью 5-6 метров сероцветных песчаников с прослоями известняков. Падение пород южное-30°. Следует отметить, что сеноман и турон образуют в целом моноклиальный пакет, а местами они участвуют в строении антиклинальной и синклинальной структур. Указанные породы обнажены в ядре антиклинальной структуры. Антиклиналь имеет слабую выраженность в рельефе. Выше идут красноватые глины, песчаники с прослоями гипсов. Глины имеют пеструю окраску и окрашены в различные тона. В верхах туронского яруса наблюдаются выходы известняков, которые образуют бронированный склон. Выше идут сероцветные пачки сузакских глин. В этих сероцветных пачках хорошо выражены две синклинальные складки, которые хорошо прослеживаются по левому борту сая. В мульде из этих складок отмечаются выходы акджарских гипсов. Левый борт сильно вовлечен в оползневой процесс. Примером тому является срыв в гипсоносных образованиях акджарских слоев [2].

Кишлак Парз расположен на террасе среднечетвертичного возраста. Эта терраса имеет также хорошую выраженность на левом борту р. Зеравшан. Западнее кишл. Парз отмечается крупный завал (оползень), который перегородил р. Зеравшан. Сползание пород происходило с левого борта р. Зеравшан. При этом происходило смещение не только мел-палеогеновых пород, но также затронуты и палеозойские образования. Оползени приурочены к линии Зеравшанского разлома. Вдоль него отмечается ряд оползневых источников и явлений. По нашим представлениям, на широте кишл. Парз намечается значительное надвигание палеозойских пород на мезозой-кайнозойские. При этом в районе левого борта р. Зеравшан на меридиане Гузарибод фиксируется приразломная синклинальная складка, где ее крылья опрокинуты на юг и образуют вблизи разлома лежащую складку.

Литература

1. Таджибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Душанбе : Дониш, 2005, 250 с.
2. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / гл. ред. Р.Б. Баротов. Душанбе : Дониш, 1976, 286 с.

ПРОЯВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ДОЛИНЕ РЕК ДУОБА-КУМАРХ (ЗЕРАВШАНСКИЙ ХРЕБЕТ)

Андамов Р.Ш., Таджибеков М.

Madad-49@mail.ru, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан

Субширотная долина р. Яфч (в верхней ее части Дуоба) начинается в приводораздельной части Зеравшанского хребта и впадает в долину р. Фондаря. Она на всем протяжении выработана в песчано-сланцевой толще среднего и верхнего карбона. В нижней части долины, на правом ее борту, имеются террасоподобные площадки, выработанные на пролювиальных отложениях. Выше по склону развиты делювиальные образования, среди которых преобладают продукты разрушения терригенных пород C_2 - C_3 участками прорванных дайками гранитоидов. Среди песчано-сланцевой толщи локализовано золотое оруденение. В 0,5 км выше устья р. Яфч, на правом борту, отмечается крупный оползень в делювиальных образованиях верхнечетвертично-современного возраста. Оползень формировался почти на водораздельной (правой) части междуречья Яфч и Кумарх. Ширина оползневой зоны до 1,5 км, она охватывала не только делювиальные образования, но и коренные породы каменноугольного возраста. Оползневой цирк имеет форму полукруга, выпуклая сторона которого обращена к северу. Тело оползня включает сланцы, песчаники, известняки и другие с глинистой цементацией. В теле крупного оползня в дальнейшем развиваются ещё более мелкие оползни. Особенно они развиты на западном фланге оползневой зоны. Внутри оползневого тела сохранились грибообразные формы, сходные с ледниковыми и селевыми накоплениями. И первые, и вторые могли участвовать в формировании указанных форм рельефа. Оползневые породы, слагающие нижнюю часть склона, придают склону рунную форму. В оползневом теле сохранились коренные выходы песчано-сланцевой толщи карбона. Оползни, которые развиваются вторично, формируются, в основном, в нижней части склона, на правом борту долины р. Яфч. Следы оползня на правом борту р. Яфч не сохранились, т.к. они в дальнейшем были уничтожены полностью. Теперь нам неизвестны следы озерных отложений на стрелке между двумя саями на восточной окраине Яфчского завала. Видимая мощность завала не превышает 100-150 м.

Далее сланцевая толща левого борта р. Яфч в 1-1,5 км выше ее устья прорвана гранитоидами Петинского интрузива. В ней отмечаются многочисленные зоны дробления, ожелезнения и ороговикования, особенно выше штольни №2. Видимо, зона оползня-обвала развивалась в сланцевых породах палеозоя. Кроме того, выше участвуют сероцветные массивные известняки девона. Длина оползневого тела от уреза р. Яфч 0,7-0,8 км, при ширине 500-600 м. Его высота от левого ограничивающего сая составляет примерно 100-150 м, местами доходит до 200 м. Породы, которые слагают тело оползня-обвала сохранили первичную структуру, т.е. при смещении азимут и углы падения пород остались прежними. Поэтому отличить эти структуры от коренных образований трудно. Судя по выходам сероцветных известняков девона в теле обвала и в коренном залегании, можно предполагать, что указанные породы сорваны с первоначального места вниз по склону на 300 м. Вблизи известняков отмечается зона сильного дробления и брекчирования. Сравнение брекчий в оползневой зоне и к ЮЗ от них показывает разницу в 300-400 м, т.е. породы опущены максимум на 400 м от первоначального места. Причем этот процесс происходил после средне-четвертичной эпохи. К югу от штольни №2, на левом борту в средней и верхней частях склона, на левом борту безымянного сая, развиты древние брекчии осыпей известнякового состава мощностью до 5 м. В нижней части это сероцветные, глинисто-сланцевые слои четвертичного возраста. По генезису, возможно, эти породы относятся к древним делювиально-гляциальным накоплениям. Обломки, слагающие брекчии, состоят преимущественно из плохоокатанных обломков известняков, в подчиненном количестве присутствуют сланцы. В некоторых случаях встречаются слабоокатанные обломки известняков. Цемент карбонатный. В средней части склона мощность брекчиевой толщи незначительная, не более 2-3 м, а рыхлая толща, залегающая в основании базального горизонта, более мощная. Они залегают

на склоне в виде «плаща». Известняковые брекчии имеют фрагментарное распространение, а сланцево-глинистые породы имеют площадное распространение и их наклон связан с первичным рельефом. Они разноцветны и напичканы обломками грубообломочных известняков и сланцев.

С водораздела Зеравшанского хребта наблюдается прекрасная панорама левого борта долины р. Дуоба–Яфч. Водораздельное пространство сложено карбонатными породами девонского возраста со сглаженными формами рельефа, ясно выражены следы движения палеозойских пластин по сбросу. Более опущенными является северное крыло, в строении которого участвует песчано–сланцевая толща каменноугольного возраста. Рельеф в полосе развития пород слабо расчленен, но при этом широко проявлены оползне-обвальные процессы в известняках. Среди сланцевой толщи средне-верхнекарбонического возраста отмечаются «островки», сложенные известняками девонского возраста, по всей вероятности, перемещенные с первоначального места. Аналогичная картина имеет место на участке штольни №7. Видимо, известняки с юга оторваны и перемещены на 8-10 м к западу, а трещины выполнены обломочным материалом [1].

Длина оползневого тела составляет до 300 м, её ширина 5-8 м. Породы сильно раздроблены. На участке штольни №7 известняки находятся в оползневом теле, при этом сохранили первичную структуру, не нарушая общую картину.

В целом крыло антиклинали вдоль северной границы известняков девона срезано разрывным нарушением субширотного простирания. Следует учесть, что в центральной части района, в связи с неравномерным поднятием блоков, происходит смешение отдельных участков, которые затрудняют правильную расшифровку морфоструктуры района. Западный блок, замыкающий нижнюю часть левого борта р. Яфч, по поперечному разрезу опущен относительно восточного. Разрыв проходит примерно параллельно поперечной грядки на меридиане пос. Геологов, который расположен на левом борту р. Дуоба. Видимо, изменения и перестройка долины р. Ягноб от субширотного на меридиональное происходили в среднечетвертичную эпоху. Часто среди терригенной толщи карбона (С₁₋₂) развиты экзотические глыбы из карбонатных пород верхнего карбона и девона. Такие породы развиты в верховьях реки Дуоба [2].

Долина р. Чоре является левым притоком р. Фондарьи и сечет субширотно палеозойские образования с запада на восток. Нижняя часть бортов долины представлена терригенными толщами силура, прорванными дайками гранитоидов, а водораздельное пространство сложено девонскими известняками. Падение пород северо-западное, углы падения до 60°. Значительное увеличение углов падения пород на склонах, формирование и расширение долины р. Чоре привело к возникновению крупного завала в девонских известняках правого борта. К. Чоре построен на древнем завале высотой от уреза современной долины 1-1,5 км, длиной 2-3 км. Он возник на правом борту реки. Его следы на противоположном борту не сохранились. Видимо, завал произошел за счет соскальзывания известняков по поверхности сланцев, т.к. в настоящее время виден цирк срыва, по которому известняки девона были оторваны с первоначального места и занимают более низкое гипсометрическое положение. Следы озерных отложений выше завала не сохранились и говорить о существовании озера в то время трудно. Правда, по правому борту р. Чоре ниже кишлака в откосах автодороги сохранились отложения, близкие к озерным накоплениям, но они занимают более низкое гипсометрическое положение, и могут быть свидетельством озерных отложений прошлого, которые ранее занимали обширное пространство.

Литература

1. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана (гл. ред. Р.Б. Баротов). Душанбе : Дониш, 1976, 286 с.
2. Таджибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Душанбе : Дониш, 2005, 250 с.

ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ ТЕКТОНОСФЕРЫ В ПАРАГЕНЕЗАХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Лепешко В.В., Казанский Б.А. Белоус О.В.

lep@poi.dvo.ru, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток, Россия

Геологическая история Земли разнообразно отражена в строении её поверхности. Понять накопленную в структурах поверхности информацию о прошлом планеты возможно, изучая соответствующие закономерности строения её поверхности. Распределения рельефа и вещества на земной поверхности связаны взаимодействием разнообразных экзогенных и эндогенных факторов, действующих в ходе геологической истории. Выявить динамические тенденции в структурах земной поверхности можно с помощью парагенетического анализа структур.

Напомним, что парагенез структур или структурный парагенез это характерная форма, или совокупность элементов строения, возникшие как следствие определённых процессов. Совокупность структурных признаков процесса может наблюдаться как в пределах отдельной структуры (структурный парагенез) так и в нескольких (парагенез структур). Природные спецификации структурных парагенезов могут быть различными. Это могут быть парагенезы форм рельефа, геологических структур, тектонических образований, геофизических полей или в различных сочетаниях перечисленного. Выявляют и изучают структурные парагенезы по структурным рисункам их характерных «картографических образов» [1] на графических изображениях (картах, снимках и др.). С появлением в Интернете программ с данными спутниковой альтиметрии появилась возможность комплексного анализа парагенезов любых участков поверхности Земли в любом масштабе. Комплексный анализ парагенезов структур объединяет анализы разных специализаций: морфологический, формационный, кинематический, статистический, сравнительный и др. Изучая с его помощью парагенезы разнородных, но взаимосвязанных структур земной поверхности (геологической, рельефа, геофизических полей), можно выявить их эволюционные связи. Авторы применяли этот метод исследований для изучения Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. Однако возник ряд вопросов методологического характера. Они связаны с тремя взаимосвязанными постулатами, заложенными в основу анализа парагенезов структур. Кратко их можно сформулировать так. 1. Структурный парагенез – след воздействия на структуру. 2. Элементы структурного парагенеза связаны между собой причинно-следственными связями и ими же обособлены от смежных парагенезов. 3. Структурный парагенез соразмерен масштабам воздействия формирующих его процессов.

Если в масштабе Земли постулаты верны, то можно получить логически не противоречивую карту районирования земной поверхности на основании парагенетического анализа её структур. Тогда метод будет подтверждён, а его аналитические возможности расширены.

Была поставлена задача построить карты парагенетического районирования земной поверхности по признакам эволюции геологических структур и рельефа и, привлекая данные альтиметрии, и геофизических исследований, проверить постулаты в разных масштабах.

Для этого были применены данные программы ETOPO 1' (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Цифровой массив альтиметрических данных ETOPO 1' обработан в форматах «SURFER» и «EXCEL». Отметим, что данные ETOPO 1' позволяют изучать генезис рельефа в любых оптимальных масштабах, что позволяет контролировать корректность обобщений и сравнений. Статистическая обработка данных способствовала анализу и синтезу структурных рисунков парагенезов [2]. А так же объективно подкрепила выводы [3]. По её результатам, карта стандартных отклонений соответствует схеме структурных парагенезов последних складчатостей поверхности Земли, а карта распределений средних высот – тенденции поднятий и прогибов земной поверхности.

Проделанная работа подтвердила справедливость перечисленных постулатов. показала связь строения земной поверхности с динамикой движений, происходящих в коре и мантии.

Земная поверхность как верхняя поверхность тектоносферы изменяется, подчиняясь динамике тектонических и экзогенных процессов. Взаимодействие этих процессов создаёт характерные сочетания геологических структур и форм рельефа. Где выше тектоническая активность – там сложнее рельеф, а его структуры кинематически связаны с концентрацией и ориентировками форм геологических и тектонических образований. Там формируются парагенезы тектонических деформаций: структур срединно-океанических хребтов, областей складчатости, систем разломов. И, наоборот, на участках поверхности земной коры, где тектоническая активность достаточно долго была незначительной, преобладает влияние экзогенеза на формы и их соотношения. В таких условиях формируются парагенезы структур с признаками длительного денудационного и (или) аккумулятивного выравнивания: равнины, плато. Поскольку направления и интенсивность тектонических и рельефообразующих процессов со временем меняются, соответственно изменяются структурные рисунки рельефа и геологического строения земной поверхности. Поэтому в строении поверхности отражены как локальные деформации земной коры, так и глобальные тенденции, связанные с динамикой движения мантийных масс. Формы и распределение на земной поверхности крупнейших тектонических образований созданы деформациями, сопровождавшими эволюцию Мирового океана. Парагенезы древних структур на материковой коре ограничены и осложнены более молодыми парагенезами деформаций. Пространственно-временные тенденции эволюции земной коры при этом можно перечислить следующем порядке, считая от современных процессов вглубь геологической истории. 1. Нарастание вширь спредингом. 2. Площадное сокращение поверхности с увеличением мощности коры по мере удаления от спрединга. Яркий пример – северо-западная часть Тихого океана, где земная кора, образованная спредингом, деформирована многочисленными впадинами, желобами, вулканически активными гетерогенными поднятиями. 3. Формирование поясов сконцентрированных деформаций коры. Это не только пояса складчатости и активные переходные зоны, но и протяжённые области в Мировом океане. Как, например, структурное продолжение на юго-запад Монголо-Охотской складчатости по западной части Индийского океана до ареала между Огненной землёй и Антарктидой в Атлантике. 4. Региональные и трансрегиональные сдвиговые зоны сопровождающие глобальное сдвиговое течение земной коры от начала раскрытия современных океанов по сей день. К примеру, зона Романш в Атлантике с отражённым продолжением в северной Африке или зона, включающая в себя Элтанин и группу соседних трансформных разломов. Если кратко обобщить, то в эволюции земной коры наиболее проявлены три действующих природных фактора. Это обновление коры за счёт вещества, поступающего из мантии, деформации, порождаемые течением мантии и фактор противодействия деформациям. Последний фактор включает в себя силы сцепления элементов вещества коры, плотность и другие физические параметры. Судя по взаимоположению крупнейших структур Земли, главные силы, контролирующие деформации земной поверхности в плане это силы вращения и инерции.

Литература

1. Берлянт А.М. Образ пространства: Карта и информация. М. : Мысль, 1986. 240 с.
2. Казанский Б.А. Статистическое описание глобального рельефа по цифровым данным ЕТОРО 2' // Геоморфология. 2006. №2. С. 73–82.
3. Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. О парагенетической интерпретации строения земной поверхности // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты : VI Щукинские чтения : труды / коллектив авторов. – М. : Географический факультет МГУ, 2010. С. 542–543.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛУЖБЫ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Соколов С.А.

sokolov@mineral.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Региональные и фундаментальные геологические исследования в большинстве стран мира являются приоритетным направлением государственных структур, таких как научные агентства под эгидой правительства или крупные государственные компании, такие структуры существуют независимо от академических научных институтов и в общем случае называются «геологической службой». Устройство геологических служб, их численность, бюджет, частные цели и задачи в каждой стране уникальны. Однако их объединяет направленность на решение крупных региональных задач, создание привлекательных условий для инвестиций в горнодобывающую отрасль и геологоразведку, а также геологическое изучение территорий, имеющих государственное значение. Кроме этого в федеративных государствах существуют региональные геологические службы, данные организации занимаются решением вопросов местного значения, в том числе геологической съемкой. Региональные геологические службы работают в тесной связке с федеральными, но напрямую от них не зависят.

Наиболее крупной геологической службой является Геологическая служба США (USGS). Она представляет собой научное агентство, подчиняющееся правительству Соединенных штатов (Департамент внутренних дел). По материалам на 2009 год в данной организации занято примерно 8670 сотрудников, ее бюджет на 2010 финансовый год составил 1,1 млрд долларов США.

За длительную историю развития ГС (Геологическая служба) США претерпела несколько реорганизаций и в данный момент является научным агентством, в ведении которого находится не только геологические проблемы, но весь спектр наук о Земле. Приоритетными для организации являются четыре научных направления: биология, география, геология и гидрология, рассматриваемые в первую очередь в контексте изучения ландшафтов, различных природных ресурсов, проблем их охраны, восстановления, контроля, учета и мониторинга. Также одним из основных вопросов, стоящим перед геологической службой, являются различные риски и угрозы безопасности и благосостоянию страны и ее граждан, которые несет в себе окружающая среда (изменение климата, наводнения, засухи, лесные пожары, вулканы, землетрясения и т.д.). Работа агентства определяется стратегической программой развития, которая принимается раз в десять лет, последняя была принята на период с 2007 по 2017 гг. Данной программой определены 7 направлений деятельности агентства: изменение климата и ландшафтов, вызванное хозяйственной деятельностью, направление основных научных исследований, экосистемы, энергетические и минеральные ресурсы, здоровье и окружающая среда, опасные природные явления, вода. В рамках каждого направления определены основные стратегические задачи, на осуществление которых работают федеральные программы и проекты.

Государственная Геологическая служба Канады (GSC) создана в 1842 г. В настоящее время она входит в состав Сектора наук о Земле (Earth Sciences Sector – ESS) Министерства природных ресурсов Канады (Natural Resources Canada – NRC) и финансируется федеральным правительством. Сектор наук о Земле включает в себя собственно Геологическую службу и Geomatics Canada (включающую топографическую службу, службу дистанционного зондирования и др.). Государственная геологическая служба Канады выполняет геологическое картирование 1:250 000 и меньшего масштаба, геофизические, лабораторные исследования и работы по созданию и стандартизации баз данных геологической информации.

Кроме государственной Геологической службы, в каждом субъекте федерации существует своя Геологическая служба, финансируемая правительством соответствующего субъекта. В подавляющем большинстве, региональные геологические службы выполняют геологосъемочные работы масштаба 1:50000, ориентированные на воспроизводство МСБ,

при этом геофизические и лабораторные работы осуществляются государственной Геологической службой.

Работа ГС Канады осуществляется согласно программе стратегического развития принятой на 5 лет. Наиболее поздний вариант стратегического плана был принят в 2012-2013 годах и определяет работу ГС с 2013 года по 2018. Данный план помимо определения приоритетных целей и первостепенных задач предусматривает несколько крупных федеральных программ, наиболее важными из которых являются: Геологическое картирование для развития минерально-сырьевой базы и Целевые геологические исследования. Первая направлена на составление кондиционных геологических карт северных областей страны среднего масштаба. Бюджет программы составляет 100 млн канадских долларов и рассчитана на 5 лет. Вторая программа направлена на проведение ряда тематических исследований в области геологии, отдается приоритет изучению геологии месторождений полезных ископаемых и методики поисков и разведки, особое внимание уделяется погребенным месторождениям.

Национальное Австралийское агентство наук о Земле (AG), выполняющее роль геологической службы Австралии, находится под руководством директора и главного научного сотрудника. В структуре агентства выделяется пять отделов: отдел ресурсов, отдел общественной безопасности и мониторинга Земли, отдел геоэкологии, коммерческий отдел и отдел инноваций и технической поддержки. Бюджет Национального агентства Австралии наук о Земле на 2013-2014 гг. составляет 181,1 млн австралийских долларов. Численность сотрудников – около 581 человек, еще 150 человек заняты на временной основе. Стратегия развития Национального австралийского агентства наук о Земле принимается на 3 года. Последняя принятая программа охватывает период с 2012 по 2015 гг.

В Бразилии функции геологической службы выполняет государственная компания в подчинении Министерства минеральных ресурсов Бразилии – Компания исследований минеральных ресурсов (CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais). Как и в остальных странах, основной задачей компании является проведение фундаментальных геологических и гидрогеологических исследований с сопутствующим изучением смежных вопросов, например, геоэкологических, гидрогеологических, выявление геологических угроз. На настоящий момент в компании занято около 1180 сотрудников, около 500 сотрудников являются профессиональными геологами, гидрогеологами, горными инженерами и специалистами в инженерной геологии, треть сотрудников имеют научные степени.

Геологическая служба Норвегии (NGU) – правительственное агентство под руководством Министерства торговли и промышленности. Это агентство способствует устойчивому развитию наук о Земле, необходимых для качественного управления природными ресурсами Норвегии и сохранности окружающей среды. Основными задачами NGU является сбор и распространение знаний о физических, химических и минералогических свойствах коренных и россыпных месторождений страны и о месторождениях подземных вод. ГС будет уделять внимание следующим темам: создание и совершенствование национальной геологической базы данных, геологическое картирование континентальных и морских территорий, прикладные исследования и совершенствование методологии – и ряду других.

В 2013 году бюджет NGU составлял 268 миллионов норвежских крон, 201 миллион из которых был получен из государственного бюджета. Оставшиеся средства были получены в проектах с участием частных компаний или в полностью коммерческих проектах. Численность NGU составляет 220 человек, 65 процентов персонала – научные сотрудники.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА УФЫ

¹Турикешев Г.Т.-Г., ¹Давлетов М.И., ²Кравченко Ю.П.,
¹Давлетова Д.М., ¹Мустафин М.М.
astra.47@mail.ru, mara-d@yandex.ru, ¹БГПУ, ООО «Коинот»,
²ООО «Лайт-2», г. Уфа, Россия

В настоящее время в нашей науке очень мало внимания уделяется исследованию геодинамических процессов [1]. На территории Башкортостана этот вопрос почти не исследуется. Однако перемещения геологических блоков на территории Южного Урала и Предуралья происходит очень активно. Это фиксируется как в населенных пунктах, так и на месторождениях углеводородов. Современные тектонические движения вызывают карстовые обрушения, деформации фундаментов, стен строительных сооружений и их разрушение. По данным специалистов ЗапУралГИСИза за 20 лет в Уфе треснуло 100 домов, 5 пришлось разобрать [2]. Так в 2014г на углу проспекта Октября и улицы Бессонова на проезжей части провалился асфальт вместе с проезжавшей там автомашиной. В том же году возник провал глубиной 5м на улице Октябрьской революции между старыми 2х этажными зданиями и строящейся высоткой. В этом месте был ручей – приток реки Сутолоки. Строители засыпали ручей и начали возводить высотное здание. Произошло оседание площадки строительства, вымыв насыпных грунтов. Осенью 2014г на улице Авиамооторной образовался провал, куда обрушилось одноэтажное здание. Здание разобрали, жителей переселили. Одновременно в 20км от города сейсмостанцией Уфы было зарегистрировано 2 землетрясения мощностью 2,9 балла. В 2013г было зарегистрировано землетрясение в черте города.

Город Уфа расположен на зоне пересечения 2 крупных региональных геологических разломов: первый разлом проходит по долине реки Белой, второй по долинам рек Уфимка и Дёма. Территория Башкортостана большинством сейсмологов считается геодинамически активной территорией. По данным директора центра космических услуг (ЦКУ) Башкирского Государственного Университета Кутушева Ш.-И.Б. в городах Нефтекамск, Мелеуз, Учалы ежегодно фиксируются землетрясения в 5 баллов. По данным повторной нивелировки линии Куйбышев – Челябинск (1962г), Рождественский А.П. и Журенко Ю.Е. установили, что территория г.Уфы поднимается со скоростью +2,9 мм/год.

В 2013-14г Бортников В.И. при изучении геологических обнажений склонов долин рек сделал вывод, что изучаемая территория опускается со скоростью 3-5мм/год. Нивелировки, выполненные ЗапУралГИСИз в 90 годах прошлого века, показали, что здания стоящие на геологических разломах испытывают воздействие разнонаправленных сил. Под действием этих сил одна сторона здания поднимается, другая – опускается. Возникают внутренние напряжения в конструкциях, появляются трещины, здания начинают разрушаться. Такие явления фиксируются на улицах Гагарина, Жукова, Уфимское шоссе, Заводская, Батумская, проспект Октября, Ленина, Авиамооторной и т.д. По подсчетам специалистов плотность воронок достигает 18 на 1 кв. км

Академики – геологи Башкортостана Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. [3] считали проявление разрушения строительных сооружений на территории республики результатом надвиговой тектоники в регионе. По данным исследований (запись башкирского шешэре филологической экспедиции БГУ) они пришли к выводу, что на территории республики 460 лет назад произошло 10 бальное землетрясение с образованием 2 озер в зоне разлома: Кандрыкуль (в 25 км к юго-востоку от районного центра – города Туймазы, площадь 15,6 км²) и Асликуль (в 27 км к северо-западу от города Давлеканово, площадь 23,5 км²). По историческим данным, на месте этих озер были вершины холмов, которые в результате крупного землетрясения обрушились и на их месте возникли водоемы. По данным геологов Средней Азии озера образуются только при землетрясениях в 10 баллов.

В результате нефтедобычи в Башкортостане за 80 лет было пробурено 150000 скважин. Добыто 1,2 млрд тонн нефти. Закачано 2,5 млрд тонн технологических растворов. При

добычных работах произошло изменение геодинамических условий подземных сред. Сейсмологи Татарстана зафиксировали с 1982 по 2000г около 700 антропогенных землетрясений. В 1991г было землетрясение 7 баллов.

Геодезисты методом повторного нивелирования установили, что территории нефтедобычи испытывают медленные колебательные движения. Скорость опускания может достигать 60мм/год, а поднятия – 90мм/год. Максимальные перемещения геологических блоков наблюдается в зонах разломов. Геофизическими и геологическими методами на территории месторождений установлено восстанавливаются старые и возникают новые разломы.

Территория Уфы сложена следующими грунтами: глиной, песком, известняком, гипсом. Известняки и гипсы легко растворяются и выносятся подземными, техногенными водами. Поэтому карстовое обрушение может произойти внезапно, а может привести к постепенному оседанию грунта или образованию небольших водоемов и солончаков. Идет непрерывный процесс формирования новых пустот и разрыхления грунта. С учетом геологической специфики Уфы глубина карстовых провалов может достигать сотни метров. Диаметр провалов будет зависеть от рельефа поверхности и местами в состоянии охватить десятки метров. Ситуация осложняется трудностью выявления формирования провала простыми методами, так как неустойчивые породы скрыты слоем глины, песка, чернозема и дорожным покрытием. В настоящее время деятельность человека многократно ускоряет процесс формирования карстовых пустот в г.Уфе. Прежде всего, это выбросы в атмосферу, формирующие кислотные дожди, обработка дорожного покрытия едкими веществами, утечка из систем водоснабжения и канализации.

Карстовый мониторинг в Башкортостане был прекращен 20 лет назад. Между тем около 60% территорий, являются в той или иной степени карстоопасными, а процесс образования крупных провалов до сих пор в должной степени не изучен. 10 лет назад горняки при анализе геологии Уфы на предмет строительства метро, сделали вывод: подземное строительство невозможно из-за сильного карстообразования.

Выводы:

1. Мониторинг оползней и карстовых провалов не проводится, потому что его стоимость выше, чем стоимость ликвидации провалов. Местные чиновники скрывают эту информацию. При обсуждении темы карста Уфы в интернете, жители высказали мнение, что МЧС может рассказать о них больше, чем журналисты. Они первые, кто выезжают по вызову. Известна цена мониторинга Уфы на карст: она составляет 6 миллионов рублей в год. При этом треть зданий сразу будут признаны непригодными для жилья. То же самое касается новостроек.

2. Экономисты Уфы высказали мнение, что данная ситуация выгодна строителям, т.к. при строительстве на карстовой зоне новое здание через 6 месяцев деформируется, и заказчики вынуждены заказывать капремонт: закачку бетона в карст. В итоге строители получают двойную прибыль с 1 объекта.

Литература

1. Турикешев Г.Т-Г., Давлетов М.И. О современных вертикальных тектонических движениях на территории Южного Предуралья и влияние их на отдельные элементы ландшафта // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя : XLIII Тектоническое совещание, 2-5 февраля 2010 г, Москва.

2. Давлетов М.И. Тиксотропные явления на фундаменте школы на 80 учащихся в селе Курама Учалинского района Башкирии // Торсионные поля и информационные взаимодействия 2009 : мат-лы междунар. науч. конф., Хоста, Сочи, 25-29 августа. – М., 2009.

3. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Коваче С.А.в, Шакуров Р.К. Сейсмогенез и структура Центрального Башкортостана» // Академия наук Республики Башкортостан, отделение наук о Земле и экологии, институт геологии, издательство «Филим», Уфа, 1996. 71 с.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ

Энна Н.Л.

enna@geolog.kmv.ru, ОАО «Кавказгеолсъемка»,
г. Ессентуки, Россия

Восточно-Кубанский прогиб (ВКП) является крупным структурным элементом Скифской эпигерцинской плиты в пределах Западного Предкавказья. В отличие от других структурных элементов Предкавказья, платформенное выполнение которых начинается, в основном, с нижнемеловых и более молодых отложений, ВКП выполняется мощным комплексом терригенно-карбонатных и терригенно-вулканогенных отложений триаса, терригенных образований нижней-средней юры и карбонатно-соленосных отложений верхней юры. Структура мезо-кайнозойского платформенного чехла прогиба к настоящему времени достаточно хорошо изучена как материалами сейсмических исследований, так и бурением. Большие глубины залегания домезозойского фундамента в осевой части прогиба не позволили вскрыть его скважинами, бурение здесь проведено только до отложений средней юры и лишь в бортовых частях скважинами вскрыты отложения нижней юры, триаса и кристаллического фундамента. Недостаточная изученность ВКП материалами глубокого бурения, неоднозначность интерпретации результатов региональных геофизических исследований, привели к тому, что многие вопросы глубинного строения прогиба, строения и структуры его фундамента остаются дискуссионными.

В целом, ВКП имеет четкие разломные ограничения, на северо-востоке от структур Западно-Ставропольской впадины и Ставропольского свода он отделен зоной Армавир-Невинномысского разлома, на юго-западе от Адыгейского выступа – Гиагинским и Майкопско-Михайловским разломами, от Каневско-Березанского вала его отделяет Ладожский разлом. К северо-западу ВКП тектонически выклинивается, к юго-востоку он расширяется, воздымается и сменяется структурами Северо-Кавказского краевого массива.

Геолого-геофизические данные, полученные в последние годы по результатам высокоточной комплексной аэрогравиметрической (1:100 000) и аэромагнитной (1:50 000) съемок, интерпретации геофизических полей и их трансформант, а также глубинных геолого-геофизических исследований по профилям, позволили уточнить данные о глубинном строении ВКП. Представление о характере консолидированной коры, ее мощности, рельефе глубинных разделов, вертикальных и латеральных неоднородностях получены по региональным глубинным профилям ГСЗ, МОВЗ и МТЗ, пересекающих прогиб – Краснодар-Эмба, Шабановский, Туапсинский, Предкавказский, а также по пройденному в последние годы при проведении ГДП-200 Курганинскому профилю МТЗ.

В целом, ВКП характеризуется пониженной мощностью консолидированной коры – от 30 до 36 км, при этом мощность верхней коры не превышает 10 км, мощность средней 10–12 км и нижней – от 12–16 до 28 км. С северо-востока на юго-запад по направлению к Адыгейскому выступу мощность верхней и средней коры сокращается, в то же время мощность нижней коры увеличивается (Курганинский и Туапсинский профили). Геоэлектрический разрез домезозойского фундамента представляется в виде трехслойной системы со ступенчато понижающейся проводимостью с глубиной. Верхний геоэлектрический комплекс, соответствующий верхней коре, характеризуется электросопротивлениями в интервале 8–30 Ом, средний – в интервале 24–36 Ом, а нижний – в интервале 40–80 Ом.

Поверхность Мохоровичича (М) в центральной части ВКП, по Курганинскому, Шабановскому и Краснодар-Эмба профилям, отмечается на глубинах 38 – 39 км, в южной части прогиба она располагается на отметках от -42 до -45 км (Предкавказский и Туапсинский профили). Поверхность домезозойского фундамента ВКП на склонах прогиба зарегистрирована на глубинах от 3,5 до 5,0 км, в осевой части – достигает глубин 9,5–10,0 км (Курганинский, Туапсинский, Предкавказский профили).

Домезозойский фундамент ВКП, как и Западного Предкавказья в целом, представляет собой гетерогенное образование, основу которого составляют структурно-вещественные комплексы (СВК) догерцинского структурного этажа и герцинского с раннегерцинским и позднегерцинским подэтажами, «проплавленных» гранитоидами верхнего палеозоя, малкинского гранит-гранодиоритового комплекса. Степень достоверности расшифровки вещественного наполнения СВК неодинакова, так как сведения о них опираются, в первую очередь, на материалы региональной геофизики, реже на материалы бурения. Домезозойский фундамент прогиба принадлежит двум крупным мегаблокам, Западно-Предкавказскому (ЗПМБ) и Центрально-Кавказскому (ЦКМБ), Скифской эпигерцинской плиты, разделенных Майкопско-Михайловским глубинным разломом, входящим в систему региональной поперечной Сальско-Лазаревской зоны разломов. Мегаблоки отличаются друг от друга вещественным составом и возрастом толщ домезозойского фундамента, а также структурой консолидированной коры. Это находит отражение в структуре геофизических полей – аномального магнитного поля и поля силы тяжести, модулей полного горизонтального градиента аномального магнитного поля и полного горизонтального градиента поля силы тяжести, а также четко отображается на схеме районирования (классификации) аномального магнитного поля и поля силы тяжести.

Фундамент в пределах ЗПМБ разбит на серию блоков, наиболее крупным из которых является относительно опущенный Темиргоевский блок, полностью развитый в пределах ВКП. В пределах центральной части блока домезозойский фундамент не вскрыт и однозначной точки зрения на его строение нет. По геофизическим данным и результатам бурения на площадях, расположенным в прибортовых зонах прогиба, можно предполагать, что фундамент блока сложен вулканогенно-терригенными образованиями среднего палеозоя (силур – нижний карбон?). Так, в пределах Южно-Леушковской площади вскрыты катаклазированные слюдястые сланцы с порфиробластами кварца, абсолютный возраст которых составляет 434-470 млн лет, что соответствует низам силура – ордовику. На соседних площадях вскрыты сланцы, состоящие из серицит-кремнистых, углисто-глинистых, карбонатно-серицитовых и хлоритовых разностей, возраст которых некоторыми исследователями считается турне-визейским.

ЦКМБ в пределах ВКП представлен Лабино-Кубанской синклинальной зоной Карачаево-Черкесского горст-антиклинория. По материалам ГК-1000 новой серии и материалам ГК-200/2 в пределах Карачаево-Черкесского горст-антиклинория на домезозойскую поверхность выведены преимущественно древнейшие (поздний протерозой) образования гнейсо-кристаллосланцевого метаморфического комплекса. Метаморфические породы вскрыты скважинами в прибортовых и юго-восточной частях прогиба.

Структура поверхности домезозойского фундамента Скифской эпигерцинской плиты отражает суммарный эффект от тектонических деформаций догерцинского, герцинского, индосинийского, киммерийского и альпийского тектонических циклов. В пределах ВКП поверхность домезозойского фундамента располагается на глубинах от 3,5 до 10,0 км. В структуре поверхности фундамента ВКП выделяются структуры второго порядка – Армавир-Невинномысский (прибортовой) блок, Темиргоевская (на северо-западе) и Кужорско-Лабинская (на юго-востоке) впадины, разделенные поперечным Садово-Первомайским поднятием (перегибом). Поверхность фундамента в пределах первого из них располагается на глубинах от 3,0 до 5,5 км, в пределах впадин – на глубинах от 5,5 до 10 км, в пределах поперечного поднятия – на глубинах 5,5-7,0 км. Разломами северо-западного и субмеридионального простираний структуры разбиты на более мелкие разно опущенные блоки.

По-нашему мнению, заложение ВКП произошло в индосинийское время, и он является наложенной на разновозрастный фундамент структурой. По геологическим данным начавшее в триасе прогибание ВКП и формирование его осадочного чехла, с отдельными перерывами продолжалось в юре, мелу, палеогене и закончилось к началу плиоцена, когда вся территория была вовлечена в общее воздымание Большого Кавказа.

СОСТАВ ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЙ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА БУЛГАНАК (КЕРЧЕНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО УРОВНЯ ИСТОЧНИКОВ ИХ ВЕЩЕСТВА

Самойлов Д.А., Виршило А.В.

dmitry.a.samoilov@gmail.com, Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
учебно-научный институт «Институт геологии», Киев, Украина

Грязевые вулканы широко распространены в Азово-Черноморском, Прикаспийском и многих других регионах, большинство из которых нефтегазоносны. Продукты их извержений (грязевулканические брекчии) формируются за счет вещества залегающих ниже толщ. Прослеженность корней грязевулканических очагов на глубины порядка 10 км определяет значительный вертикальный размах «дренируемых» разрезов и дает основания считать их «бесплатными разведочными буровыми» (Д.В. Голубятников, 1923). При этом в качестве источников информации о глубинном строении традиционно рассматриваются три компонента брекчий: (1) матричный (глинистый), (2) крупнообломочный (совокупность обломков пород) и (3) мелкообломочный (совокупность минеральных зерен) [2, 3, 4, 5].

Главным препятствием для реализации этих компонентов в качестве источников информации об особенностях состава и условиях пребывания залегающих ниже толщ является их интегральный характер – они, как и сами брекчии, образовались в результате смешения вещества всех подразделений дренируемых разрезов. Поэтому оценка вклада последних в формирование брекчий является очевидной актуальной задачей, которая решалась неоднократно [1, 2, 3, 5], однако преимущественно на качественном уровне.

Попытка количественного решения для компонентов (1) и (2) (брекчии без крупных обломков) предпринята нами на примере вулкана Булганак (Керченский полуостров). Исследованы серии проб, которые представительно характеризуют брекчии последних извержений сопки Андрусова и Центральное озеро ($n=75$ и $n=25$ соответственно). Во всех пробах были определены (XRF) концентрации петрогенных и широкого набора микроэлементов, которые были сопоставлены с имеющимися геохимическими данными для разрезов мела и палеоген-неогена (майкопская серия). В качественном отношении сопоставимыми оказались лишь данные по Zn, Zr, Nb, Ga, Sr. Поэтому оценка вклада каждого из подразделений разреза производилась путем решения системы из пяти уравнений типа $C_1V_1 + C_2V_2 + C_3V_3 + C_4V_4 + C_5V_5 = C_n$, где: C_1 – концентрация элемента в толще 1; V_1 – массовая доля вещества толщи 1; C_n – концентрация элемента n в смеси (брекчии).

Полученные оценки вкладов (сопка Центральное озеро: верхний мел – 20, палеоген-неоген – 80; Андрусова: палеоген-неоген – 100 %) реалистичны, однако для дальнейшего применения предложенного подхода необходимо использовать более корректные геохимические данные по эталонным разрезам дренируемых осадочных комплексов.

Литература

1. Нестеровский В.А., Титова Н.О. Литологический состав твердых выбросов сопки Андрусова (Булганакский грязевой вулкан) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2012. – №4. – С. 28-33.
2. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. – Киев: Наукова думка, 1971. – 332 с.
3. Шнюков Е. Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А. и др. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. – Киев: Наукова думка, 1992. – 200 с.
4. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. Газовый вулканизм Черного моря. – Киев : Логос, 2013. – 384 с.
5. Шнюков Е.Ф., Иванченко В.В., Пермяков В.В. Акцессорная минерализация сопочной брекчии грязевых вулканов Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2014. – № 1. – С. 45-68.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЖЬЕРСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ГОРИЗОНТА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ, СРЕДНИЙ ДЕВОН)

Тельнова О. П.

telnova@geo.komisc.ru, Институт геологии Коми научного центра
Уральского отделения РАН, Сыктывкар, Россия

Для средне-верхнедевонских отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПП) установлены яранский, джьерский, тиманский, саргаевский региональные горизонты [2]. Стратиграфический интервал горизонтов соответствует миоспоровой зоне *Contagisporites optivus* – *Spelaeotriletes krestovnikovii*. На территории Восточной Европы эта зона была предложена для пашийского, тиманского и саргаевского горизонтов и скоррелирована с верхней частью палинозоны *Contagisporites optivus* – *Cristatisporites triangulates*, характеризующей верхнеживетские-нижнефранские отложения Западной Европы и Канады [5, 8, 10].

Стратиграфический диапазон распространения зонального вида *C. optivus* в разрезах Восточной и Западной Европы различен. На территории Восточной Европы, где вид впервые был описан [7] из кыновских слоев в Западной Башкирии, его находки не отмечались ниже пашийского горизонта. В разрезах Западной Европы стратиграфический диапазон *C. optivus* значительно шире – живет-фран [9]. Кроме того, в Восточной Европе этот вид встречается редко и далеко не во всех разрезах. Поэтому для аналогичных отложений ТПП разработана иная, более детальная, зональная палинологическая схема [1, 3]. Предлагаемая схема базируется на принципе выделения палинозон по первому появлению вида-индекса в геологическом разрезе. Этот принцип предполагает устойчивую корреляцию вида-индекса с определенным временным интервалом и хорошую прослеженность по площади. Выделение стратиграфических подразделений по принципу «первого появления» отражает эволюционный процесс в развитии девонской флоры и может фиксировать естественные фито-стратиграфические рубежи.

Для средне-верхнедевонских отложений ТПП в стратиграфическом объеме миоспоровой зоны *C. optivus* – *S. krestovnikovii* выделено семь самостоятельных палинозон – *Hymenozonotriletes tichomirovii* и *Spelaeotriletes krestovnikovii* – *Archaeozonotriletes accretus* (яранский); региональная миоспоровая зона *Acanthotriletes bucerus* – *Archaeozonotriletes variabilis insignis* (джьерский); *Spelaeotriletes bellus* – *Densosporites meyeriae*; *Perotriletes vermiculatus* – *Spelaeotriletes domanicus*; *Densosporites sorokinii* (тиманский); *Cristatisporites pseudodeliques-cens* (саргаевский).

Необходимо заметить, что название миоспоровой зоны, установленной для джьерского горизонта [3], совпало с уже использованным в предыдущей схеме (палинозоны выделялись на основе иных принципов – доминирование таксона и др.), где зоне с одноименным названием соответствует значительно больший стратиграфический интервал [8]. Поэтому в данной статье перед названием миоспоровой зоны, характеризующей джьерский горизонт, поставлено уточнение – региональная.

Джьерский палинокомплекс описан в разрезах Печорской синеклизы (скв. 60-Пашня, 21-Сев. Савинобор), где он характеризует стратотип джьерского горизонта и прослежен в других разрезах ТПП [3, 4].

На Южном Тимане туффиито-диабазовая толща длительное время относилась к верхней части чибьюской свиты. В эталонном разрезе скв. 1-Бальнеологической, из аргиллитопесчаных прослоев толщи определен палинокомплекс региональной зоны *Acanthotriletes bucerus* – *Archaeozonotriletes variabilis insignis*, характеризующей джьерский горизонт [4].

В настоящее время джьерский палинокомплекс установлен на Ярегской площади Южного Тимана и под базальтовыми покровами: скв. 895 (инт. 203.7–201.8 м – аргиллит серый, с прослоями алевролита серого и песчаника желтовато-серого, окварцованного;

инт. 199.35–198.5 м – аргиллит черный, ороговикованный, крепкий, с углистым материалом). В нем доминируют (50-70%) споры археоптерисовых растений *Geminospora micro-manifesta* и его варианты. Субдоминантной (до 30%) группой являются миоспоры с мелкошиповатой скульптурой экзины (*Acanthotriletes eximius* Naumova, *A. uncatatus* Naumova и др.), постоянно присутствуют *Archaeozonotriletes variabilis* Naumova, *A. accretus* Tchibr. В палиноспектрах появляются виды *Acanthotriletes bucerus* Tchibr., *Archaeozonotriletes variabilis* Naumova var. *insignis* Senn.

Таким образом, на Южном Тимане по палинологическим данным объем джьерского горизонта расширен, он включает в себя туффито-диабазовую толщу и подстилающие ее аргиллиты с прослоями алевролитов. Полученные результаты палинологического анализа и предыдущие исследования [5] обосновывают приуроченность вулканических проявлений на Южном Тимане в южной и северной частях Ухтинской складки к первой половине кыновского времени. В соответствии со схемой, предложенной для девонских разрезов Русской платформы [8], джьерский горизонт коррелируется с верхней частью пашийского горизонта. По мнению автора статьи, джьерский горизонт, имеющий литологическую и четкую палинологическую характеристики, должен иметь самостоятельный стратиграфический статус в схеме девона Русской платформы.

Литература

1. Зональная стратиграфия фанерозоя России / Под ред. Т.Н. Корень. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. С. 64–76.
2. Меннер В.В., Ларионова З.И., Арасланова Р.М. и др. Новые региональные горизонты нижнефранского подъяруса Тимано-Печорской провинции // Палинология в практической стратиграфии. Тр. ИГиРГИ. М. 1989. С. 4–14.
3. Тельнова О. П. Миоспоры из средне-верхнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции. Екатеринбург, УрО РАН. 2007. 136 с.
4. Тельнова О.П. Палинологическая характеристика живетско-франских отложений в эталонном разрезе скв. 1-Бальнологической (Южный Тиман) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 41–59.
5. Холмовая Р.С., Раскатова Л.Г., Кушнарева Т.И. О времени формирования базальтовых покровов и вулканогенных осадочных толщ на Южном Тимане. М.: Деп. ВИНТИ. № 3621–80. 1980. 9 с.
6. Чибрикова Е.В. Зональное расчленение девона Русской платформы по спорам растений // Стратигр. и палеонтол. девона, карбона и перми Рус. пл.: мат-лы. Межвед. регион. стратигр. совещания по сред. и верх. палеозою Рус. пл. Л., 1991. С. 41–47.
7. Чибрикова Е.В., Рождественская А.А. Материалы по палеонтологии и стратиграфии девонских и более древних отложений Башкирии / М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 3–116.
8. Avkhimovitch V.I., Tchibríkova E. V., Obukhovskaya T. G. et al. Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe // Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine. Boussens. 1993. P. 79–147.
9. Marshall J.E.A. Rhabdosporites langii, Geminospora lemurata and Contagisporites optivus: an origin for heterospory within the Progymnosperms // Review of Palaeobotany and Palynology, 1996. V.93. P. 159–189.
10. McGregor D.C., Playford G. Canadian and Australian Devonian spores: zonation and correlation // Geol. of Canada. Bull. 438. 1992. 125 p

ИСТОРИЯ МНОГОФАЗНЫХ ДЕФОРМАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГРУПП ПЛАСТОВ ВОСТОЧНОЙ ПУСТЫНИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АФРИКЕ

¹Закария Хамими, ¹Басем Зохейр, ²Мохамед Хассан Юнис

¹Геологический отдел, факультет естественных наук, Университет Банха, Египет,

²Геологический отдел, факультет естественных наук, Университет Асуан, Египет

Общепринятый факт, что рифтообразование Красного моря, начиная с Олигоцена и более раннего времени, привело к поднятию и вскрытию рельефа Неопротерозийского Нубийско – Аравийского щита (ННА). ННА состоит из тектонических пластов, разделенных вдоль офиолитом мега слоев, и рассматривается для представления простираения на север складчатой области Восточной Африки (СОВА). ННА испытала окончательное наращивание суши наносами на западе Ближневосточной платформе, в Сахаре, одновременно с Ассамблей Гондвана путем постепенной наклонной сходимости Восточной и Западной Гондваны. Зона пород Восточной пустыни (ЗпВп), в северо-западной части ННА, испытала многофазную деформацию с участием трех последовательных эпизодов (D1, D2 и D3), где перемещение пластов без разрыва сплошности, надвигообразование и скалывание являются геометрически и кинематически похожими. В этом исследовании эти эпизоды, связанные с ними геометрические и кинематические связи, дают четкое понимание эволюции этой части ННА. В южной части ЗпВп пояса складки взброса преобладают, взбросы являются первым кинематическим последствием и наносятся на карту по типу тангенциального сжатия. Складки, образовавшиеся в результате разрывных нарушений, доминируют в Центральной ЗпВп и обычно ассоциируется с присдвиговым растяжением впадин, сочлененным с системой Неджд. В северной части ЗпВп, разломы и сращивания являются доминирующими, а наблюдаемые взбросы второстепенны, поскольку большая часть сектора замаскирована ранними внедрениями гранитоидов. Основные структуры на юге проявляются отложением смывной породы на появившихся тектонических швах и относятся к 750-720 м.л.н., в то время как присдвиговое растяжение бассейнов в центральном секторе ЗпВп в системе Неджд относится к 640-580 м.л.н. Хрупкая деформация породы в северном секторе, очевидно, произошла позже. Природа и нанесенные на карту отношения между широко распространенными структурами на всех уровнях в точке ЗпВп по отношению к отложениям, омолаживающимся по направлению к северу, приближаются к периферии ЗпВп. Мы предполагаем, что ювенильные слои, сформированные в рифтовых зонах и вокруг ННА и ЗпВп, являются хорошим примером.

S-II

**СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И
ПРОБЛЕМ УГЛЯ, НЕФТИ И ГАЗА**

NBICS-КОНВЕРГЕНЦИЯ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ: НОВЫЙ РАКУРС ТРАДИЦИОННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Алексеев В.П.

igg.lggi@ursmu.ru, Уральский гос. горный университет, г. Екатеринбург, Россия

Понятие *конвергенции*, определяющее процесс сближения, схождения в широком смысле, используется во многих отраслях знания. Не являются исключением и науки о Земле, включая геологию. При этом, учитывая принципиальную непроверяемость геологических процессов, весьма высока вероятность чрезмерного упрощенчества в использовании данного понятия. Отчасти это разобрано в статье с многозначительным названием, содержащей положение о широком проявлении *квази*тождественности многих природных объектов и (или) процессов, охарактеризованных как «... непознанная конвергенция, область гипотез, многочисленных заблуждений и открытий» [5]. В данном ракурсе выглядит совершенно естественным известный, но далеко не всеми геологами принимаемый постулат, что на всех стадиях работ необходимо опираться на изучение генезиса вещества и изучаемых объектов.

Рассмотрим намеченные позиции на базе исследований, связанных с активно развивающейся *нефтегазовой литологией*. Применительно к данной области на предыдущей конференции нами кратко оценены перспективы изучения конвергентности различных объектов и процессов в рамках *синергетического мировидения* [1]. Было показано, что такой подход позволяет продвинуться по пути познания механизма конвергенции, реализуемой в нелинейных средах и снизить указанные выше риски, связанные с упрощенчеством в использовании данного понятия. Весьма важным на этом пути является новый взгляд на взаимоотношение всего комплекса отраслевых знаний, предложенный уже в нынешнем столетии. Так, реалии современной нелинейной науки (*nonlineare sciences*) всесторонне характеризуются *NBIC-конвергенцией*, получившей название по первым буквам соответствующих областей как физического, так и ментального знания (N – нано, B – био, I – инфо, C – когнито) [7]. Ею отражаются взаимосвязи и синтез самых различных отраслей, что привносит сущностный синергетический эффект. (В последнее время более принято говорить о NBICS-конвергенции, где S соответствует области – социо.) По нашему мнению именно NBICS-конвергенция наглядно отражает переход от классической парадигмы знания, в которой объект является «простым» предметом его изучения субъектом, к постнеклассической, когда сам субъект является активным участником процесса, и ответ объекта зависит не только от процесса вопрошания, но и от способности понимания получаемых ответов [6]. Своего рода «переходной» парадигмой является неклассическая, в которой многое зависит от способа вопрошания, контекста вопросов, то есть средств изучения объекта. Примерами трех перечисленных глобальных парадигм в их последовательной смене являются ньютоновская механика (классическая) – теория относительности (неклассическая) – синергетическое мировидение (постнеклассическая форма).

В своем «глубинном» понимании NBIC-технологии реализуются на первичном базовом уровне идеальными элементарными нанообъектами: атомами, генами, нейронами и битами, располагаемыми в вершинах первоначально предложенного NBIC-тетраэдра [3, 7]. В нефтегазовой литологии это напрямую относится к прецизионным исследованиям, включая изучение фильтрационно-емкостных свойств; электронно-микроскопическому исследованию горючих ископаемых; широкому использованию информационных технологий при построении 3D, а в последнее время и 4D моделей изучаемых объектов и т. д. Однако в «обычной» геологии более привычно иметь дело с объектами достаточно большого масштаба, в визуально наблюдаемом диапазоне. Именно в таком контексте сам принцип междисциплинарного и более того, трансдисциплинарного подхода открывает значительные перспективы (под междисциплинарностью понимается «простая» кооперация различных областей научного знания, а под трансдисциплинарностью – исследования, «проходящие»

сквозь границы конкретных дисциплин и характеризующиеся переносом когнитивных схем из одной знаниевой области в другую [4]).

В работе [2] нами приведено большое количество примеров реализации синергетического мировидения при решении геологических вопросов. Они рассмотрены для нескольких ключевых аспектов в одинаковой тринитарной последовательности: общее значение процесса или явления (бифуркации, самоорганизации, инвариантности, конвергентности и др.) → его реализация в геологии → конкретные примеры решения нефтегазолитологических задач (в основном, на примере мезозойских отложений Западной Сибири). Не имея возможности привести здесь даже краткого описания полученных результатов, отметим, что они базируются на общих принципах синергетического мировидения, а это полностью соответствует понятию NBICS-конвергенции. С другой же стороны, геологический материал, пока слабо используемый в таком ракурсе, может представить существенный общенаучный интерес. Обозначим только три вектора в этих потенциально высокозначимых исследованиях. 1. Исследования, касающиеся специфического *геологического времени*, когда оно по сути стремится к бесконечности. Кстати, небезынтересно отметить, что данная специфика (равно как и отдельные геологические примеры) часто используется специалистами других отраслей знания, в то время как сама область наук о Земле продолжает оставаться вне пересечения основных траекторий, характеризующих NBIC-конвергенцию. 2. Изучение взаимосвязи *живого и косного* вещества. В рамках рассматриваемого нами вопроса особенно важно отметить, что именно эта проблематика является краеугольным камнем достаточно специфической области геологического знания – геологии горючих ископаемых. 3. Рассмотрение ландшафта в его метафизическом понимании. В этом направлении значительную помощь общенаучному подходу может оказать классический фациальный анализ в понимании А. Грессли – Ю. А. Жемчужникова, что опять же наиболее разработано в рамках литологии толщ, содержащих горючие ископаемые.

Перечисленным определяется принципиально новый ракурс взглядов на конвергенцию как трансдисциплинарный подход в изучении всех объектов и явлений, включая те, которые традиционно относятся к области наук о Земле. Завершая общее изложение материалов, обратимся к известному вопросу принца Гамлета: «Что он Гекубе? Что ему Гекуба?» Так вот, если представить в статусе вопрошателя геолога, а Гекубы – NBICS-конвергенцию, то легко заметить обоюдный интерес обоих участников данного «диалога», концептуально рассмотренный выше. Во многом пионерной областью реализации такого интереса вполне может стать именно нефтегазовая литология, интенсивно пополняющаяся новым материалом и активно востребуемая социумом в виде нефтегазодобывающего комплекса.

Литература

1. Алексеев В. П. Нефтегазовая литология: от конвергентности к темпомирам // XI Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле»: МГРИ-РГГРУ, 2013. Т. 1. С. 102-104.
2. Алексеев В. П. Нелинейно-литологические эссе. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013. 250 с.
3. Аршинов В. И. Проблема управления NBIC-конвергенцией: синергетический аспект // XII Всерос. совещ. по проблемам управления. М., 2014. С. 7704-7708.
4. Князева Е. Н. Научись учиться // Мост. 2001. № 44. С. 52-53; № 45. С. 38-40.
5. Сидоров А. А. Глубины и проклятия конвергенции // Вестник РАН, 1996. Т. 66. № 9. С. 836-840.
6. Стёпин В.С. Теоретическое знание. М.: Прогресс-Традиция. 2000. 743 с.
7. Converging Technologies for Improving Human Performans: nanotechnology, biotechnology, information technology and cognitive science. Edited by Mihail C. Roco and William Sims Bainbridge, National Science Foundation, Report, 2002. 482 p.

ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ГЛУБОКИХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ВПАДИН, ПРИРОДА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И НЕФТЕНОСНОСТИ

Павленкова Н.И.

ninarav@mail.ru, Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

В платформенных областях России по данным глубинных сейсмических исследований выявлено несколько крупных впадин глубиной до 15-20 км. Это – Прикаспийская, Южно-Баренцевская, Северо-Баренцевская, Южно-Карская, Пур-Гыданская впадины в Каспийско-Баренцевском регионе и Нижне-Ангарская и Виллойская впадины на Сибирской платформе.

Строение земной коры отмеченных впадин детально изучено сейсмическими методами [Егоркин, 1991; Морозова и др., 1995; Павленковы, 2014, Сакулина и др., 2009] Общей структурной особенностью всех отмеченных впадин является их изометрическая форма с крутыми склонами. При глубине впадин порядка 20 км их дно имеет плоскую форму, а поверхность фундамента часто представлена протяженными практически горизонтальными сейсмическими границами. Для всех впадин характерно также сокращение мощности земной коры за счет подъема границы М. Но впадины существенно различаются структурой консолидированной коры, средние сейсмические скорости в которой изменяются от 6.2-6.4 до 6.8-7.0 км/с. Это означает разный состав слагающего консолидированную кору вещества и разную историю формирования впадин.

Глубокое бурение и изучение ксенолитов в сопоставлении с сейсмическими данными позволяют выделить в континентальной коре три основных слоя примерно одинаковой мощности: верхний гранито-гнейсовый со скоростями продольных волн 5.8-6.4 км/с, средний гранулитогнейсовый (скорости 6.5-6.7 км/с) и нижний гранулитобазитовый слой (6.8-7.0 км/с). То есть слои различаются составом и степенью метаморфизма пород.

В зависимости от мощности основных слоев выделяются различные типы земной коры впадин [Белосов, Павленкова, 1989]. Если в консолидированной части коры представлены все три слоя примерно одинаковой мощности, такой тип коры назван континентальным. К нему относится Северо-Баренцевская и Нижне-Ангарская впадины. Если в коре впадин отсутствует верхний слой, она названа «субконтинентальной» (Южно-Карская, Прикаспийская и Виллойская впадины). Если консолидированная кора впадин представлена только третьим слоем, она названа «субокеанической» (Южно-Баренцевская и Пур-Гыданская впадины). Последнее название условное, так как для океанической коры действительно типичны сейсмические скорости третьего слоя, более 6.8 км/с, но по составу они могут быть совершенно разными.

Предлагаются различные модели формирования описанных типов коры. Образование «субокеанических» впадин чаще всего связывают с процессами рифтогенеза, когда происходит существенное растяжение коры и образование спрединговых зон, которые заполняются мантийным материалом. Такая природа предлагалась, например, для Баренцевских впадин, вытянутых вдоль рифтовой зоны, параллельной Ново-Земельскому поднятию. Но сейсмические исследования показали принципиально разную структуру земной коры этих впадин: чисто платформенную для Северо-Баренцевской впадины и «субокеаническую» для Южно-Баренцевской впадины. Обе они имеют округлую форму, не типичную для рифтовых структур.

Более обоснованной моделью формирования глубоких впадин платформенного типа является процесс «базификации» земной коры, то есть внедрение в кору из мантии основного материала и трансформация коры в результате различных процессов метаморфизма [Фролова, Бурикова, 1997]. В работе [Артюшков, 2010] основное значение в образовании впадин отводится эклогитизации нижней коры, которая существенно увеличивает плотность пород и тем самым вызывает их погружение. Эклогиты характеризуются высокими (мантийными) сейсмическими скоростями, то есть они хорошо объясняют подъем границы М под впадинами. Но этими процессами трудно объяснить полную переработку гранито-гнейсового слоя, отсутствующего под многими впадинами.

Такую переработку можно объяснить изменением механических свойств вещества (например, пластичности) при его погружении на большую глубину. По сейсмическим данным известно, что в земной коре континентов на глубине 10-20 км существуют слои с пониженными скоростями, характеризующиеся повышенной пористостью и флюидонасыщенностью [Николаевский, Шаров, 1985]. При деформации коры можно предположить выдавливание ослабленного материала этих слоев из-под впадин и соответствующее сокращение мощности верхнего слоя. Такая модель объясняет и формирование континентального типа коры впадин за счет сокращения мощности ослабленного слоя литосферы, существующего на глубине около 100 км [Павленковы, 2014].

Анализ структурных особенностей глубоких впадин, их формы и структурного положения дает основание считать, что процессы их формирования имеют много общего и различаются, в основном, только интенсивностью. Во всех случаях главным является поступление в кору с больших глубин дополнительного вещества и тепла, провоцирующего метаморфизм пород и фазовые переходы. Такие поступления возможны вдоль ослабленных зон литосферы и глубинных нарушений. Этим объясняется расположение глубоких впадин вдоль окраин платформ и крупных разломов. Поскольку формирование всех платформенных впадин происходило в течение длительного геологического времени, следует предположить и длительное существование соответствующих каналов поступления в кору энергоемкого глубинного вещества. Такие поступления может обеспечить флюидная адвекция, то есть адвекция вещества, насыщенного глубинными флюидами. Флюидная адвекция по долгоживущим глубинным каналам объясняет и многие структурные особенности описанных выше впадин, например, их округлую форму и выравнивание поверхности фундамента на большой глубине.

Флюидная адвекция играет большую роль и в процессе формирования нефтяных и газовых месторождений. Она не только является источником глубинной нефти, энергия флюидной адвекции необходима и для образования органической нефти. Это предположение подтверждается данными по водородной дегазации Земли. Очевидно, не случайно самый богатый Аравийско-Баренцевский нефтегазоносный регион расположен в области максимальной водородной дегазации [Сывороткин, 2002].

Литература

1. Артюшков Е.В. Механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Растяжение литосферы или эклогитизация? // Геология и геофизика, 2010, т.51, №12. С. 1675-1686.
2. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики. // Геотектоника, 1989, № 3. С. 3-14.
3. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. Ред. С.М. Зверев, И.П. Косминская. 1991, М., Наука. С. 118-135.
4. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли, 1985, №1. С. 16-28.
5. Морозова Е.А., Павленкова Н.И., Хербст Р. Сейсмическая модель земной коры юго-восточной части Баренцева моря и проблемы неоднозначности ее построения // Физика Земли. 1995, № 2. С.73-83.
6. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. Москва, ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2014. 192 с.
7. Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Павленкова Г.А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф). Физика Земли, 2009. №3. С. 56-63.
8. Сывороткин В.М. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М: ООО «Геоинформцентр». 2002. 250 с.
9. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М: Изд-во МГУ, 1997, 320 с.

НОВОЕ В СТАДИАЛЬНОМ АНАЛИЗЕ ДИНАМИКИ ПРОЦЕССОВ ЛИТИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ БАССЕЙНОВ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ И ОРОГЕНОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Япаскурт О.В., Карпова Е.В.

yapaskurt@mail.ru, karpoff_2002@mail.ru, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Логика развития литологии в нынешнем – генетическом, историко-геологическом и системном аспектах исследования осадочного процесса усиливает интерес к научному направлению: осадочные породообразования во взаимосвязи с тектоногенезом в литосфере. Генезис осадочной породы рассматривается в совокупном объеме всех пяти стадий ее бытия: 1 – мобилизации веществ, 2 – их переноса, 3 – накопления осадка, 4 – его диагенеза и 5 – многоэтапного катагенеза [5, с. 52-53]. Элемент генезиса – *литификация* (от греч. *lithos* – камень и лат. *facere* – делать), т.е. процесс превращения осадка в твердую породу, осуществляется в конце 4-й и на протяжении 5-й из перечисленных стадий – внутри осадочной оболочки, или *стратисферы*, которая вмещает множество осадочных породных бассейнов (ОПБ) вкуче с возникшими на месте некоторых бассейнов складчато-надвиговыми системами (СНС – *орогенами*). В каждом бассейне литификация осуществлялась по индивидуальному «сценарию», но общий «движитель» ее всюду был таков: в ходе формирования и изменения тектонической структуры породных ассоциаций, всякое породное тело многократно меняло геохимическую и термобарическую (Т-Р) среду своего пребывания, стремясь каждый раз к физико-химической равновесности и не достигая таковой в абсолюте (вплоть до режима регионального метаморфизма вне стратисферы). Историю таких вещественных изменений (их процессы нигде не доступны прямым наблюдениям) вскрывает стадийный анализ (СА), при котором вещественно-структурные следы, сохранившиеся от всех этапов литификации, опознаются посредством оптических, электронно-микроскопических и др. приемов лабораторного наблюдения, как показано в [3, 6]. Информация, полученная методом СА, свидетельствует о многих особенностях геодинамического эволюционирования литосферных блоков. Фундаментальные исследования в этой области, с корреляциями этапности литификации и геотектонических событий, осуществили [1, 3, 5] и др. Возникла насущная потребность в систематизации имеющихся результатов исследования, анализа причин своеобразия постседиментационного преобразования осадочных формаций из разнотипных палеобассейнов (континентальных и океанических) и конкретизации признаков геодинамических режимов, запечатленных в вышеупомянутых породных преобразованиях.

До начала нынешнего столетия стала хорошо известна разница между интенсивностями породных изменений в платформенных и геосинклинальных, т.е. тектонически подвижных областях континентов и своеобразность литификации океанских осадков, с объяснением причин таковой [3]. Затем были системно ранжированы процессы литификации и их признаки на минерально-компонентном, породном и надпородном уровнях организации вещества стратисферы [6]. Показаны две категории факторов влияния на эти процессы: 1 – вещественный состав и структурно-текстурные черты строения самого осадка (т.е. его фациально-генетические особенности) и 2 – ΔT , P литостатическое, P стресса в недрах и химизм газоводных флюидов собственной и чужеродной природы. Продуктивность этих и иных, неизвестных нам, факторов *sensu stricto* синтезируется фактором *sensu lato* – тектоническим режимом возникновения и преобразований ОПБ и СНС. Анализ прямых и опосредованных его влияний на литификацию терригенных отложений предпринимался нами в [7, 8]. Один из элементов его новизны состоит в ином, чем прежде, подходе к интерпретации природных зональностей постседиментационного минералогенеза в геологических разрезах осадочных тел и на площадях их залегания.

Теперь нами диагностируются в однотипных породах две генетически различные категории аутигенных минералов: A_1 – аутигенные собственные, возникшие из внутрипородных источников вещества и A_2 – чужеродные, привнесенные из соседних слоев или из иных формаций, или из иных геосфер. Их вещественно-морфологические признаки см. в [6]. Первая из вышеназванных категорий служит свидетелем «пассивной» роли водной фазы как растворителя и среды осуществления химических процессов минералогенеза. Вторая – A_2 свидетельствует о флюидах-транспортерах вещества извне (см. в [2, 6]). Безусловно, теория требует математической точности: необходим расчет баланса и рециклинга вещества (минерального и ОВ) самой формации и оценка вероятности его поставки из нижележащих осадочных формаций или из более глубоких геосфер. Последняя, самая актуальная проблема, активно разрабатывается сейчас геологами-нефтяниками школы А.Э. Конторовича применительно к углеводородному сырью; расчеты рециклинга кремнезема, сульфатов, карбонатов Ca, Mg, Fe, Mg и других компонентов – дело будущего. Нанесенные на геологические разрезы и профили контуры зон сменяемости минеральных ассоциаций A_1 , их соотношения с участками наличия A_2 , а также их соотношения со стратиграфическими границами и тектоническими линеаментами имеют разный облик в ОПБ из разных геоструктурных областей. Мы предприняли попытку их типизировать в форме описательных и графических моделей нижеследующих категорий: I – внутриплатформенные типы: I.1 – рифтогенный, I.2 – синеклизный, I.3 – синеклизно-инверсионный, I.4 – антеклизный; II – окраинно-платформенные: II.1 – рифтогенный, II.2 – синеклизный, II.3 – приорогенный; III – орогенные: III.1 – рифтогенный-предварительный, III.2 – депрессионный, III.3 – инверсионно-дислокационный; IV – посторогенные: IV.1 – межгорных впадин (или тафрогенный), IV.2 – предгорных впадин.

Это представляется очередным этапом разработки более полной типизации продуктов внутристратисферного породообразования на геодинамической основе. Такая типизация будет способствовать углубленному пониманию механизмов эволюции осадочного процесса как функции взаимобмена стратисферы веществом и энергией с иными нижележащими геосферами.

Литература

1. Каледа Г.А. Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука. 1985. 192 с.
2. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Нефтегазоперспективный рифтогенно-осадочный комплекс как отражение гидротермальных процессов в породах фундамента и чехла // Геология нефти и газа. 2011. №3. С. 15-24.
3. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектоническими обстановками на континентах и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15-20.
4. Крашенинников Г.Ф. Выделение и типизация обстановок осадконакопления и породообразования /Отв. ред. Ю.П. Казанский/. М.: Наука. 1984. С. 51-60.
5. Симанович И.М., Япаскурт О.В. Геотектонические типы постседиментационных осадочных процессов // Вестн. Моск. ун-та. Сер 4. Геология. 2002. № 4. С. 3-17.
6. Япаскурт О.В. Литология. Разделы теории. В двух частях (учеб. пособие). М.: МАКС Пресс. 2013. Ч. I, 216 с; Ч. II, 188 с.
7. Япаскурт О.В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В. и др. Эволюция процессов литогенеза в рифтогенных и пострифтовых бассейнах платформ и смежных с ними структур // Рифты литосферы. Мат-лы Международн. Науч. Конф. (VIII чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2002. С. 282-285.
8. Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника // Литосфера. 2003. № 1. С. 39-53.

СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ЛИТОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ. СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

¹Леоненко Г.Н., ²Леоненко Е.В.

¹egorleo85@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия; ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Важным достижением нефтегазовой геологии конца XX – начала XXI в.в., наряду с учением о стадийности нефтегазообразования в осадочных бассейнах (ОБ), является развитие флюидодинамической направленности нефтегазовой геологии; концепции многократного изменения коллекторов; признание определяющей роли в формировании месторождений нефти и газа процессов погружения, прогрева и режима флюидов (1).

Углеводородными литофлюидодинамическими системами осадочных бассейнов являются толщи коллекторов, содержащие нефть и газ и отдающие их при эксплуатации. Их строение и свойства зависят от скорости осадконакопления и погружения, изменения пластовых температур и давлений. Важным условием нефтегазоносности систем является формирование при осадконакоплении четырех групп седиментационно-динамических комплексов, отражающих этапы эволюции бассейнов.

Переменная динамика седиментации осадков, накопление на ранних этапах потенциально нефтегазопроизводящих комплексов с органическим веществом по соседству с коллекторскими горизонтами, а на последнем – осадков, служащих надежными флюидоупорами, отражает условия нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. Формирование на ранних этапах отложений с высокой скоростью осадконакопления обеспечивает преимущественную их газоносность, на средних – нефтеносность. Возрастанию скорости осадконакопления на средних этапах сопутствует замедление процессов преобразования, охват этими процессами большего объема осадков и образование крупных месторождений нефти и газа. Понижение скорости осадконакопления к концу развития бассейна способствует (при низкой динамике седиментации) усилению автономности и формированию крупных залежей нефти и газа.

В целом, изменение свойств коллекторских толщ в бассейнах имеет автоколебательный характер, что является закономерным отражением неодновременного проявления разномасштабных неравномерно протекающих процессов при седиментации, деструкции пород, миграции флюидов, возрождении вод, нефтегазогенерации, преобразованиях минеральных ассоциаций в катагенезе и при термодинамических явлениях. Процессы протекают в литогенезе, наблюдаются в реальном времени, возникают ныне при бурении, перфорации скважин и при разработке залежей нефти и газа.

В результате комплексного анализа свойств коллекторов, типов распределения минералов и флюидов, темпов изменения пластовых температур и давлений и процессов, связанных с миграцией флюидов (интрагенетический – открытый и автогенетический – закрытый режимы) в углеводородных флюидодинамических системах выделяются зоны разуплотнения – относительно повышения пористости коллекторов и уплотнения, ее понижения, которые объединяются в 3-4 глубинные зоны. Рассмотренная типизация представляет эволюционно-динамическую модель коллектора в ОБ и подтверждает флюидодинамическую (термобарическую) расслоенность верхних горизонтов литосферы.

В Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне верхняя глубинная зона характеризуется первично-поровыми коллекторами с высокими свойствами, протяженными участками разуплотнения, близкими величинами пластовых и гидростатических давлений. В нижней (четвертой) зоне на глубине более 2.75 км сосредоточены вторично-порово-трещинные коллекторы, наблюдается увеличение темпа снижения температуры вверх и стабилизация его вниз по разрезу. Пластовые давления превышают гидростатические, причем с глубиной темп их роста снижается. Зоны разуплотнения – субгоризонтальные и субвертикальные. Интенсивное нефтегазообразование наблюдается во второй зоне интервале 2.0-2.45 км,

максимум газогенерации, изменяющий свойства коллекторов, отмечается в четвертой зоне на глубине 3.0 км и более.

Резкое снижение свойств коллекторов с глубиной (коэффициент пористости менее 5%) фиксирует наличие флюидодинамической границы близ днища бассейна и свидетельствует об автономности коллекторских систем по отношению к толщам, залегающим в фундаменте нефтегазоносных бассейнов.

Одновозрастные толщи в автогенетических (закрытых) системах по времени одноплановых постседиментационных преобразований монтмориллонита, дебитумизированного ОВ, битумов (и связанных с ними процессов нефтегазогенерации и образования вторичной неоднородности коллекторов) являются более молодыми по сравнению с интрагенетическими (открытыми).

Флюидодинамические коллекторские системы являются саморазвивающимися. Сочетание авто- и интрагенетических режимов обеспечивает нефтегазогенерацию, периодическую пульсирующую эмиграцию и формирование сингенетических зон коллекторов с залежами нефти и газа, обладающими АВПД и ИПД, по соседству с зонами генерации. Важную роль в этом процессе играет образование зон разуплотнения.

Коллекторские толщи представляют сложные нелинейные системы, которые характеризуются наличием путей перемещения флюидов не только по латерали (по пластам-коллекторам и зонам разуплотнения), но и от днища бассейна к земной поверхности. О существовании путей перемещения нефти и газа от днища бассейна к поверхности Земли свидетельствует анализ изменений свойств коллекторов над зонами долгоживущих разломов, выраженных в рельефе фундамента. Анализ показал, что перегибы фундамента сопровождаются увеличением открытой пористости пород в среднем на 3-8%. На участках, приуроченных к перегибам фундамента, распространены зоны сочленения разнофациальных комплексов и максимальной тектонической трещиноватости. Образованию зон сопутствует различное уплотнение комплексов. Поскольку прогибы мигрируют, происходит смещение и трещинных зон. В результате формируются наклонные трещинные системы с каналами перемещения флюидов, способствующими формированию скоплений углеводородов.

Таким образом, углеводородные литофлюидодинамические системы осадочных бассейнов являются автономными, сложными, нелинейными, неравновесными и саморазвивающимися. Автоколебательный характер снижения энергетического потенциала к завершению эволюции седиментации (к поверхности Земли) и понижение и локализация флюидодинамической активности систем под воздействием погружения и прогрева (к днищу бассейна) отражается в первичной и вторичной неоднородности толщ и фиксирует ограничения скоплений нефти и газа, распределение пластовых температур и давлений, пути перемещения флюидов и изменения элементов системы, которые происходят как в геологическом, так и в реальном времени.

Наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности являются участки, прилегающие к зонам контрастных изменений динамических факторов.

Литература

1. Леоненко Г.Н., Леоненко Е.В. Основы вещественно-энергетических представлений об изменении литологии нефтегазоносных толщ в истории осадочных бассейнов. Материалы VII Всероссийского литологического совещания, ИНГГ СО РАН, Новосибирск, том 2, с. 168-170, 2013.

О НЕКОТОРЫХ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ЗАПАДНО–ЛЕНИНОГОРСКОЙ ПЛОЩАДИ РОМАШКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Абрамов В.Ю., Власов П.Н.

pvlasov1990@mail.ru, Российский университет дружбы народов, Москва, Россия

Ромашкинское нефтяное месторождение не раз становилось объектом исследования многих авторов. Множество работ посвящено данному объекту, и несмотря на все открытия Ромашкинское нефтяное месторождение продолжает удивлять исследователей.

В данной работе приведена краткая литолого – стратиграфическая и геолого – промысловая характеристика продуктивных горизонтов одного участка разработки, а именно Западно – Лениногорской площади Ромашкинского нефтяного месторождения. Рассмотрены схемы корреляции, которые дают представление о литологии и насыщении продуктивных пластов данной площади. Приведены данные геолого-физических характеристик разрабатываемого объекта.

В настоящее время данное месторождение находится на поздней стадии разработки и характеризуется высокой степенью обводненности добываемой продукции. В тоже время на территории Ромашкинского месторождения находятся большие запасы битумной нефти, которые являются перспективным объектом для разработки, в том случае если будет разработан экономически рентабельный способ их добычи.

В связи с чем изучение литолого-стратиграфических, геолого-промысловых, геолого-физических и других свойств продуктивных горизонтов Ромашкинского месторождения приобретает особое значение.

Литература

1. Муслимов Р.Х. Влияние особенностей геологического строения на эффективность разработки Ромашкинского месторождения. – Казань: изд. Казанского университета, 2007.
2. Акишев И.М. К вопросу о нефтях и природных битумах пермских отложений Татарской АССР // Тр./ТатНИПИнефть. Вып.60. – Бугульма, 1987. – С.74-77.
3. Акишев И.М., Волков Ю.В., Гилязова Ф.С. Запасы и ресурсы природных битумов Татарской АССР // Комплексное освоение природных битумов и высоковязких нефтей (извлечение и переработка): Тр. Всесоюзн. конф. Казань: ТГЖИ, 1992. – С.21-26.
4. Анализ эффективности циклической закачки сшитых полимерных систем на участке Бурейкинского месторождения / Ш.К.Гаффаров, Р.Х.Мусабилов, В.Н.Абрамов и др. // Нефт. хоз-во. №7. – 2004. – С.20-22.
5. Аширов К. Б. Геологические условия образования твердых битумов // Тр. Гипростокнефть. -Вып.5. М.: Гостехиздат, 2007. – С.26-40.
6. Аширов К.Б. Повышение ресурсов нефти в карбонатных коллекторах // Нефтегазовая геология и геофизика. №2.- 1981.-С.20-24.
7. Базив В.Ф. О развитии технологий разработки трудноизвлекаемых запасов нефти // Нефт. хоз-во. №6. – 2000. – С.41-42.
8. Байбаков Н.К., Гарушев А.Р. Тепловые методы разработки нефтяных месторождений. М.: Недра, 2008 . – 343 с.
9. Воронин В.П., Степанов В.П., Гольштейн Б.Л. Геофизическое изучение кристаллического фундамента Татарии. Казань: Изд-во Казан, ун-та, 2002. – 206 с.
10. Вахитов Г.Г., Морозов В.Д., Сафиуллин Р.Х. Проблемы скважинной разработки месторождений высоковязких нефтей и природных битумов за рубежом: Обзор, информ. Сер. Нефтепромысловое дело М.: ВНИИОЭНГ, 1986. – 49 с.
11. Викторин В.Д. Влияние особенностей карбонатных коллекторов на эффективность разработки нефтяных залежей. М.: Недра, 2008. – 150 с.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Имранов Э.Т.о

Руководитель профессор **Полудеткина Е.Н.**

nurise@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Грязевой вулкан – геологическое образование, представляющее собой отверстие или углубление на поверхности земли (сальза) либо конусообразное возвышение с кратером (грязевая сопка), макалуба, из которого постоянно или периодически на поверхность Земли извергаются грязевые массы и газы, часто сопровождаемые водой и нефтью.

Грязевой вулканизм-весьма важное направление исследования геологической науки, а грязевые вулканы-уникальное природное явление – носители огромной познавательной информации о недрах. Изучение грязевых вулканов позволяет нам разобраться во многих теоритических и практических вопросах геологии, геохимии и геофизики, изучить строение глубоких горизонтов, происходящие геохимические процессы, что необходимо для решения практических задач оценки нефтегазоносности больших глубин.

Южно-Каспийская впадина и, в том числе, её морская часть является классической областью распространения грязевых вулканов. По числу, масштабам грязевулканических проявлений, объёму сопочной брекчии и выделяющегося в атмосферу горючего газа этот своеобразный музей природы не имеет себе равных в мире. Грязевулканическая область Южно-Каспийской впадины располагается на территории восточного Азербайджана и западного Туркменистана. Большую её часть занимает акватория южной ванны Каспийского моря. Морские грязевые вулканы сравнительно хорошо изучены до глубин моря 50-100 м. Грязевые вулканы остальной особенно, глубоководной – части практически не исследованы.

Во время извержений и в периоды между извержениями на островах и дне моря выделяются твёрдые, жидкие и газообразные продукты деятельности грязевых вулканов. Таким образом, грязевые вулканы выполняют роль естественных скважин, несущих информацию о породах и флюидах земных недр.

В данной работе мы рассматривали грязевые вулканы Азербайджана, так как территория Азербайджана является уникальным и классическим регионом развития грязевого вулканизма. Из известных нашей планете свыше 800 грязевых вулканов, около 400 находится в пределах Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна из них более 300 – на суше Восточного Азербайджана и прилегающей акватории Каспия. Поэтому, не случайно Азербайджан называют родиной грязевых вулканов.

Приуроченность грязевых вулканов к нефтегазоносным областям известна уже более ста лет. Геологи-нефтяники рассматривают грязевой вулканизм в качестве одного из важнейших критериев перспективности того или иного региона на нефть и газ. Такая связь вполне закономерна: преобразование органического вещества на глубине одновременно продуцирует скопления углеводородов и порождает грязевые вулканы.

Детальное изучение продуктов деятельности грязевых вулканов в других регионах позволило также установить генетическую связь между ними и нефтегазоносностью недр. При этом одни исследователи приписывают грязевым вулканам созидательную, а другие, наоборот, разрушительную роль в процессах формирования залежей нефти и газа.

Также давно известно, что зоны развития грязевого вулканизма характеризуются не только проявлениями нефти и газа, но и их месторождениями. Вместе с тем очевидным является и такой факт, как приуроченность наиболее крупных и активно действующих вулканов к складкам, сложенным глинистыми толщами нижних горизонтов молассовых разрезов.

Литература

1. Алиев АД. А, Геология и полезные ископаемые мирового океана. Выпуск № 3 / 2006

ВОПРОСЫ ПРОГНОЗА УСЛОВИЙ БУРЕНИЯ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТИ И ГАЗА НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ В КУЛЯБСКОЙ СИНКЛИНАЛЬНОЙ НЕФТЕГАЗОВОДОНОСНОЙ ЗОНЕ

Зияев Дж.Ш., Сафаралиев Н.С.

chokadambulak@mail.ru, Таджикский национальный университет, Таджикистан, г. Душанбе

Актуальной проблемой в настоящее время является изучение нефтегазоводности больших глубин земных недр (свыше 4000м). На территории Кулябской зоны выявлено более 40 локальных структур, многие из которых отличаются крупными размерами и характеризуются по данным геологии, геофизики и структурного бурения хорошей закрытостью потенциально продуктивных горизонтов.

По результатам изучения нефтегазоносности открыты в настоящее время нефтегазовые месторождения Бештентяк, Сульдузи, Ходжасартез на палеогеновых отложениях.

На всей территории Кулябской синклинали нефтегазоводности зоны наблюдается частое чередование крупных линейных антиклиналей и узких глубоких синклиналией субмеридионального простирания.

В плане большинство антиклиналей имеют форму слегка изогнутых пологих дуг, обращенных выпуклостью к западу. Линейные антиклинали, имеющие в поперечном сечении коробчатую, реже гребневидную форму, часто осложнены разрывными нарушениями, среды которых преобладают взбросо-надвиги, а в юго-западной части зоны – соляно-гипсовых диапир.

Вопросы распределения давлений в районах Таджикской депрессии, преимущественно аномально-высоких пластовых давлений (АВПД), ранее были рассмотрены в работах [1, 2].

Нами по прогнозу бурения глубоких скважин на осложненных структурах изучено применявших бурового промывочного раствора в процессе бурения скважин [1] (таб. 1).

На основе распределения пластовых давлений выделены 4 категории проводки скважин на месторождении Бештентяк:

- условия, осложненные поглощениями $R_{пл}/R_{уг} < 0,9$;
- условия, нормальные $R_{пл}/R_{уг} < 0,9$ до 1,4;
- условия, осложненные водопроявлениями и выбросами $R_{пл}/R_{уг}$ от 1,4 до 2;
- условия, осложненные возможностью очень сильных водопроявлений и вопросов $R_{пл}/R_{уг} > 2$.

Таблица 1

**Величина пластовых давлений площадей
Кулябской синклинали нефтегазоводной зоны**

Площадь	№ Скважин	Глубина, м.	$R_{пл}/атм.$	$R_{пл}/R_{уг}$	Нефтегазоводный комплекс
Бештентяк	1	1075,0	201,33	1,87	Эоценовый
Бештентяк	3	1932,0	266,0	1,37	Верхний палеоцен
Бештентяк	4	2730,0	571,6	2,09	Палеоцен верхний сенон
Бештентяк	5	2679,0	545,0	2,015	-//-
Юж. Пушион	1	1075,0	201,33	1,87	-//-
Танопчи	2	1788,0	-//-	1,42	-//-
Танопчи	3	3262,0	427	1,75	Нижний меловой
Гульдара	1	550,0	81,8	1,5	Палеоцен верхний сенон
Кызылсу	2	1142,0	162,2	1,42	-//-
Кызылсу	10	2695,0	488,0	1,5	Сенон-сеноманский
Кызылсу	11	3209,0	500,0	1,55	-//-
Алимтой	2	1114,0	427,0	1,8	Нижний меловой

Изучения промывочной жидкости применявшие, в процессе бурения на площади Бештентяк дало нам установить 8 блоков, и каждый блок характеризуется своими условиями проходки (таб. 2). Ранее по геолого-геофизическим материалам выделялась 4 блока.

Таблица 2

**Параметры пластовых давлений и буровых растворов
месторождения Бештентяк**

№ блоков	№ скважин	Возраст отложений	Плотность глинистого раствора г/см ³	Интервал замера, м	Рпл, ат.
1	13,10	Риштан, туркестан, алай, бухара	1,6-1,7 1,38-1,45	Глубина 1960	267,9-272
2	5	Туркестан, алай, сузак, бухара	1,73-1,77 2,1-2,18	2624-2784	555
3	6	Туркестан, алай, сузак, бухара, акжар	1,76-1,82 1,65	1964-1984	247
4	3,4,7	Алай, сузак, бухара (верхняя часть), акжарбухара	1,70-1,82 1,46-1,50	2368-2369	408,5
5	22	Алай, сузак, бухара, акжар	1,63-1,70	-	-
6	16	Туркестан, алайсузак, бухара, акжар	1,73-1,80 1,50-1,55	1700-1765, 1969-1925	267 280
7	9	Туркестан, алайсузак, бухара, акжар	1,85 1,68-1,65	1651-1658, 1782-1792	241,6 243,5
8	15,8	Туркестан, алайсузак, бухара, акжар	1,62-1,64 1,30-1,40	2152-2100, 2257-2350	305

На основе проведенных гидрогеологических исследований закономерностей распределения давлений можно прогнозировать условия бурения скважин на больших глубинах в пределах Кулябской синклинали нефтегазовоносной зоны:

1. В эоценовом нефтегазоносном комплексе в южной части Кулябской зоны Рпл/Руг-0,9-1,4; условия проводки скважин нормальные;

2. В палеоцен-верхнесенонском комплексе условия осложнены водопроявлениями и выбросы ожидаются в северо-западной части Кулябской зоны Рпл/Руг-1,4-2,0;

3. В нижнесенон-сеноманском комплексе Рпл/Руг-1,4-2,0 проводки скважин предполагается осложненными водопроявлениями и выбросами;

4. В нижнемеловом комплексе ожидаются условия, осложненные водопроявлениями и выбросами Рпл/Руг-1,4-2,0;

5. В верхнеюрском комплексе условия бурения ожидаются осложненные водопроявлениями и выбросами, особенно в подсолевых комплексах.

В дальнейшем с целью полноценной оценки прогноза проходки скважин необходимо изучение палеогидрогеологических условий района на гидрохимических картах по глинистому раствору.

Литература

1. Зияев Дж. Прогноз условия проводки глубоких скважин на месторождении Бештентяк/Дж. Зияев// Тезисы докладов республиканской конференции молодых ученых и специалистов Таджикской ССР. □ Душанбе: Изд-во Душанбе, 1976. С. 12-13

2. Кузмин Е.И. Актуальные вопросы поисков нефти и газа на больших глубинах/ Е.И.Кузмин, С.Т. Овнатанов, С.Б.Вагин, Ж.Ш. Зияев, А.А. Карцев, Р.Ю. Мендиянов, К.И. Уварова, И.В. Яворчук // Серия Нефтегазовая геология и геофизика. □ М.: ВНИИОЭНГ, 1976, С. 36-45.

О ПРИРОДЕ АНАМАЛЬНО-ВЫСОКОГО ПЛАСТОВОГО ДАВЛЕНИЯ (АВПД) В НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Ишанов М.Х., Саидов С.С., Ниязов О.Х.

Таджикский национальный университет (ТНУ), г. Душанбе, Республика Таджикистан

С помощью глубокого бурения во всем мире, в последние годы открыты огромные запасы углеводородов, приуроченных к местоскоплениям (залежам) со сверхвысокими пластовыми давлениями и температурами. Многие зоны нефтегазонакопления с развитым АВПД приурочены к интенсивным регионам с развитым современным тектогенезом и открыты в Туркмении, Узбекистане, Азербайджане, приуроченные к глубоким горизонтам и обладают сверхвысоким пластовым давлением. Установлено, что общие запасы местоскопления углеводородов со сверхвысокими пластовыми давлениями составляют не менее трети мировых запасов [1]. Во многих случаях эти месторождения относятся к гигантским и крупным местоскоплениям. Пластовая температура в глубоких недрах местоскопления с АВПД иногда достигают 219-230⁰ С. Нефтегазовые местоскопления с сверхвысокими давлениями встречаются среди четвертичных, включая до кембрийских отложений. Глинистые толщи-покрышки наиболее распространены на местоскоплениях с АВПД, в то же время галогенные покрышки встречаются гораздо реже. По мнению ряда исследователей [2], на глубинах 5-7 км во впадинах и прогибах АВПД становится господствующим и может достигать до 1200-1300 атм., при пластовом температуре от 200 до 275⁰ С.

Исследователи, которые занимаются вопросами АВПД, связывают АВПД в нефтегазовых местоскоплениях с вертикальной миграцией углеводородов из больших глубин либо по разлому, либо по межформационной миграции из зоны больших давлений в зону меньшей давлении [3]. Следует отметить, что природа пластового давления на больших глубинах исключительно связано с закрытостью недр. Установлено, что на многих месторождения Юго-Восточной Туркмении миграция углеводородов из юрских отложений в меловые происходит по разломам, и если между юрскими и меловыми структурами отсутствуют разломы, то меловые резервуары пусты. Так как Мургабская впадина по истории геологического развития до неоген-четвертичного периода была почти идентично Таджикской депрессии, то можно полагать, что те закономерности размещения местоскопления нефти и газа, которые наблюдаются в Мургабской впадине, будут иметь место и в Таджикской депрессии [4, 5].

Так АВПД могут быть встречены в сеноманских отложениях, коллекторами здесь являются известняки и песчаники мощностью более 200 м, а экраном-покрышкой темно-зеленные, серые, мергелистые глины мощностью более 300 м. Эти отложения туронского яруса, к которому приурочены зона АВПД.

В нижнемеловых отложениях АВПД может быть также приурочено к зонам где, красноцветные глины альбских отложений являются экранами-покрышками для XII^a, XII, XI^a горизонтов. Мощность этих горизонтов, установленные на месторождении Андыген небольшие и варьируют от 8 до 16-20 м.

В баррем-аптских отложениях газовая залежь приурочено к XIII-горизонту. Коллекторами здесь могут служить среднезернистые песчаники с прослоями красноцветных глин мощностью до 10-12 м. Экраном-покрышкой может служить эти же прослои темно-серых глин приуроченных к кровле аптских отложений. АВПД также может быть приурочено также к этому экрану.

В валанжин-готеривских отложениях также может быть встречена зона АВПД. На месторождении Андыген к этим отложениям был приурочен XIV и XV газоносные и газоконденсатные скопления газа. Пластом коллекторам здесь служат средне и мелкозернистые песчаники мощностью до 109 м. А экраном служат прослои темно-серых глин мощностью до 15-30 м. Зона АВПД может быть приурочено к этим толщам глинистых пород. Следует отметить, что это информация относится к меловым отложениям Душанбинского прогиба,

где многочисленными скважинами вскрыты мел-палеогеновые и юрские отложения. Здесь в разрезе между мелом и юрой не встречены верхнеюрские «гаурдакские» соли, и по этому по нашему мнению наблюдается как межформационное, так и по разлому миграции углеводородов из юрских отложений в меловые. Подобное миграция углеводородов из юрских отложений в меловые наблюдается и в Амударьинской впадине.

Так в Вахшской зоне АВПД наблюдалось при проходке скважин на площадях Кичик-Бель, Кичик-Донгуз, Кара-Дум и др. На основании фактических данных породу скважин по площади Кичик-Бель был построен график изменения пластовых давлений с глубиной. Построенный график показало, что изменение АВПД с глубиной не является прямой линейной зависимостью [6]. В тоже время изменение графика давление по другим площадям где проводилось бурения (напр. Кызыл-Тумшук, Кара-Дум, Кичик-Донгуз и др.), связана с разрывными нарушениями, которые разделяют эти структуры на отдельные блоки, и являются путями перетока флюидов из нижележащих отложений. В Вахшской зоне как и в других синклиналиных зонах Таджикской депрессии основной покрывающей сдерживающее распределение АВПД по верхнему мелу являются не проницаемые глины сенона-турона и сеномана. Однако, выше этих покрывок залегают менее плотные известняки, песчаники и глины, которые делают эти отложения проницаемыми и они не способна задерживать высокие давления.

В тоже время в антиклинальных зонах как, например, Кафирниганская, Обигармская наличие мощной толщи «гаурдакской» соли верхней юры не позволяло миграции углеводородов из юрских отложении в меловые, и по этой причине здесь не наблюдается развитие АВПД [7].

Литература:

1. Аникаев К.А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Издательства «Недра» Ленинградское отделение Ленинград 1971г. 13-32с.
2. Тхостов Б.А. Начальные пластовые давления и гидродинамические системы. Москва, «Недра» 1966г. 10-25с.
3. Акрамходжаев А.М. Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Изд. АН. Уз. ССР Ташкент, 1960г.
4. Ишанов М.Х., и др. Причины препятствующие открытию крупных нефтегазовых месторождений в юго-западном Таджикистане. В материалах республиканской конференции «Геология и геоэкологические проблемы использования горючих полезных ископаемых Таджикистана». Душанбе, 2011г, 27-32с.
5. Ишанов М.Х. Некоторые вопросы нефтегазоносности и регионально-нефтегазоносные комплексы юрских и меловых отложений Мургабской, Амударьинской и Таджикской впадины и их краткая характеристика. «Проблемы нефтяной и инженерной геологии Таджикской впадины» (Сб. трудов кафедры геологии нефти и газа). Душанбе, 1971. 64-71с.
6. Вахитов М.А., Орехов С.Л. К вопросу о природе образование АВПД в Вахшской зоне. В сб. «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», вып. III. Душанбе, Издательство «Дониш» 1971г. 238с.
7. Лебзин Е.В., Ишанов М.Х., Бузуруков Д.Д., Шукуров А.Т. «Перспективы нефтегазоносности Советской части Афгано-Таджикской впадины и дальнейшее развитие поисково-разведочных работ на нефть и газ». Проблема нефтяной и инженерной геологии Таджикской впадины (Сб. трудов кафедры геологии нефти и газа). Душанбе, 1971. 3-10с.

ПРИМЕНЕНИЕ ФАЗОВОГО АНАЛИЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ПРИ КАРТИРОВАНИИ ГАЗОНОСНЫХ СЛОЁВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАНДЫМ И КУВАЧИ

Косса К.А.

b-byilly@yandex.ru, Российский Университет Дружбы Народов, Москва, Россия

Участок в административном отношении входит в состав Каракульского района Бухарской области Узбекской ССР и расположен в юго-западной части пустыни Кызылкум, на правом берегу реки Амударья.

По палеозойскому фундаменту в пределах площади исследований выделено две системы нарушений. Одна система – доюрского времени заложения – имеет северо-западную ориентировку, контролирует палеозойский выступ фундамента и имеет, в основном, сбросовую кинематику. Вторая система северо-восточной ориентировки, древнего заложения с реактивацией в альпийскую фазу складчатости и, вероятнее всего, сдвиговой кинематики

По целевому интервалу также заактивированы две системы нарушений северо-западного и юго-восточного простирания

В пределах площади исследований уточнена морфология палеозойского выступа фундамента, занимающего большую часть Чарджоуского вала

В пределах средне- и верхнеюрского интервала выделены 3 сиквенса (по аналогии с Хаузак-Шады). Основаниями этих сиквенсов служат региональные поверхности несогласий: SB3 – приурочена к кровле XV-1a пласта верхней юры; SB2 – картируется выше кровли XV-3 пласта верхней юры, SB1- граница раздела прибрежно-морских и континентальных отложений средней юры

Выполнена интерпретация ГИС для получения непрерывных кривых петрофизических свойств (пористость, насыщенность), выданы флаги литологии, которые использовались при построении сейсмогеологической модели

Выполнена геологическая корреляция по всем месторождениям лицензионного участка – Кандым, Аккум, Парсанкуль, Ходжи, Западный Ходжи, Алат, Кувачи.

Литература

1. Акрамходжаев А.М. и др. Стратиграфическая и фаціальная схемы верхнеюрской карбонатной формации Западного Узбекистана. – Ташкент, ИГИРНИГМ, 1981.
2. Воскресенский Ю.Н. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов. Москва, 2001г.
3. Гаврильчева Л.Г., Пашаев М.С (ТУРКМЕННИГРИ). Строение верхнеюрских отложений и прослеживаемость отражающих сейсмических горизонтов в Амударьинской синеклизе. Геология нефти и газа №11, 1993.
4. Дикенштейн Г. Х., Максимов С.П. и др. Тектоника нефтегазоносных провинций и областей СССР. Справочник, М. : «Недра», 1977.
5. Журнальные статьи, посвященные геологии Амударьинского бассейна.
6. Нефтяные и газовые месторождения СССР. Москва, «Недра», книга вторая, 1987.
7. Реддинг Х. Обстановки осадконакопления и фации.- М.: «Мир», 1990.
8. Табасаранский З.А. Схематическая карта размещения крупных тектонических элементов Туранской плиты и нефтяных и газовых месторождений.
9. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (Год 2000). Из-во «Научный мир». Москва, 2001г.
10. Шлезингер А.Е. Региональная сеймостратиграфия. – М.: Научный мир, 1998. – 144 с.
11. Avseth P., Mukerji T., Mavko G. Quantitative seismic interpretation. London. CambridgeUniversityPress. 2003
12. Coe, A.L., D.W.Bosence, K.D.Church, S.S.Flint, J.A.Howell, end R.C.Wilson, 2005, The Sedimentary Record of Sea-Level Change: Cambridge, 287 p.

13. Emery D., and K.J.Myers, 1996, Sequence Stratigraphy: Oxford, 270 p.
14. Fred J.Hilterman. "Seismic Amplitude Interpretation". EAGE, 2001.
15. K. J. Marfurt (Editor). Carbonate Seismology (Geophysical Development Series, V. 6.).Society Of Exploration Geophysicists, 1997
16. Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. The rock physics handbook. London. Cambridge University Press. 1998.
17. Vern, R., and Hilterman, F., 1995, Lithology color-coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties: The Leading Edge, 847-853
18. Van Wagoner J.C., R.M.Mitchum et al, 1988
19. Walden, A. T., 1991, Making AVO Sections more robust, Geophysical Prospecting 39, 915-942.

ФАЦИАЛЬНАЯ ДИАГНОСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАСТОВ БГ²⁴⁻²⁵ В РАЗРЕЗЕ ГЫДАНСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ №130 С ПРИМЕНЕНИЕМ ИХНОТЕКСТУРНОГО АНАЛИЗА

Маркова Е.Б.

netkaaa@inbox.ru, ОАО «Научно-производственный Центр по сверхглубокому бурению и комплексному изучению недр Земли», г. Ярославль, Россия

Нефтегазоносность пород осадочных бассейнов определяется составом и строением слагающих отложений, следовательно, обстановками осадконакопления. Установление последних является ключевым элементом литолого-фациального анализа (ЛФА) – одного из ведущих методов изучения осадочных пород. Объект исследования литолого-фациального анализа – керн, это основной прямой источник и носитель информации о свойствах горных пород и условиях их образования. Предметом ЛФА является фация – обстановка осадконакопления, о вещественная в осадке или породе (Атлас..., 1956). Классическая методика ЛФА, разработанная для угленосных толщ, широко применяется до сих пор и на неугленосные отложения в том числе.

Проведение ЛФА бесспорно предусматривает наличие «качественного» кернового материала. От его состояния, диаметра, выноса зависит правильность и точность описания. На начальном этапе проводится выделение слоев, зависящее от различных факторов. Далее устанавливаются диагностические признаки, позволяющие определить генезис отложений (фацию).

Классический комплекс диагностических признаков для терригенных отложений включает в себя следующее: 1) гранулометрический состав; 2) сортированность материала (соотношение фракций); 3) текстура с подробным описанием слоистости, характеристика гидродинамики среды осадконакопления; 4) признаки биологической составляющей (органические остатки, количество, степень сохранности); 5) контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями.

Признаки, характеризующие литологические типы пород как геологические тела, удобно разделять на конститутивные (характеризующие данное тело как единое целое: вещественный состав, строение, текстура, морфология пласта, характер контактов) и индикативные (дополнительные: ориктоценозы, конкреции, аутигенные образования и др.) (Македонов, 1985). В перечне индикативных показателей выделение растительной органики замещается определением ихнофоссилий (др.-греч. *ikhnos* – след; лат. *fossilis* – ископаемый) и установлением ихнофаций. Являясь переменным параметром, следы жизнедеятельности не всегда отражаются в осадке. Но, когда в породе установлены ихнофоссилии, они несут массу информации об обстановках седиментации (изменения энергии окружающей среды, скорость осадконакопления, количество и тип поступающего материала, соленость воды и т.п.).

История изучения следов жизнедеятельности организмов в осадочных толщах берет свое начало в XIX веке. За рубежом А. Зейлахер в середине XX века указал причины изменчивости следов жизнедеятельности, предложил их классификации и ввел понятие ихнофации (Seilacher, 1953). В отечественной литературе с изучением ихнофоссилий связаны труды О.С. Вялова. Исследования активно ведутся и сегодня (Микулаш, Дронов, 2006; Ян, Вакуленко, 2011; Pemberton, 2012).

В рамках настоящей работы с использованием Атласа (Алексеев, 2014) проведен ЛФА десяти образцов керна, отобранных с глубин от 3003,10 до 3011,78 м (средняя часть пластов БГ²⁴⁻²⁵ ахской свиты, нижнего мела) Гыданской параметрической скважины №130, бурение которой ведется на территории одноименной газонефтеносной области севера Западной Сибири.

Изученный интервал, разделенный на две части – нижнюю (3008,00-3011,78 м) и верхнюю (3003,10-3008,00 м), представлен переслаиванием алевролита, тонкозернистого (в верхней части тонко-мелкозернистого) песчаника и алевроаргиллита. Сортировка материа-

ла от средней до хорошей; в некоторых образцах отмечается ухудшение сортировки за счет усиления гидродинамики среды, обеспечивающей образование ряби «вихревого» типа в нижней части интервала. Слоистость в верхней части разреза преобладает косо-волнистая, слабосрезная, полого-волнистая; в нижней – линзовидно-волнистая. Наблюдаются включения детрита и аттрита. Характерным индикативным признаком для данных отложений становится наличие ихнофоссилий.

Ихнотекстурный индекс нижней части разреза, отражающий степень переработанности осадка биоорганизмами – *ichnofabric index (ii)* – 1-2 (0-10%). Биотурбация осадка выражена следами рытья и сверления. Четко выделяются перпендикулярные слоистости и наклонно-направленные ходы пескожилов шириной до 4-8 мм и длиной до 35-40 мм; вертикальные, несколько изогнутые, норки шириной до 2 мм, длиной до 10 мм, стенки гладкие, неорнаментированные, входные отверстия простые. Осадок, их заполняющий, массивный, не несущий следов переработки и, по-видимому, пассивно привнесенный в норки, после того, как они были покинуты своими обитателями. Ихнофашия *Skolithos*. Комплекс отложений нижней части разреза образован в условиях приберегового бассейнового мелководья (БП).

Степень переработанности материала верхней части разреза – 1 (0-2%). Характерно наличие *Helminthisis*. Осадок одного из образцов активно переработан жизнедеятельностью биоорганизмов. На контактах слоев внутри фации наблюдаются следы пескожилов. Отмечены субвертикальные норы и сильно наклоненные шахты длиной до 3 см, образованные обитателями ихнофашии *Cruziana*. Комплекс пород верхней части изученного разреза сформирован преимущественно в условиях открытого подвижного бассейнового мелководья (БМ).

Нередко бывает, что первично-осадочные текстуры оказываются полностью уничтоженными в ходе переработки осадка живыми организмами (биотурбацией). Тогда ихнотекстуры и ихнофоссилии являются практически единственными носителями информации об обстановке, в которой происходило накопление осадков, и об ее обитателях. Также зачастую при сходстве литологического состава пород ихнотекстуры становятся одним из основных признаков, по которым выявляют различие между смежными литологическими подразделениями, особенно при работе с керновым материалом. В нашем случае этапы развития ихнокомплексов отражают этапы смены фаций и условий осадконакопления от приберегового бассейнового мелководья к открытому подвижному бассейновому мелководью.

Литература

1. Алексеев В. П. Атлас субаквальных фаций нижнемеловых отложений Западной Сибири (ХМАО-Югра). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 284 с.
2. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна // Л.Н. Ботвинкина, Ю.А. Жемчужников, П.П. Тимофеев, А.П. Феофилова, В.С. Яблоков. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 368 с.
3. Македонов А.В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. Л.: Недра, 1985. 243 с.
4. Микулаш Р., Дронов А. Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геологический институт Академии наук Чешской Республики, 2006. 122 с.
5. Ян П.А., Вакуленко Л.Г. Смена состава ихнофоссилий в келловей-оксфордских отложениях Западно-Сибирского бассейна как отражение цикличности седиментогенеза // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. №10. С. 1517-1537.
6. Pemberton S.G., MacEachern J.A., Dashtgard S.E., Bann K.L., Gingras M.K., Zonneveld J.-P. Shorefaces. In: Knaust D., Bromley R.G (Eds.), Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology, vol. 64. Elsevier, Amsterdam, 2012. P. 563-604.
7. Seilacher A. Studien zur Palichnologie. I. Uber die Methoden der Palichnologie. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Abhandlungen, 1953, 96, 421-452.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ УГЛЕВОДОРОДНОГО СКОПЛЕНИЯ НА СТАДИИ ПОДГОТОВКИ ОБЪЕКТОВ К ПОИСКОВОМУ БУРЕНИЮ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ДОНБАССКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА)

Андреев В.М., Ащепкова Е.А., Ефанова К.С.

dek_geo@sfnedu.ru, Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия

Согласно «Временному положению об этапах и стадиях геологоразведочных работ на нефть и газ», утвержденному приказом Министерства природных ресурсов Российской Федерации от 07.02.2001 г. № 126, моделирование ожидаемой залежи на второй стадии поисково-оценочного этапа предполагает определение морфологических параметров ловушки и пространственного положения границ залежи, прогнозирование фазового состояния углеводородов и подсчет перспективных ресурсов по категории С₃.

Методические приемы и способы прогнозирования нефтегазоносности недр следует рассматривать применительно к конкретному региону, характеризующемуся определенным геологическим строением и историей развития. В качестве такого региона выбран Северо-Донбасский нефтегазоносный район (НГР), тектонически приуроченный к южному склону Воронежской антеклизы (ЮСВА) и входящий в состав Днепровско-Припятской нефтегазоносной провинции.

В разрезе Северо-Донбасского НГР выделяются два регионально нефтегазоносных мегакомплекса: нижне-, среднекаменноугольный карбонатный и среднекаменноугольно-нижнепермский карбонатно-терригенный. Их промышленная продуктивность доказана открытием 14 месторождений, содержащих 78 нефтяных, газовых и газоконденсатных залежей. Кроме того, в отдельных структурных и поисковых скважинах установлены прямые признаки нефтегазоносности разреза, в том числе непромышленные притоки углеводородов.

Вполне очевидно, что размеры ожидаемой залежи определяются пространственным положением границы раздела «вода – углеводороды» (ВУР), которую на рассматриваемой стадии геологоразведочных работ целесообразно и достаточно аппроксимировать горизонтальной плоскостью.

Анализ морфологических параметров ловушек и залежей Северо-Донбасского НГР позволил установить наличие двумерной линейной связи между гипсометрическими отметками поверхности ВУР ($\Gamma_{ВУР}$) и сводовой части ловушки ($\Gamma_{л}$), описываемой уравнением регрессии

$$\Gamma_{ВУР} = 1,0092 \times \Gamma_{л} - 13.$$

Высокое (0,99) значение коэффициента парной корреляции этого уравнения, а также аналогичные связи, полученные нами ранее по месторождениям Западной Сибири, краевых мезозойских депрессий Сибирской платформы [1] и Терско-Каспийского краевого прогиба [2] дают основание рекомендовать этот методический прием геометризации ожидаемой залежи для других нефтегазоносных территорий различного геологического строения.

При этом отметим, что гипсометрия свода ловушки является одним из немногих параметров, сравнительно достоверно (при наличии надежной скоростной характеристики разреза) определяемых по материалам МОВ ОГТ, полученным в процессе детализации строения объекта поискового бурения.

В соответствии с осадочно-миграционной теорией формирования нефтяных и газовых месторождений, основными факторами, обуславливающими образование углеводородов (УВ) нефтяного ряда из органического вещества (ОВ), рассеянного в породах, и их последующего превращения в недрах, являются температура, давление и геологическое время.

Для учета совокупного влияния этих факторов на процессы преобразования ОВ пород и УВ в залежах нами использованы комплексные параметры – экспоненциальная геохроно-терма (ЭГХТ , ϵ_{τ}) и экспоненциальный хронобарический градиент (ЭХБГ , ϵ_{p}), теоретическое обоснование которых дано Резниковым А.Н. [3].

ЭГХТ и ЭХБГ рассчитываются по формулам:

$$\varepsilon_{\tau} = 10^{\tau_{\Sigma}/1000} \text{ и } \varepsilon_{\beta} = 10^{\tau_{\Sigma}/1000},$$

где τ_{Σ} – геохронотерма, представляющая собой произведение логарифма геологического времени (млн. лет) на пластовую температуру (°С); τ_{Σ} – хронобарический градиент, определяемый отношением пластового давления (МПа) к логарифму геологического времени (млн. лет); 1000 – коэффициент, учитывающий влияние псевдоэнергии активации процесса катагенеза.

Основой для определения количественных значений ЭГХТ и ЭХБГ послужили хронотермобарические диаграммы. Они были построены с использованием кривых погружения, характеризующих изменение во времени глубины залегания нефтегазоносных комплексов в пределах локальных (зональных) объектов.

Оценка максимальной температуры, воздействию которой подвергались осадочные породы нефтегазоносных комплексов, основана на изучении отражательной способности витринита из углистого детрита вмещающих пород, которая закономерно изменяется с глубиной их погружения. Количественные значения этого параметра определены по шкале соотношения температуры и отражательной способности витринита, приведенной в методическом руководстве РД-39-9-134-79 МНП СССР и ИГиРГИ.

Палеодавление на всех этапах геологического развития региона определялось глубиной погружения продуктивных (перспективных) комплексов, поскольку, согласно многочисленным исследованиям, в прошлом отсутствовали геологические факторы, которые могли бы обусловить возникновение в этих комплексах сверхгидростатического или аномально низкого пластового давления.

Рассчитанные значения ЭГХТ и ЭХБГ сопоставлены со схемой вертикальной фазогенетической зональности углеводородных скоплений в осадочном чехле земной коры, составленной путем статистической обработки фактического материала более чем по 1400 месторождениям земного шара [3, 4]. На этой схеме выделены шесть зон углеводородонакопления, характеризующиеся конкретными пределами изменения ЭГХТ и ЭХБГ: газовая верхняя, нефтяная, нефтегазоконденсатная, газоконденсатная, конденсатно-газовая и газовая нижняя.

Результаты сопоставления дают основание считать, что, в частности, в западной части Принадвиговой зоны ЮСВА в карбонатных отложениях прикамского горизонта следует ожидать открытия нефтяных залежей, а в разрезе Межнадвиговой зоны эти же осадочные образования будут содержать преимущественно газоконденсатные залежи.

Отметим также, что на формирование современного облика локальных скоплений могут оказывать влияние углеводородные газы, мигрировавшие с территории Донецкого складчатого сооружения, в разрезе которого материнские отложения длительное время находятся в газовой нижней зоне.

Литература

1. К вопросу прогнозирования положения внк и коэффициента заполнения ловушки по мезозойским залежам нефти на территории ЧИАССР/ Ю.А. Стерленко, В.А. Андреев // Нефть и газ – 1984 – №5 – с 61, 94.
2. Некоторые вопросы построения залежи по перспективным поднятиям ленно-велюйской газонефтеносной субпровинции / Ю.А. Стерленок, В.М. Андреев // Нефть и газ – 1984 – №5 – с.29-31
3. Резников А.А. Хронотермобарические условия размещения углеводородных скоплений // Советская геология. – 1985. – № 6. – С. 17 – 30.
4. Прогноз фазового состояния углеводородов в верхнепротерозойских и палеозойских продуктивных комплексах Непско-Чонского мегасвода и Вилюйской синеклизы /А.Н. Резников, Ю.А. Стерленко, А.А. Ярошенко, Б.Г. Васин, В.М. Андреев // Геологические и геолого-экономические исследования нефтегазоносности Восточной Сибири. – М.: МИН-ХиГП, 1985. – С. 53 – 65.

МИКРОФОССИЛИИ В ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОДАХ ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ (ОНЕЖСКАЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Бискэ Н.С.

nataliabiske@yandex.ru, Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

Заонежская свита (2,1-2,0 млрд лет) является основной нефтепроизводящей свитой Онежского палеобассейна, первичный нефтяной потенциал которого согласно работе (Филиппов, Бискэ, 2013) оценивается в $\sim 450 \cdot 10^{11}$ литров, т.е. по объему сопоставим с потенциалами современных супергигантских нефтяных полей. Свита сложена переслаивающимися туфами, туфоалевролитами, туффитами, песчаниками, алевролитами, карбонатными породами и лидитами. В строении свиты участвуют углеродистые горизонты, вмещающие разнообразные по размерам и форме залежи, сложенные максовитами ($C_{org}=10-45\%$) и шунгитами ($C_{org}=45-80\%$), в составе которых постоянно присутствует миграционное углеродистое вещество. Значительную часть разреза заонежской свиты составляют покровы базальтов и силлы габбродолеритов.

Формирование отложений свиты происходило в мелководном бассейне карбонатно-глинистого осадконакопления с синхронным базальтовым вулканизмом. Накопление сапропелевых осадков сопровождалось вулканогенно-гидротермальным привнесением соединений C, S и металлов и осуществлялось в резко восстановительной обстановке. Породы заонежской свиты метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Степень углефикации органического вещества отвечает метаантрацитовой стадии.

В высокоуглеродистых породах заонежской свиты обнаружены остатки коккоидных колониальных цианобактерий (Жмур и др., 1993, 2010), а также разнообразная проблематика, значительная часть которой имеет гидротермальную природу (Атлас..., 2006; Петрологический атлас..., 2006; Филиппов, Бискэ, 2007). Появилось сообщение о находке в углеродистых сланцах из керна Онежский параметрической скважины акритарх плохой сохранности, определяемых как *Leiosphaeridia*. Что касается материалов, опубликованных В.В. Куликовой (Куликова, 2011), то, не обсуждая достоверность определения тех или иных микроостатков (акритархи, медузоидные, черви и др.), следует отметить, что их появление в высокоуглеродистых породах автор связывает с более поздними процессами предположительно рифейского возраста. По мнению большинства исследователей основным продуцентом углеродистого вещества шунгитоносных пород палеопротерозоя Карелии послужили цианобактериальные маты.

Фоссилизированные органические остатки, по морфологии и размерности сходные с акритархами, обнаружены автором в подошве Шунгской субпластовой залежи высокоуглеродистых пород. Строение залежи, состав и структурно-текстурная характеристика шунгитов и максовитов охарактеризованы в работе (Бискэ, 2010). Образцы шунгитов, отобранные по разрезу продуктивного пласта мощностью около 3 м, анализировались в Институте геологии на электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 и на рамановском дисперсионном спектрометре Nicolet Almega XR (Thermo Scientific), совмещенном с бифокальным микроскопом. Одиночные органостенные микрофоссилии локализованы в тонких, обогащенных пиритом слоях шунгита ($C_{org}=50-60\%$) с комковатой микроструктурой. Последняя обусловлена присутствием минеральных и углеродных обособлений разного размера и формы в пелитоморфной матрице породы, состоящей из смеси углеродистого вещества и минеральных зерен микронного размера. Минеральная составляющая породы (как в основной массе, так и в округлых обособлениях) представлена преимущественно иллитом.

Наибольшим распространением пользуются органические микроостатки, литифицированные углеродистым веществом, обычно с примесью тонкочешуйчатого иллита. В подчиненном количестве отмечается пирит, в аксессуарном – монацит и циркон. Содержание

углерода варьирует от 65 до 95%. Изредка в глиноземисто-углеродной массе минерализованной микрофоссилии наблюдаются реликты внутренней структуры. Акритархам свойственна полигональная или овальная, иногда заметно удлинённая форма. Обнаружен экземпляр с одиночным выростом. Размеры акритарх варьируют от 0,02 до 0,2 мм. Четкое ограничение от вмещающей породы нередко нарушено, вплоть до превращения микроостатка в бесформенный углеродистый комок. Относительно более редкими являются микрофоссилии с четкой пиритовой каймой, сплошной или образованной рассеянными в углеродистом веществе зернами. Центральная часть микрофоссилий сложена углеродистым веществом (Сорг=63-92%) с примесью иллита и пирита. В плоскости аншлифа микроостатки имеют округлую, овальную, удлинённо-овальную и, возможно, кольцевидную форму и размеры от 0,04 до 0,12 мм.

По рамановским характеристикам и оптическим свойствам выделены следующие разновидности углеродистого вещества: 1) бесструктурная слабоотражающая углеродная масса, в которую погружены органические остатки разной степени сохранности, а также минеральные зерна и агрегаты; 2) миграционное углеродистое вещество струйчатой морфологии с высоким отражением и отчетливой анизотропией (антракосолит), импрегнирующее кероген и скопления минеральных зерен; 3) «невидимое» (не диагностируемое оптическими методами) углеродистое вещество в тонком срастании с минеральными зернами. Методом рамановской спектроскопии установлено, что углеродистое вещество в породах Шуньгского месторождения отвечает турбостратному углероду, причем кероген (в том числе и органические микроостатки) обладает более упорядоченной структурой в сравнении с интрузирующим его миграционным углеродистым веществом.

В результате проведенных исследований наряду со сфероморфидами были выявлены акритархи полигональной формы, раньше неизвестные в палеопротерозое Онежской структуры. Углеводородная минерализация, обладающая высокой консервирующей способностью, явилась ведущим типом литификации органических микроостатков. Таким образом, вопреки устоявшемуся мнению высокоуглеродистые породы (шунгиты и максовиты) могут рассматриваться как перспективный объект для палеонтологических исследований.

Литература

1. Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория. Под редакцией В.А. Мележика и М.М. Филиппова. Петрозаводск, 2006. 80 с.
2. Бискэ Н.С. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск, 2010. С. 80-87.
3. Жмур С.И., Горленко В.М., Розанов А.Ю. и др. Цианобактериальная система – продуцент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 6. С. 122 – 127.
4. Жмур С.И. Роль цианобактериальной системы в формировании высокоуглеродистых пород. М.: URSS. 2010. 160 с.
5. Куликова В.В. «Заонежский феномен» или биомаркеры в шунгитах как индикатор особенностей регионального накопления. // Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т.1, Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 150-157.
6. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России / Ред. В. И. Гинцбург, Т. С. Лысенко. СПб., 2006. 606 с.
7. Филиппов М.М., Бискэ Н.С. Феномен «Шуньга» и его аналоги. // Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюции. Э.М. Галимов ред. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2013. С. 573-590.
8. Филиппов М.М., Бискэ Н.С. Биогенное пороодообразование в раннем протерозое Карелии. // Материалы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. 2007. С. 405 – 407

ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ В ПЕРЕДЕЛАХ БАШКИРСКОГО СВОДА

Битунов Д.А.

scoolleer@mail.ru, БашГУ, г. Уфа, Россия

Отставание в выработке запасов нефти в этом регионе связано с его многопластовостью и расчлененностью, неоднородностью по толщине и площади, высоким содержанием в нефти парафина, смол и асфальтенов. Все эти факторы значительно осложняют разработку нефтяных месторождений с карбонатными коллекторами, и в условиях низкой продуктивности скважин определяют невысокие темпы отбора. Продуктивные пласты среднего карбона состоят из отдельных маломощных пористо-проницаемых прослоев, которых насчитывается в разрезе некоторых скважин до 5-6 и более. Эти прослои часто замещаются плотными породами на коротких расстояниях. Таким образом, пористые прослои характеризуются низкой проницаемостью и высокой прерывистостью, следовательно, восполнение пластовой энергии за счёт краевых вод весьма ограничено. Давление насыщения нефти газом по месторождениям в среднем равно (3-4) МПа при газовом факторе (13-15)м³/т, нефть в пласте находится на (4-5) МПа в недонасыщенном состоянии, и первоначальный режим залежей оценивается как замкнуто-упругий. Участки залежей, на которых отсутствует система заводнения, разрабатываются на естественном режиме истощения с проявлением режима растворённого газа. Высокая степень литологической неоднородности и выраженная линзовидность форм распространения коллекторов обусловили различную степень гидродинамической взаимосвязи и различную продуктивность площадей и залежей каширо-подольских отложений месторождений. Каширо-подольские отложения относятся к числу объектов, имеющих сложное геологическое строение. Месторождения многопластовое, продуктивные пласты прерывистые, на коротких расстояниях замещаются непроницаемыми породами. Среднее значение пористости по образцам и по скважинам составляет 21,3%. Средняя проницаемость по продуктивным пластам составляет 0,454мкм².

Поверхностные пробы нефти отбирались с устья скважин при их эксплуатации, при глубинных исследованиях скважин, при опробовании в колонне и пластоиспытателями. Глубинные пробы нефтей отбирались, в основном, в начальной стадии разработки, в безводный период, с глубины интервала перфорации, с сохранением пластового давления, газосодержания и температуры. В более поздний период эксплуатации месторождения отбор пластовых вод затруднен большой кривизной скважин и естественным обводнением добываемой продукции. Нефти месторождений в основном тяжелые (плотность от 0,866 г/см³ до 0,935 г/см³) и вязкие и высоковязкие (4,2-58,7 мПа·с) Наиболее легкими и наименее вязкими являются нефти пласта В2 (0,866 г/см³ и 7,2 мПа·с) Наиболее тяжелыми и высоковязкими являются нефти фаменского яруса (0,935 г/см³ и 58,7 мПа·с). По содержанию серы нефти относятся к сернистым и высокосернистым, по содержанию парафина – к парафинистым и высокопарафинистым, по содержанию силикагелевых смол – к высокосмолистым.

Литература

1. Баймухаметов К.С., Викторов П.Ф., Гайнуллин К.Х., Сыртланов А.Ш. Геологическое строение и разработка нефтяных и газовых месторождений Башкортостана – Уфа: РИЦ АНК «Башнефть», 1997. – 424 с.
2. Геологическое строение и разработка нефтяных месторождений по Башкирскому своду. Отчет о НИР.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮРЮЗАНО-АЙСКОЙ ВПАДИНЫ КАК ПЕРСПЕКТИВА НЕФТЕНОСНОСТИ

Валеева Р.Р.

valeevarushka@mail.ru, Уфимский государственный нефтяной технический университет,
г. Уфа, Россия

Юрюзано-Айская впадина занимает северо-восточную часть Республики Башкортостан, относится к Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в пределах Предуральского краевого прогиба. Регион рассматривается как один из перспективных для Республики Башкортостан, поскольку степень выработанности запасов нефти всей территории составляет 82,1%. Добыча нефти в Республике Башкортостан с начала разработки превысила 1,5 млрд. т, остаточные извлекаемые запасы нефти составляют 327 млн. т (в т.ч. 151 млн. т трудноизвлекаемые), обводненность нефти достигла 91%.

В геологическом строении Юрюзано-Айской впадины принимают участие рифей-вендские, палеозойские и кайназойские комплексы отложений. Юрюзано-Айская впадина является структурой Юрюзано-Сылвинской депрессии, которая в тектоническом отношении располагается между Косьвинско-Чусовской седловиной на севере и Бельской впадиной на юге в составе Предуральского краевого прогиба.

Протяженность Юрюзано-Сылвинской депрессии составляет около 400 км, а протяженность Юрюзано-Айской впадины 150 км. В тектоническом отношении выделяют 2 зоны: внешняя – западная и внутренняя – восточная (подразделена на два района: северный и южный). Последняя известна как Уфимский амфитеатр. К границе внешней и внутренних зон Юрюзано-Айской впадины приурочена цепь верхнекаменноугольных краевых рифов: (окраина шельфа), за которыми на внешнем шельфе развиты одиночные верхнекаменноугольные биогермы – потенциальные ловушки углеводородов.

Структуру внешней зоны Юрюзано-Айской впадины определяют грабенообразные прогибы северо-западного простирания, разделяющие ее на отдельные структурно-тектонические зоны, являющиеся перспективными зонами нефтенакопления.

Внутренняя зона Юрюзано-Айской впадины характеризуется системой последовательно проявившихся в раннеартинское время взбросо-надвигов, омолаживающихся к западу и приуроченных к их флангам северо-западного простирания. Крупнейшие сдвиги приурочены к зонам региональных разломов фундамента. По сейсмогеологическим данным на юго-востоке района в соответствии с различной полнотой верхнепротерозойского комплекса отложений выявлено два типа разреза – «уральский» и «платформенный», тектоническая граница между которыми проходит на востоке по линии Лаклинско-Леузинско-Апутовского взбросо-надвига, а на юге – по кулисным сдвигам: Лаклинскому, Юрюзанскому, и взбросам: Ягуновскому и Казырбаксокому.

В разрезе слагающих пород Юрюзано-Айской впадины по сходству геологического строения и литолого-фациальных особенностей разреза, по характеру распространения пород-коллекторов, по общности свойств битумов, нефтей и газов, по наличию региональных покровов и т.д. выделяются семь нефтегазоносных комплексов (далее НГК):

1. Девонский терригенный;
2. Верхнефранско-турнейский карбонатный;
3. Нижнекаменноугольный терригенный;
4. Окско-башкирский карбонатный;
5. Верецкий карбонатно-терригенный;
6. Каширско-верхнекаменноугольный карбонатный;
7. Нижнепермский карбонатный и глинисто-карбонатный.

Промышленные скопления нефти и газа установлены в нижнепермских, верхнекаменноугольных и среднекаменноугольных и среднекаменноугольных отложениях (4, 5, 6 и 7 нефтегазоносных комплексах). В прилегающей к Юрюзано-Айской впадине части Бымско-Кунгурской впадины промышленные нефть и газ получены из терригенных отложений

нижнего карбона (Кунгак, Усть-Ай – 3 нефтегазоносные комплексы), франского яруса и каширского горизонта (Усть-Ай – 1, 2, 6 нефтегазоносные комплексы).

Перспективы пророста запасов углеводородов впадины связываются с ее внешней зоной, где основными направлениями поисков значительного числа сравнительно небольших нефтегазоперспективных объектов (с ресурсами категории С₃ 100-350 тыс. т) являются полосы вдоль восточных бортов грабенообразных прогибов северо-западного и северо-восточного – простираний, а также область развития барьерных рифов, где могут быть выявлены объекты с ресурсами категории С₃ порядка 1 млн.т. Во внутренней зоне более перспективны башкирские отложения крайних восточных районов – аллохтонные складки Лезинско-Апутовской взбросо-надвиговой ветви.

Наиболее рациональным методом исследований для изучения геологического строения и подготовки новых объектов под поисковое бурение является сейсморазведка МОГТ, а для внутренней впадины – и гравиразведка.

Литература

1. Казанцев Ю.В. «Структурная геология северо-востока Башкортостана» – Уфа – 1999 г.
2. Наливкин в.Д Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. – Л. Гостехиздат, 1949 – 180 с.
3. Солоницин С.С. «Тектоническое строение ЮАВ в связи с перспективами нефтегазоносности» – Уфа – 2001 г.

ПРИЗНАКИ СОВРЕМЕННЫХ ПОДТОКОВ УГЛЕВОДОРОДОВ В РЯДЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛА

¹Горюнов Е.Ю., ¹Игнатов П.А., ²Кравченко М.Н., ³Халиков А.Н.

eyugorvunov@vandex.ru, ¹Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия; ²ФГУП «ВНИГНИ», Москва, Россия; ³ОАО «Башнефть», Уфа, Россия

По мере того, как все большее число нефтяных месторождений региона входит в заключительную стадию разработки, проблема естественной современной возобновляемости ресурсов приобретает все большую актуальность. Под возобновлением ресурсов авторы понимают поступление в разрабатываемую залежь промышленно значимых объемов углеводородов (УВ) в относительно короткие сроки, сопоставимые с временем разработки.

Впервые вывод о возможных поступлениях новых порций УВ на ряде месторождений Самарской области был сделан К.Б.Ашировым с соавторами на основании анализа временной динамики изменения запасов (табл. 1).

Таблица 1

Результаты пересчетов балансовых и извлекаемых запасов нефти на разрабатываемым месторождениях Самарской области по [1] с добавленными данными по запасам по состоянию на 01.01.2013 г.

Месторождения	Запасы нефти категории АВС, тыс. т						Геолог/извлек Тыс. т
	По первоначальному подсчету		Пересчет		Дополнительный пересчет		
	Геолог/извл	Год утверждения в ГКЗ	Тыс. т	Год утверждения в ГКЗ	Геолог/извлек	Год утверждения в ГКЗ	
Ново-Ключевское	10365/5730	1961	22323/9965	1992			25172/12190
Южно-Неприховское	4500/1590	ЦНИЛ	19327/6277	1987	36349/14230	1998	62754/30545
Никольско-Спиридоновское	4073/1804	1974	6504/3055	1982	7841/3262	1993	12113/6406
Софинско-Дзержинское	4670/1670	1980	13343/5310	1982	19183/7103	1994	25108/8533
Подъем-Михайловское	2265/1133	1971	4136/2309	1993			8611/4969
Радаевское	64751/30595	1967	78227/35085	1994			107612/41206
Яблоневское	36408/13794	1954	56608/17321	1995			57778/17516
Зольненское	1483/446	1959	1823/547	1997			35952/23598
Белозерско-Чубовское	26650/18650	1959	72207/38304	1986			81245/44067
НовоЗапрудненское	60607/34217	1962	82372/46543	1986			86394/49825
Кудиновское	1090/550	1980	13905/8225	1982	26623/16821	1998	28306/17189
Красноярское	4000/3000	1956	34900/23203	1958	56351/32596	ЦКЗ, 1990	56082/35211
Козловское	41180/20716	1966	43092/23408	1991			44448/27478

Запасы на всех отмеченных ранее месторождениях за последующие годы выросли, и в ряде случаев существенно.

Развивая данный подход, нами были рассчитаны отношения объемов фактически накопленной суммарной добычи нефти к суммарным начальным извлекаемым запасам ($Q_{\text{нак}}/\Sigma_{\text{нач.изв.зап}}$) категорий А+В+С₁+С₂ на месторождениях Волго-Уральского региона, включая Волгоградскую, Саратовскую, Самарскую и Оренбургскую области а так же Татарию, Башкирию и Удмуртию, находящихся в разработке 30 и более лет. За основу расчетов были взяты данные Государственного баланса России по состоянию на 01. 1.2014 г.

Для большинства месторождений это отношение близко к единице, т.е. накопленная добыча соответствует ранее подсчитанным запасам, но на ряде месторождений накопленная добыча превышает подсчитанные запасы в несколько раз, причем доля таких месторождений в разных областях региона различна. Случаи превышения объемов накопленной добычи над первоначально подсчитанными запасами отмечаются во всех областях Волго-Урала.

Авторы вполне допускают, что при подсчете запасов могли быть допущены определенные ошибки, однако, как показал анализ, подсчетные параметры, принятые при расчетах на этих месторождениях (коэффициенты пористости, нефтенасыщенности, пересчетный, КИН, плотность) варьируют в пределах средних региональных значений.

Показательна ситуация в группе месторождений Кинзебулатовского типа, включающую Карлинское, Буруновское, Цветаевское, Салиховское и Кинзебулатовское месторождения нефти и газа [4]. Здесь спустя 30 лет после окончания эксплуатации на Карлинском месторождении были замечены нефтепроявления на устьях ликвидированных и законсервированных в 60-х годах скважин. Проведенные на некоторых скважинах исследования показали восстановление пластового давления. Пробная откачка из этих скважин подтвердила возможность продолжения разработки с дебитами, близкими к начальным значениям, что послужило основанием для введения Карлинского месторождения в повторную разработку. Кроме Карлинского, в повторную эксплуатацию введены Малышевское, Цветаевское и Салиховское месторождения этой группы.

В Татарстане, по данным Р.Х. Муслимова [2] в результате длительной эксплуатации из недр извлечено нефти значительно больше первоначально рассчитанных запасов и добыча продолжается и в настоящее время.

О современных поступлениях углеводородных флюидов также свидетельствуют многочисленные проявления нефти и битумов на дневной поверхности, широко распространенные на территории Волго-Урала [3].

Авторы предполагают, что различия в степени гипергенных преобразований нефтей обусловлено разновременностью поступления углеводородных флюидов в осадочные комплексы. Впервые разновозрастность нефтей в регионе была отмечена В.А. Успенским.

По мнению авторов, поступление углеводородных флюидов в отложения осадочного чехла осуществляется в виде ареалов внедрения на определенных этапах тектонической активизации. Наиболее мощной фазой тектогенеза на территории рассматриваемого региона была кавказская (по В.Е. Хаину). По данным К.Б. Аширова именно в эту фазу были окончательно сформированы положительные структуры, прирастив до 80% своих амплитуд и служившие ловушками для залежей нефти [1].

Таким образом, имеющиеся данные по месторождениям УВ Волго-Уральской провинции служат обоснованием современных поступлений «молодой» нефти.

Литература

1. Аширов К. Б., Боргест Т.М., Карев А.Л. Обоснование причин многократной восполнимости запасов нефти и газа на разрабатываемых месторождениях Самарской области // Известия Самарского научного центра Российской академии наук, т.2, №1, 2000
2. Муслимов Р.Х. Развитие сырьевой базы нефтяной промышленности Татарстана. Вопросы геологии, разведки и разработки нефтяных и битумных месторождений. Казань. Изд-во Казанского ун-та. 1997. 5-26.
3. Успенский В.А., Инденбом Ф.Б. Волго-Уральская нефтеносная область. Геохимическая характеристика нефтей и других битумов. Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы. Ленинградское отделение. Ленинград. 1957.
4. А.Н.Халиков, Е.Ю. Горюнов, И.В. Моторин О восполнении запасов нефти на группе месторождений Кинзебулатовского типа (Башкортостан). Геология нефти и газа. 2014. №6. С. 30-34.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ФУНДАМЕНТА ЖИГУЛЕВСКОГО СВОДА

Горюнов Е.Ю., Дирксен Е.О., Щербина Ю.В.

euugorvunov@vandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В последнее время в разных регионах мира – Северной и Южной Америке, Африке, Евразии и Австралии было обнаружено значительное количество месторождений нефти и газа в породах кристаллического фундамента, в том числе такие месторождения-гиганты как Уилмингтон, Керн-Ривер, Хьюгтон-Пан Хендл в США, Ла-Пас и Мара в Венесуэле, Кармополис в Бразилии, Нафора-Ауджила в Ливии и Белый Тигр на шельфе Вьетнама. Более 60-ти месторождений выявлено в породах фундамента Западной Сибири (Табл. 1). Анализ геологического строения подобных месторождений Западной Сибири показал, что нет строгой приуроченности залежей к определенным литолого-петрографическим разновидностям пород. Залежи встречаются как в эффузивных, интрузивных так и метаморфических породах. Причем далеко не все залежи приурочены к корам выветривания, как это часто предполагается, некоторые из них расположены значительно глубже кровли фундамента.

Таблица 1

Месторождения Западной Сибири в породах фундамента

Название месторождения	Коллектор, возраст, глубина залегания	Нефтегазоносность
Ловиньское (1973), Н	Базальты, кристаллические известняки	Дебит нефти из КПФ и юрских отложений 69 м ³ /сут, с глубины 2159-2185 м
Малоичское (1974), Н	Основные эффузивы и доломитизированные известняки на глубине 2841,6-4600 м	Дебит нефти 412 м ³ /сут
Нижнетатаганское (1973), Н	Карбонатная кристаллическая толща на глубине 2995-3090 м	Дебиты нефти 22-150 м ³ /сут, газа – 41 м ³ /сут
Пальяновское (1972), Н	Кристаллические сланцы	Дебит нефти из КПФ и юрских отложений 144-172 м ³ /сут, с глубины 2349-2569 м
Трехозерное (1960), Н	Порфириты, метаморфизованные сланцы на глубине 1439-1543 м	Дебит нефти 1,47-152 м ³ /сут
Фестивальное (1971), Н	Серпентиниты	Дебит нефти из КПФ и юрских отложений 43 м ³ /сут с глубины 3016-3100 м

В Волго-Уральском регионе до настоящего времени месторождения УВ в породах фундамента не обнаружены, несмотря на предпринятые в 70-80-х годах попытки их обнаружения на территории Татарстана. В течении 20-ти лет было пробурено две сверхглубоких (20000-Миннибаевская и 20009-Новоелховская) и около 30 глубоких скважин, вскрывших фундамент на глубину от 100 до 2432 м [Нефтегазоносность Республики Татарстан, 2007]. В результате этих работ в породах фундамента были выявлены зоны разуплотнения (флюидопроводящие зоны). Однако промышленные притоки углеводородов получены не были. Тем не менее, на взгляд авторов, предпосылки для обнаружения месторождений углеводородов в фундаменте Волго-Уральской нефтегазоносной провинции имеются.

По мнению авторов, одним из перспективных объектов может являться фундамент Жигулевского свода. Основанием для положительной оценки его перспективности являет-

ся ряд особенностей его строения, схожих с известным месторождением «Белый Тигр», расположенным на шельфе Вьетнама:

1. Обе эти структуры являются интенсивно дислоцированными структурами тектонического выжимания;

2. Обе структуры испытали тектоническую активизацию в неоген-четвертичной период и продолжают развиваться в настоящее время [Копп, 2005] ;

3. Также как и в осадочном (палеогеновом) обрамлении массива «Белого Тигра» в осадочных комплексах Жигулевского свода открыты месторождения нефти – Карлово-Сытовское, Березовское, Стрельненское, Яблонево-Овраг;

4. На территории Жигулевского свода отмечались нефтепроявления на дневной поверхности [Успенский, 1957], что свидетельствует о современных подтоках УВ флюидов в осадочную толщу. Об этом же свидетельствуют факты превышения объемов накопленной добычи над первоначально подсчитанными запасами на месторождениях Яблонево-Овраг, Стрельненское, Репьевское, Мухановское, локализованных в структурах, тяготеющих к Жигулевскому региональному субширотному разлому;

5. В пределах свода отмечается тенденция инверсии химического состава вод [Кротова, 1956], схожая с наблюдаемой на месторождении «Белый Тигр» [Гаврилов, 2010].

При проведении геологоразведочных работ на площади Жигулевского свода рядом скважин вскрывались породы фундамента, но на глубину, не превышающую первых десятков метров. Известно, что коллекторами на месторождении «Белый Тигр» являются кавернозные, гидротермально измененные граниты, залегающие в 200 м. ниже кровли гранитного массива. Покрышкой для залежи являются плотные граниты, испытавшие вторичную цементацию.

Исходя из приведенных фактов, авторы предполагают наличие залежей углеводородов в гранитах фундамента Жигулевского свода на глубине, превышающей зону вторичной цементации (200 – 300 м).

Для более надежного обоснования продуктивности необходимо:

- провести детальное изучение петрографического состава и вторичных изменений пород фундамента;
- изучить химический, в том числе микрокомпонентный состав пластовых вод водоносных комплексов свода.

Литература

1. В.А. Трофимов. Глубинные региональные сейсморазведочные исследования МОГТ нефтегазоносных территорий. Москва, ГЕОС, 2014.

2. В.А. Кротова. Волго-Уральская нефтегазоносная область. Гидрогеология. Ленинград, Гостоптехиздат, 1956.

3. М.Л. Копп. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. Москва, Наука, 2005.

4. В.П. Гаврилов, В.Л. Гулев, Ф.А. Киреев, В.В.Донцов, В.И.Соколов. Гранитоидные коллекторы и нефтегазоносность южного шельфа Вьетнама. Москва, Недра, 2010.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ИНИКАНСКОЙ СВИТЫ РАННЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКОГО ВОЗРАСТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ

Горлов Д.А.

gorlov@vnigni.ru, ФГУП «ВНИГНИ», г. Москва, Россия

Объектом исследования является битуминозная карбонатно-сланцевая формация ранне-среднекембрийского возраста, расположенная в северной и восточной частях Сибирской платформы. По содержанию органического вещества формация сравнима с такими уникальными нефтепроизводящими толщами как породы доманикового горизонта верхнего девона Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций и баженовской свиты верхней юры Западно-Сибирской НПП.

Куонамская формация объединяет отложения иниканской, шумнинской, куонамской, сэктэнской, кычикской и других возрастных аналогов свит, распространенные в северном и восточном районах Сибирской платформы. Отложения этих свит рассматриваются как нетрадиционные коллекторы.

В 2014 г. проводились полевые работы на территории Республики Саха (Якутия) по детальному изучению иниканской карбонатно-сланцевой битуминозной формации, которая многими исследователями рассматривается как нефтематеринская формация и широко распространяется на территории Восточной Сибири. Район работ расположен в пределах северо-восточного склона Алданского щита. Полевые исследования были сосредоточены на естественных обнажениях и иниканской свиты и перекрывающих её толщ кембрийского возраста, а именно пестроцветной и чайской свитах.

Основными геологическими задачами полевых работ являлось детальное описание разрезов и иниканской свиты по реке Юдома. Проводился отбор литологических образцов, образцов для спектрального элементного анализа, растровой электронной микроскопии, изотопного анализа, геохимических и петрофизических исследований. Особое значение имел сбор палеонтологических образцов для уточнения стратиграфических границ и дополнения палеонтологической характеристики свиты. Работа сопровождалась детальным фото-документированием геологических разрезов.

Породы иниканской свиты представлены толщей темноокрашенных, сильно битуминозных, кремнисто-глинистых известняков с прослоями доломитов, аргиллитов и глинисто-кремнистых сланцев, с включениями черных кремней.

Основными типами пород являются известняки, темно окрашенные глинистые, битуминозные, окремненные, доломитизированные, перекристаллизованные и черные кремни. Породы при ударе издают сильный запах битума. Органогенные остатки представлены обломками трилобитов. Для известняков характерны пелитоморфные и ясно-кристаллические структуры. Породы свиты характеризуются сланцеватостью.

На основе проведенных полевых работ по изучению иниканской свиты выделены литотипы пород, определены их петрофизические свойства, а также построен геологический разрез.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕВЕРА СИБИРИ

Кабулова Э.Р., Жуков А.П.

elya_kabulova@mail.ru, Башкирский государственный университет (БашГУ),
г. Уфа, Россия

Актуальность работы. В последнее время все большее внимание исследователей и нефтегазовых компаний привлекают арктические регионы Сибири и шельфы северных морей. К относительно слабоизученным районам относится Центрально-Арктический регион настоящих исследований, включающий полуострова Гыдан (ЯНАО и Красноярский край), Таймыр (Красноярский край), систему губ и заливов, акваторию Карского моря.

Зоны сочленения Таймырской складчатой области с Западно-Сибирским бассейном и Сибирской платформой представляют особый интерес с точки зрения истории развития региона и прогноза перспектив его нефтегазоносности. История геологического развития региона в свою очередь неразрывно связана с геодинамической эволюцией всего севера Сибири.

Модель строения земной коры исследуемой территории рассмотрена в последние годы различными исследователями (В.А. Верниковский, 1996 г.; В.Е. Хаин, 1995 г.; В.С. Шейн, 2006 г.; В.А. Балдин, 2001, 2007 г. и др.). В связи со сложностью строения территории и сравнительно слабой геолого-геофизической изученностью, взгляды исследователей по принципиальным вопросам геологического строения и нефтегазогеологического районирования расходятся.

Цель исследований. Целью работы является создание модели строения земной коры Центрально-Арктического региона Сибири.

Задача исследований. На основе анализа данных глубокого бурения, материалов сейсморазведки МОГТ-2D в комплексе с другими геолого-геофизическими данными уточнить модель строения Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП), Таймырской складчатой области, а также прилегающих территорий: Сибирской платформы, Карской плиты и Западно-Сибирской плиты и восстановить историю геологического развития и особенности строения этой территории.

Фактический материал. Сейсмические данные в объеме более 7500 пог. км. сейсмических профилей МОГТ, результаты бурения 44 поисково-разведочных и параметрических скважин, данные ГИС, а также результаты исследований по данной территории, выполненные в различные годы геологами и геофизиками научных и производственных организаций.

Выполненные работы и промежуточные результаты. Впервые были составлены региональные композиционные сейсмогеологические маршруты протяженностью от ≈ 200 км до ≈ 1000 км (общая длина более 7500 пог. км), включающие как материалы МОГТ прошлых лет переобработанные на современном методико-технологическом уровне, так и новые региональные сейсмические исследования МОГТ-2D повышенной глубинности.

Критерии составления композитных маршрутов для мезозойского и палеозойского комплексов несколько отличались. Основными критериями выбора конкретных сейсмических профилей МОГТ для мезозойского комплекса являлись:

- профили, характеризующие строение основных структурно-тектонических элементов мезозойского интервала разреза;
- наличие близ расположенных скважин с наиболее полным комплексом исследований: ГИС, ВСП, сейсмокартаж;
- наличие близ расположенных глубоких скважин.

Критериями выбора конкретных сейсмических профилей МОГТ для палеозойского (доюрского) комплекса были:

- профили, отображающие строение основных структурно-тектонических элементов палеозойского интервала разреза;

- профили отработанные современной технологией: длительность записи -10-18с; кратность наблюдений 60-120;
- наличие близ расположенных глубоких и сверхглубоких скважин, вскрывающих рифейские, палеозойские или триасовые отложения.

Всего построено 15 композиционных маршрутов на юрско-меловой и палеозойский комплексы (по мезозою – 8 маршрутов, по палеозою – 7).

Маршруты, составленные для доюрского комплекса, демонстрируют строение Карской плиты, Таймырской складчатой области, Западно-Сибирской плиты, Енисей-Хатангского регионального прогиба и Сибирской платформы. Маршруты для мезозойского комплекса охватывают почти всю территорию, где распространены мезозойские отложения Западно-Сибирской плиты и ЕХРП.

На сегодняшний день построены сейсмогеологические разрезы во временном масштабе для 8 маршрутов на юрско-меловой комплекс. Ведется корреляция триасового, палеозойского и рифейского интервала разреза.

Для демонстрации модели геологического строения юрско-мелового комплекса на сейсмогеологические разрезы вынесено положение 20-ти опорных сейсмических горизонтов (11 в меловом интервале, 8 – в юрском и отражение А в кровле палеозоя). Стратиграфическая привязка отражающих границ подтверждена имеющимися данными параметрического и поискового глубокого бурения (44 скв.) и демонстрирует достаточно надежную увязку с данными ГИС, как при межскважинной корреляции крупных стратиграфических комплексов, так и отдельных седиментационных тел определенного литологического состава.

Уже на данном этапе исследований можно с уверенностью сказать, что в формировании осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов севера Сибири выделяются три крупных цикла геодинамической эволюции: позднепротерозойский, палеозойский и мезозойский.

Дальнейшее направление работ и ожидаемые результаты.

В ближайшее время планируется:

- завершить корреляцию по палеозойскому комплексу (7 маршрутов);
- построить сейсмогеологические разрезы в глубинном масштабе;
- построить предварительную модель строения земной коры севера Сибири;
- рассмотреть историю геологического развития исследуемой территории с позиций геодинамики;
- выявить особенности геологического строения района севера Сибири;
- создание окончательной модели строения земной коры Центрально-Арктического региона Сибири и оценка перспектив нефтегазоносности.

Литература

1. Балдин В.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнеюрско-неокомских отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба. Диссертация на соискание ученой степени к.г.м.н., М., ВНИГНИ, 2001, с. 225.

2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, СО РАН, 1996, 201 с.

3. Кузнецов Л.Л. Нефтегазоносность юрско-меловых отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба. Диссертация на соискание ученой степени к.г.м.н. Новосибирск, СНИИГГ и МС, 1987г.

4. Фомин М.А. Структура мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба и история его тектонического развития. Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г.м.н., Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2013, 21с.

5. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1995, 480 с.

6. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. М, ВНИГНИ, 2006, с. 774.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНЫХ ПОКРЫШЕК МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В УСЛОВИЯХ СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА.

Макаров Н.Д.

n91mak@yandex.ru, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, Россия

Для успешного поиска месторождений нефти и газа необходимо, прежде всего, построение достоверных геологических моделей. При использовании седиментационного моделирования, основанного на ретроспективном анализе условий формирования потенциальных коллекторов и покрышек следует учитывать специфику образования и трансформаций геологических тел, а также их взаимодействия между собой за время геологической эволюции.

Наличие соленосной толщи – наиболее благоприятный фактор для сохранности нефтяных и газовых залежей, так как соль является наиболее хорошим флюидоупором. В настоящее время все чаще рассматриваются перспективы поиска залежей на больших глубинах, где эффективной покрышкой могут являться в основном соли, из-за их специфических физических свойств. По данным [Talbot and Jackson, 1991] выделяется целый ряд месторождений и бассейнов контролируемых соляными покрышками регионального и локального уровня. Самыми крупными из них являются бассейны Мексиканского залива, Аравийского полуострова и др.

Кроме того, наличие соленосной толщи в разрезе позволяет нам, при более детальных исследованиях, дополнить и усовершенствовать имеющуюся геологическую модель, зная специфику образования солей. Так соленосная толща является показателем аридности или, по крайней мере, семиаридности климата, которая дает нам представление о климатических условиях для палеоклиматических реконструкций, а именно свидетельствует о палеогеографическом типе водоема, его глубине и степени его изолированности от Мирового океана. Кроме того, соленосные толщи разного состава позволяют более корректно использовать анализ мощностей при проведении палеотектонического и палеогеоморфологического анализа. Также, соль является хорошим проводником тепла, вызывающим повышение термической зрелости пород над соляной структурой, и охлаждение подстилающих пород. Так, например, в Мексиканском заливе, пре- и раннетретичные диапиры, возможно, замедлили созревание подсольевых нефтематеринских пород [Jackson and Talbot, 1991].

Закономерности осаждения солей из раствора зависят от его состава, концентрации растворенных веществ и температуры воды. Последовательность отложения минералов соленосных толщ следующая: 1) карбонатная (карбонаты Ca и Mg); 2) сульфатная (гипс, ангидрит); 3) хлоридная, приводящая к массовому осаждению галита; 4) калийно-магнезиальная с отложением кизерита, карналлита, полигалита [Шмальц, 1972].

В геологической истории Земли выделяется несколько эпох грандиозного соленакопления: ранний кембрий, вторая половина ранней – поздняя пермь, поздний триас, поздняя юра – ранний мел, средний – поздний девон и миоцен (в меньшей степени). Следует отметить, что эти эпохи совпадают с глобальными оледенениями и эпохами понижения уровня мирового океана. В это время возникала ярко выраженная контрастность климата, более резко проявлялась климатическая зональность и четко обособлялись аридные зоны, где и происходило соленакопление. Мезозойское соленакопление, приуроченное к эпохе глобального потепления, является несколько аномальным и обусловлено, по-видимому, иными причинами [Кузнецов, 2007].

Современные эвапориты распространены в основном в субтропической зоне. Они располагаются на приподнятых экваториальных плато и в арктических пустынях, также образование эвапоритов может осуществляться в областях «дождевой тени» высоких хребтов. Фактором контроля образования соленосных толщ является баланс между скоростями поступления воды и ее испарения.

Следует отметить, что в полностью изолированном водоеме накапливается лишь относительно тонкий пласт солей. Тогда как в полуизолированном, интенсивное испарение ведет к понижению уровня моря, и формированию наклонной водной поверхности, отклоняющейся от Геоида. Это определяет постоянный приток океанических вод. Происходит однонаправленное течение, которое и поставляет необходимые соли в бассейн.

В настоящее время выделяется несколько типов обстановок современного соленакопления: 1) морские водоемы в зонах жаркого аридного климата, имеющие затрудненную, либо периодически прерывающуюся связь с Мировым океаном (Красное море, Мертвое море); 2) осолоняющиеся лагуны (лиманы Крымского полуострова); 3) озерно-континентальные бессточные бассейны (Большое соленое озеро в США, оз. Балхаш); 4) себхи или шотты – плоские понижения в аридных пустынных районах в литоральной и, главным образом, надлиторальной зоне, занятые засоленными болотами, или с мелководными, пересыхающими болотами (на Аравийском полуострове).

В геологической истории можно выделить два основных типа бассейнов, которые формируют различные разрезы соленосных отложений. Первый тип – плоские мелководные полуизолированные водоемы, где бассейн седиментации имеет периодическую связь с мировым океаном, в это время соленакопление прекращается, накапливаются глины и карбонаты. Второй тип – глубокие котловинные моря, имеющие затрудненный водообмен с Мировым океаном, накапливающие гомогенные соляные отложения. В настоящее время таких бассейнов седиментации нет.

После захоронения соленосных отложений начинает проявляться соляной диапиризм. Это связано с пластичностью и несжимаемостью соли. Современные исследования этого явления производятся с помощью создания математических и физических моделей. Выделяется несколько стадий развития соленого диапиризма. На начальной стадии возникает соляная подушка, внутри которой происходят конвективные движения. Затем на отдельных участках происходит прорывание перекрывающих отложений, закладываются мульдообразные прогибы. Далее происходит грибообразное расширение верхушки диапира. Который в последствии может достичь поверхности, а в прогибах соли истончаются, вплоть до полного исчезновения

Единого мнения о механизме формирования соляных диапиров нет. Этот вопрос обсуждается до сих пор. Так, согласно разным теориям, движения соли связывается с тектонической нагрузкой, как вертикальной, так и горизонтальной, с гравитационным всплыванием солей, связанным с разностью плотностей у соли и перекрывающих отложений. Также следует отметить стремление солей выровнять свой энергетический уровень контролируемый температурой и давлением, когда соленосные породы текут из области с максимальным энергетическим уровнем в сторону, где этот уровень минимальный фактически из центральной части солеродного бассейна к периферии. Это подтверждается тем, что за счет направленного движения происходит загибание верхней части диапира в сторону, противоположную движению, направленную к гипоцентру солеродного бассейна.

Из-за сложности в интерпретации сейсмических данных разрезов осложненных соляной тектоникой необходимо создание полноценной модели соляных покровов месторождений нефти и газа, как регионального, так и локального уровня. А также необходимо учитывать условия образования эвапоритовой толщи, знания о накоплении и дальнейшем преобразовании которой может позволить дополнить имеющуюся геологическую модель и выявить новые перспективные объекты для бурения.

Литература

1. Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение, 2007 г.
2. Шмальц Р.Ф. Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов // Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. – М.: Недра, 1972 г. С. 5-45.
3. Jackson and Talbot, 1991. M.P.A. Jackson and C.J. Talbot, A glossary of salt tectonics, Geological Circular vol. 91-4, The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology (1991) 44 pp.

ГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ПОРОД КАРБОНАТНОГО ДЕВОНА ВОСТОКА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА

Муленкова А.Ю., Фадеева Н.П., Полудеткина Е.Н.

sasha01-07@mail.ru, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, Россия

Одно из наиболее важных условий при оценке перспектив нефтегазоносности любого региона является оценка генетического (синоним генерационный) потенциала отложений, которое позволяет рассчитать количество генерированных углеводородов (УВ). В большинстве нефтегазоносных бассейнов нефтематеринские отложения находятся в том или ином объеме в условиях главной зоны нефтеобразования (ГЗН), т.е. потенциал отложений в той или иной мере уже реализован. В связи с этим представляется важным узнать исходный потенциал, т.к. именно его величина определяет углеводородные ресурсы бассейна. Таким объектом, где нефтематеринские отложения находятся в самом начале ГЗН, т.е. породы обладают еще полным практически не израсходованным потенциалом, являются породы карбонатного девона восточного склона Южно-Татарского свода (ЮТС).

Южно-Татарский свод располагается в восточной части Волго-Уральской антеклизы. В геологическом строении района принимают участие архейские, протерозойские и палеозойские образования; мезо-кайнозойские отложения на большей части региона отсутствуют. Особенностью строения ЮТС является формирование Камско-Кинельской системы прогибов, наложенных на восточную, северную и западную части свода.

Нами были изучены отложения карбонатного комплекса девона ($D_3fr^2-C_1t$), в стратиграфическом интервале франского (саргаевский, семилукский, речицкий горизонты) и фаменского (елецкий, данково-лебедянский и заволжский горизонты) ярусов, находящихся на глубинах 1590-1879 м в скважинах, расположенных на северо-восточном и юго-восточном склонах ЮТС. Подробно породы карбонатного девона (саргаевский и семилукский горизонты) изучены в скважине севера восточного склона ЮТС. Разрез (снизу вверх) представлен: пачкой алевролитистых глин мощностью 4,5 м, 11,5 м биоморфных биокластовых известняков и доломитов карбонатной платформы, выше залегает пачка мощностью 2,5 м обломочных биокластовых известняков со слоями высокоуглеродистых пород бортовой части депрессионной впадины, 1 м переслаивания биокластовых известняков и высокоуглеродистых пород смешанного состава, 7 м высокоуглеродистых глинисто-кремнисто-известковых пород, 2 м высокоуглеродистых глинисто-кремнисто-известковых пород с прослоями биокластовых пород депрессионной впадины, 8 м высокоуглеродистых глинисто-кремнисто-известковых пород и завершает разрез 3-х м пачка биокластовых известняков и высокоуглеродистых пород смешанного типа бортовой части депрессионной впадины. Встречаются органические включения – двустворки и криноидеи, минеральные – пирит в конкрециях и россыпи, кальцитовые, доломитовые и кремнистые конкреции.

Для изучения генетического потенциала необходимо установить тип органического вещества (ОВ), его содержание в породе и степень катагенетической преобразованности, т.к. именно эти факторы обуславливают количество возможно генерированных УВ. С этой целью был выполнен комплекс аналитических исследований, включивший в себя макро- и микроописание пород, пиролиз пород, экстракция битумоидов, определение группового состава битумоида, разделение на фракции насыщенных и ароматических УВ, газохроматографический анализ мальтеновой фракции битумоида, масс-спектрометрический анализ циклических УВ и ряд других анализов.

Полученные в ходе исследований материалы позволили установить, что изученный разрез имеет трансгрессивно-регрессивный характер и характеризуется сменой обстановок осадконакопления, что нашло отражение в нефтематеринских параметрах ОВ и пород и их распределении по разрезу и площади.

В целом изученные отложения характеризуются большим диапазоном концентраций ОВ (Сорг или ТОС 0,07-49,4%), среднее и модальное содержания близки между собой -10%

и поэтому вся толща карбонатного девона может рассматриваться как высокоуглеродистая толща. Самые низкие концентрации ($\text{ТОС} < 0,5\%$) встречены в серых, зеленовато-серых известковистых и алевролитистых глинах, известняках биокластовых, шламовых, накопление которых протекало в мелководных условиях тиховодного залива, мелководного шельфа в неустойчивом окислительно-восстановительном режиме. Они приурочены к нижней части разреза (саргаевский горизонт), к отдельным прослоям в обогащенной ОВ частях семилукского и речицкого разреза и фаменским отложениям. Нефтематеринский потенциал этих пород по данным пиролиза незначительный ($S_1+S_2=0,11-1,63$ кг УВ/т породы). Это обусловлено невысоким потенциалом ОВ, который по значениям водородного ($\text{НІ}=136-370$ мг УВ/г ТОС) и кислородного (124 мг СО_2 /г ТОС) индексов относится к керогену типа III – II/III. Содержание в породах битумоидов и УВ низкое – $0,03\%$ и $0,08$ кг УВ/т породы ($2,5\%$ в расчете на ОВ) (соответственно), в групповом составе битумоидов преобладают кислые смолисто-асфальтеновые соединения (до 65%). Углеводородный состав подтвердил условия седиментации этих отложений – мелководно-морские (лагунные, эстуарии), реже более глубоководные обстановки накопления карбонатно-глинистых осадков. Источником органического материала послужил морской фитопланктон, который был частично деградирован (окислен), что привело к общему снижению генерационного потенциала отложений; незначительное участие в ОВ принимали и липиды высшей растительности.

Большая часть изученного разреза содержит высокие концентрации ОВ ($0,6-49,4\%$), в более половины изученных образцов содержание ОВ выше 5% . Их накопление протекало в условиях депрессионной впадины и склонов, причем породы представлены кремнистыми и карбонатными минералами с весьма незначительной примесью глинистого материала (не выше 6%). В депрессионной части разрез сложен темноцветными тонкослоистыми кремнисто-карбонатными ритмитами с очень тонкими прослоями шламовых известняков, колломорфного ОВ, остатками тентакулит, полости которых заполнены ОВ. Содержание ОВ в среднем составляет 33% , кероген по значениям $\text{НІ}=505-635$ мг УВ/г ТОС и $\text{ОІ}=2-8$ мг СО_2 /г ТОС относится к типам II-I. Содержание битумоидов ($2,5-4\%$), но в групповом составе также преобладают смолисто-асфальтеновые компоненты и содержание свободных УВ относительно невелико – около 9 кг на тонну породы или 3% в расчете на ОВ. В склоновых фациях тонкослоистые кремнисто-глинистые ритмиты включают значительно больше прослоев и линз биокластовых, шламово-биокластовых, микритовых известняков, образовавшихся в результате гравитационных и оползневых процессов. В связи с этим в разрезе склоновых фаций снижается средняя концентрация ОВ до 13% , а по мере приближения к мелководным фациям карбонатного шельфа и до $2,5\%$. При этом тип ОВ практически не изменился $\text{НІ}=403-630$ мг УВ/г ТОС, что говорит о близких биопродуцентах, характерных для отложений карбонатного девона. Это подтверждается также и составом УВ, который отвечает морскому фитопланктону с невысокой примесью высшей растительности. Генерационный потенциал отложений высокий, особенно в депрессионной части, где (S_1+S_2) достигает $162-299$ кг УВ/т породы, в склоновых от $27-163$ до $5-15$ кг УВ/т породы.

Породы карбонатного девона в восточной части ЮТС находятся преимущественно в зоне незрелого ОВ или в самом начале ГЗН (по шкале катагенеза – градации ПК-МК₁). Этот вывод основан на данных пиролиза – низкие значения $T_{\text{мах}}$ (аналог витринита) $400-438^\circ\text{C}$ и индекса превращенности керогена $\text{PI}=0,07$ (среднее), преобладании кислых (смолисто-асфальтеновых) компонентов в составе битумоидов, невысокими значениями углеводородного коэффициента, углеводородными показателями катагенеза.

Таким образом, изучение генерационного потенциала отложений карбонатного девона востока ЮТС подтвердило высокий исходный генетический потенциал этих отложений, которые могут обеспечить генерацию жидких УВ около 4 млн.т с 1 кв.км площади.

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ БИТУМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАТАРСТАНА

Муллагаев А.И., Дусманов Е.Н., Хусаинов Р.Р., Хасанов Р.Р.

almazmullakaev@gmail.com, Казанский федеральный университет, Казань, Россия

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция характеризуется длительным периодом разработки нефтяных месторождений и значительным истощением их ресурсов. Дальнейшие перспективы развития могут быть связаны с вовлечением в эксплуатацию новых источников сырья. Альтернативными источниками топливно-энергетического сырья на территории Татарстана являются месторождения природных битумов. Развитие добычных технологий позволило начать разработку битумов в качестве высоковязких нефтей. По этой причине большое значение приобретает выяснение особенностей состава битуминозных толщ, что, во-многом, связано со спецификой формирования битумных месторождений.

К настоящему времени в Татарстане выявлено до 150 месторождений природных битумов [1-7], ресурсы которых по разным оценкам варьируют от 1,5 до 10 млрд тонн. Месторождения природных битумов на территории Татарстана приурочены к пермским отложениям и залегают в приповерхностных условиях (до глубин около 400 м). Битумные месторождения приурочены к песчаным пачкам пород шешминского горизонта уфимского яруса [1], который делится на два слоя: песчано-глинистых и глинистых песков. Битумонасыщенные породы представлены в основном косослоистыми мелко-, реже – среднезернистыми, полимиктовыми песками и песчаниками [2]. Петрографические исследования показали, что по минеральному составу все исследованные песчаники относятся к граувакковой группе. В составе обломочного материала песчаников встречаются зерна кварца, полевого шпата, слюды, а также частицы вулканических пород. Обломочный материал недостаточно отсортирован и не подвергался длительному перемыванию. В исследованных песчаниках среднее содержание обломков эффузивов равно 42,78 %, обломков плагиоклаза – 3,86 %; обломков зерен кварца – 9,44 %. Источником обломочного материала служили породные комплексы разрушающегося Палеоурала. Среди них можно выделить группы пород ультраосновного (ультрабазиты), основного (базиты) и кислого (гранитоиды) состава. Цемент в песчаниках по составу глинисто-карбонатный, иногда карбонатный, по характеру – поровый, пелитоморфный, базальный. Характер и состав цемента являются важными параметрами, характеризующими проницаемые свойства осадочных пород. Наличие карбонатного цемента, формирующегося на стадии диагенеза и заполняющего поровое пространство пород, негативно отражается на их коллекторских и проницаемых свойствах. Исследованные образцы характеризуются высокой степенью коллекторских свойств. По данным рентгеновской компьютерной томографии пустотно-поровое пространство исследованных пород представлено системой сообщающихся пор. Отмечается отчетливо выраженная закономерность повышения частоты встречаемости в зависимости от уменьшения размера пор. На томографических срезах наблюдаются также отдельные более плотные включения различной формы, состоящие из зерен порообразующих минералов, рудных минералов (пирита), и межзерновое пространство. Взаимное расположение зерен обломочных минералов обуславливает слабовыраженную полосчатость пород. Межзерновое пространство обломочной компоненты в значительной мере заполнено веществом цемента. Флюидоупором над месторождениями природных битумов является пачка сероцветных глин, залегающих в основании казанского яруса [5].

Изучение элементов-примесей в битуминозных породах показало связь таких элементов, как В, Се, Ga, Ni, Та, V, Yb, с битумным веществом. Этот факт можно объяснить контрастностью геохимических свойств битумов относительно вмещающих пород и накоплением этих элементов на геохимических барьерах, возникающим на границе битумонасыщенных пород и вмещающих толщ. Следует также отметить, что ванадий является характерным элементом, как для пермских битумов, так и для девонских и карбоновых нефтей, что указывает на их генетическую связь. В этой связи следует отметить, что, согласно об-

щепринятой гипотезе [6], формирование битумных месторождений происходило в результате возгонки органических фракций из нефтематеринских девонских отложений в выше лежащие каменноугольные и пермские толщи. Об этом свидетельствуют также данные электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), который был использован нами для выяснения геохимических характеристик битумонасыщенных пород и характера органического вещества. По данным ЭПР установлено, что в исследованных образцах присутствует 2 типа органического вещества – нефтяного и угольного ряда. Нефтяное вещество имеет миграционную природу и, по всей видимости, связано с притоком с более глубоких горизонтов (каменноугольные отложения). Органическое вещество угольного ряда имеет сингенетическое происхождение и представляет собой остатки растительности (водорослей), отлагавшиеся вместе с первичными осадками. Интересно также, что по данным ЭПР распределение ионов Mn^{2+} по разрезу неоднородное, в битумоносной толще наблюдается уменьшение интенсивности сигнала ЭПР ионов марганца относительно подстилающих и перекрывающих их пород. Это может быть связано с тем, что при миграции нефти происходит перекристаллизация кальцита и вынос ионов марганца.

Полученные результаты свидетельствуют о тесной связи состава вещества битумных месторождений с условиями их образования и могут быть использованы при проведении геологоразведочных работ и освоении этих месторождений.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

Литература

1. Геология и освоение природных битумов Республики Татарстан (Геология и разведка месторождений природных битумов месторождений Республики Татарстан), Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ 2007. – 295 с.
2. Методическое руководство по поискам, оценке и разведке месторождений твердых нерудных полезных ископаемых Республики Татарстан (в 3-х частях). Часть 1. / Под ред. Ф.М.Хайретдинова, Р.М. Файзуллина. – Казань: Изд-во Казан.ун-та, 1999. – 256 с.
3. Минерально-сырьевая база Республики Татарстан / Хисамов Р.С., Гатиятуллин Р.С., Либерман В.Б. и др. – Казань: Изд-во "Фан" АН РТ, 2006.- 320 с.
4. Хисамов Р.С. Особенности геологического строения и размещения нижнепермского тяжелой нефти Волго-Уральского нефтегазоносной провинции // Нефтяное хозяйство. – Москва, 2012. V.N 6. – С. 10-15.
5. Хисамов Р.С., Зарипов А.Т., Ибатуллина С.И., Гадельшина И.Ф. Перспективы освоения альтернативных источников углеводородного сырья в Республике Татарстан // Сборник научных трудов ТатНИПИнефть. – Москва: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2009. – С. 58-67.
6. Хисамов Р.С., Войтович Е.Д., Либерман В.Б., Гатиятуллин Н.С., Войтович С.Е. Тектоническое и нефтегеологическое районирование территории Татарстана. – Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, 2006. – 328 с.
7. Хисамов Р.С., Шаргородский И.Е., Гатиятуллин Н.С. Нефтебитумоносность пермских отложений Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины. – Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, 2009. – 431 с.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕФТИ

Муравьева О.В.

omur39@mail.ru, г. Москва, Россия

На протяжении десятков лет сохраняются взаимоисключающие точки зрения на происхождение нефти – биогенная и абиогенная. Несогласованность в определении исходного вещества и конкретных геологических процессов, приводящих к образованию месторождений углеводородов, отрицательно сказывается на эффективности поисков новых нефтяных ресурсов. Если для биогенной теории важно, что исходное вещество изначально находится и преобразуется в углеводороды в осадочных породах, то для абиогенной (глубинной) наиболее важно то, что углеводородов образуются в глубинных недрах Земли.

В последние годы все большее число исследований направлено на подтверждение глубинной концепции формирования залежей нефти и газа. В 1999 году опубликованы (6) основные положения флюидодинамической концепции нефтегазообразования, в соответствии с которой формирование залежей нефти и газа происходит за счёт восходящих флюидопотоков и происходящих при этом фазовых превращениях. В 2008 году опубликована (2) конденсационная модель образования залежей нефти и газа. Эта модель также как и флюидодинамическая базируется на фазовых превращениях, происходящих при подъёме флюидного потока с глубины. При достижении этого потока определённых термобарических условий происходит сепарация однофазного флюида на газовую и жидкую фазы. С авторами этих теорий трудно согласиться. В целом выводы о глубинном происхождении УВ пока ещё дискуссионны, а построения и схемы перемещения УВ из мантии условны. Наиболее реальной следует признать гипотезу гидрогенизации биогенного вещества осадочных пород глубинным водородом. Факт дегазации Земли мало кто подвергает сомнению.

Автор считает, что на преобразование органического вещества (ОВ) осадочных пород, воздействует не только водород, а весь комплекс элементов флюидного потока, состав вмещающих пород и др.

В развитии этой гипотезы, полагаем, что исходным веществом для образования скопленений нефти являются исключительно углеводороды нефтяного ряда, которые образуются при взаимодействии флюидных потоков с ОВ содержащемся в осадочных породах. Не следует исключать преобразование ОВ осадочных пород под воздействием повышенных температур и давления за счёт погружения их на большие глубины (биогенная теория), однако, при этом масштабы генерации (УВ) в целом небольшие при высоком потенциале пород (бажновская свита). Не следует также исключать, что газы глубинного происхождения присутствуют в залежах нефти и газа. При этом следует ли так однозначно говорить о биогенной или абиогенной теории происхождения УВ? Время требует внедрения новых понятий.

Предлагаемая автором концепция, к примеру, объясняет образование УВ в глинистых сланцах и полуколлекторах. Проникновение глубинных флюидов (с изначально глубинным углеродом, водородом, азотом) способствует преобразованию ОВ в УВ в этих породах, при этом высвобождает поровое пространство, которое и заполняется нефтью и газом. А повторное воздействие глубинных флюидов на породы объясняет высказывание «органиков», что вторичная пористость в сланцах увеличивается с ростом «зрелости» и увеличения содержания РОВ. Сторонники биогенной теории (1) пытаются с одной стороны дать объяснение образованию УВ через строение резервуаров и процессы миграции и эмиграции УВ. С другой стороны утверждают, что «...сланцевая» нефть – это жидкие углеводороды, оставшиеся в нефтематеринской породе после генерации, поскольку не было условий для их эмиграции в смежные породы-коллекторы.

По А.Н. Дмитриевскому (3) «...динамические процессы, происходящие в геосферных оболочках, реализуются в виде постоянного потока энергии и вещества из недр Земли». С этих позиций объясняется формирование залежей, характеризующихся аномальными термобарическими условиями. Давление в залежи создаётся в результате многократных «впрыскиваний» под колоссальным давлением мантийного очага в любую пористую среду

флюидов, за счёт которых увеличиваются объёмы преобразованного ОВ в залежах. Безусловно, давление в залежи удерживается за счёт региональных низко проницаемых покрышек. Области нефтегазообразования приурочены к очагам землетрясений на больших глубинах, что подтверждает приуроченность месторождений нефти и газа к зонам крупных активизированных разломов. Месторождения в подавляющем большинстве «нанизаны», точнее не скажешь, на тектонические разломы – естественные каналы глубинных высокотемпературных потоков флюидов, выделяемых из магм самого различного состава в период тектонической активности территорий. При этом следует добавить, что вмещающие породы в каждом конкретном случае способствуют преобразованию органических остатков. Отсюда многообразие типов нефти (и газов).

Неоспорим факт обнаружения залежей нефти и газа в породах фундамента. Но этот факт не позволяет однозначно признать глубинный источник исходного вещества для формирования залежей нефти и газа.

Так на крупнейшем месторождении Южного Вьетнама, во-первых, источником, как лёгких, так и тяжёлых углеводородов, являются глинистые толщи олигоценового возраста, расположенные в мульдах впадины, которые сторонниками органической теории относятся к нефтегазопроизводящим. Во-вторых, по Кутузовой В.Д. (5) «...изучение известных электрических полей Земли позволило выявить геоэлектрический механизм попадания нефтяных УВ из залежей осадочного чехла в кристаллический фундамент». Прямым доказательством этому считается идентичность состава и свойств нефти из отложений олигоцена и пород фундамента и сходство их с органическим веществом нефтегазопроизводящих пород олигоцена, указывающие на их генетическую связь.

И в-третьих, основными газовыми включениями в пустотах пород фундамента шельфа Южного Вьетнама являются метан и водород по всей вероятности глубинного происхождения. Считается, что активная струйная фильтрация УВ нефтяного ряда из залежей в пустоты кристаллического фундамента имеет глобальный характер проявления и тесно связан с тектонической жизнью Земли.

Предлагаемая концепция происхождения нефти (и газов) сводится к следующему. Углеводороды нефтяного ряда образуются в процессе преобразования ОВ осадочных пород под воздействием внедряемых по разломам под большим давлением высокотемпературных глубинных флюидов в периоды тектонической активизации территорий. Это не гибридная (синтетическая) концепция (4). Её нельзя назвать биогенной, поскольку она исключает главенствующую роль термобарических характеристик пород при преобразовании ОВ в УВ нефтяного ряда. Концепцию нельзя назвать и абиогенной, поскольку она исключает поступление УВ из глубинных недр Земли.

Литература

1. Айзберг Р.Е. Природный сланцевый газ: проблемы изучения и добычи. «Веды», № 28. Минск. С. 5.
2. Баталин. О.Ю., Вафина Н.Г. Конденсационная модель образования залежей нефти и газа: М., Наука, 2008, 248 с.
3. Дмитриевский А.Н. Геодинамика, автоволновая динамика Земли. Генезис нефти и газа. Моделирование механизмов образования нефти и газа: Наука, 2007, 454 с.
4. Исаев Г.Д. О концепциях нефтегазообразования: Вестник Томского Государственного университета, № 323, 2009.
5. Кутузова В.Д. Геоэлектрические факторы в процессах формирования нефтегазонасности недр: Монография, Киев, Карбон-Лтд, 2003, 410 с.
6. Соколов Б.А., Абля Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования: М., Геос, 1999, 76 с.

ГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТОЙ ДОМАНИКОВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУЗУЛУКСКОЙ ВПАДИНЫ

Попова Т.В., Фадеева Н.П., Полудеткина Е.Н.

tatyanavr@bk.ru, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, Россия

В настоящее время разведанные запасы нефти в традиционных резервуарах не только в России, но и во всем мире сокращаются, что приводит к неуклонному падению добычи нефти. Один из возможных источников поддержания добычи на современном уровне – вовлечение в разработку трудно извлекаемых запасов (ТРИЗ) УВ, к которым в том числе относятся ресурсы нефти и газа в сланцевых формациях как нетрадиционные источники углеводородного сырья (НИУВС). Карбонатный комплекс в объеме D3fr-C₁ широко распространен на территории Восточно-Европейской платформы и рассматривается в качестве одной из главных нефтегазоматеринских свит для формирования месторождений углеводородов (УВ) на севере и востоке платформы.

Типичные доманикиты (доманиковая формация), имя которых стало нарицательным для всех пород, обогащенных ОВ сапропелевого и гумусово-сапропелевого состава и в условиях среднего мезокатагенеза сильно битуминозных, являются осадками депрессионных фаций. Они образуются обычно в морских бассейнах в условиях длительного некомпенсированного прогибания, с низкими скоростями седиментации (2-5 м/млн. лет). Основными пороодообразующими компонентами доманикитов являются карбонаты и кремнезем, терригенная составляющая и ОВ, находящиеся в переменных количествах. Литологические аналоги доманикитов встречаются в верхнефранском–нижнекаменноугольном разрезе, включая турнейский и нижнюю часть визейского яруса. Эти отложения в отличие от доманиковой формации, выделены в доманикоидную формацию. Их образование приурочено к осевым зонам Камско-Кинельских прогибов, породы формации также обогащены ОВ сходного типа, но концентрации резко сокращаются к бортам прогибов.

В ходе исследований были использованы материалы по 6 скважинам, расположенным в пределах северной части Бузулукской впадины и сопредельной ей части Южно-Татарского свода комплекс отложений карбонатного девона (саргаевский, семилукский горизонты среднего франа, мендымский горизонт верхнего франа, фаменский ярус) показал, что в его составе присутствуют высокопотенциальные нефтематеринские отложения.

Содержание Сорг в отложениях доманикоидной формации изменяется от долей единицы до 9,60% (среднее 2,50%). Чистые разности органогенно-обломочных и глинистых известняков (карбонатность 85-99%) содержат незначительное количество Сорг от 0,1 до 0,5%. При уменьшении карбонатности в породах увеличивается количество Сорг, а максимальные значения 2,2-9,60% приурочены к кремнисто-карбонатным породам (карбонатность 40-80%). В кремнистых прослоях (карбонатность 2-10%) количество Сорг 2,3-5,4%.

По величине генерационного потенциала (S₁+S₂) 0,1-29,4, среднее 5,8 кг УВ/т породы, отложения доманика относятся к нефтематеринским с преимущественно средним потенциалом, хотя среди них встречаются и бедные (органогенно-обломочные карбонаты) и богатые (карбонатно-кремнистые породы) разности.

На модифицированной диаграмме Ван Кревелена образцы попадают в поля II, II-III и III керогена. Это может свидетельствовать о более низком качестве «смешанного» керогена, а также о значительной степени его выработанности.

Содержание хлороформного битумоида находится в диапазоне 0,05-3,85, среднее 0,49%, а в ОВ – $\beta^{XB} = 14-70$, среднее 45,6%. Столь высокие значения битумоидного коэффициента соответствуют миграционной, в основном паравтохтонной, его природе. Они диагностируются на основании соотношений свободных УВ (S₁) и ОВ, S₁/S₂ и индекса продуктивности (PI – 0,2-0,3). Их присутствие свидетельствует о процессах активной нефтегенерации протекающих в условиях ГЗН: T_{max} = 437-476°C (среднее 459°C), градации ката-

генеза МК2-МК4. Низкие значения T_{max} характерны для пород с малым количеством ОВ, а также для пород, содержащих миграционные битумоиды и УВ.

В скважине северной части Бузулукской впадины исследованы образцы карбонатных, кремнисто-карбонатных, карбонатно-кремнистых и терригенных отложений ранне- и среднефранского возраста. Количество Сорг в доманиковых отложениях варьирует в широких пределах от 0,18 до 8,40% (среднее – 2,15%). Самые незначительные количества характерны для серых органогенно-обломочных известняков нижней части среднего франа и вышележащих карбонатных прослоев. Наибольшим количеством ОВ обладают карбонатные («керогеново-карбонатные») породы (Сорг=4,67-7,78%) и кремнисто-карбонатные породы (Сорг=3,67-8,40%), суммарная мощность которых достигает 5 м. Наблюдаются очень сильная неоднородность по разрезу количества и качества ОВ, а также степени его преобразованности.

По величине нефтематеринского потенциала породы в скважине относятся к категориям от «бедных» до «богатых», он увеличивается с повышением Сорг. Самые большие значение $(S1+S2)=16,39-25,7$ мг УВ/г породы фиксируются в кремнисто-карбонатных и керогеново-карбонатных отложениях. ОВ преобразовано до градаций катагенеза МК1 – МК3, согласно значениям T_{max} 437-485°C (среднее 455°C). Водородный индекс невысок – HI варьирует от 71 до 383, среднее 177 мг УВ/г Сорг, что, прежде всего, свидетельствует не о низком качестве ОВ, а о высокой степени его преобразованности.

Проведенное изучение пород карбонатного девона в объеме саргаевский горизонт – фаменский ярус показало, что эти отложения обладают высоким нефтегенерационным потенциалом, что обусловлено значительными концентрациями сапропелевого ОВ единого генетического типа.

Породы доманиковой формации имеют смешанный состав с переменным содержанием глинистых, кремнистых, карбонатных минералов, что хорошо видно при макро- и микроизучении в шлифах. Они неравномерно обогащены ОВ – максимальные концентрации приурочены к кремнисто-карбонатным породам. Анализ распределения содержания ОВ в породах ряда скважин показал, что в наиболее благоприятных условиях накопления и сохранения ОВ депрессионной впадины соотношение типичных доманикитных концентраций ОВ (свыше 2-5%) и суб- и доманикоидных ($TOC=0,5-2\div 5\%$) составляет примерно 70:30, в то время, как в участках склоновых фаций оно выравнивается примерно до 50:50 и менее; отложения мелководных фаций практически не рассматриваются как нефтематеринские.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО НГБ

¹Пронина Н.В., ²Гонгарев В.В., ¹Лужбина М.С., ¹Тарасенко И.В.

¹nvrproncl@geol.msu.ru, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; ²ФГУП НВ НИИГГ, Саратов, Россия

Отложения позднедевонского-раннекаменноугольного возраста к западу от Урала относятся к доманиковому горизонту и отличаются повышенным содержанием органического вещества (ОВ). Последнее обстоятельство является определяющим в повышенном интересе к этим отложениям как к возможным нефтематеринским.

Настоящие исследования проводились по образцам керна скважин, пробуренных в Бузулукской, южной части Мелекесской впадин и на бортах обрамляющих их Южно-Татарского и Жигулевского сводов. Глубина залегания доманиковых отложений в данном районе составляет от 3150 м – до 4000 м.

Углететрографические исследования включали изучение пород в простом и ультрафиолетовом (УФ) отраженном свете. Были описаны разновидности ОВ, его люминесцентные свойства, распределение в породах, а также замерены показатели отражения.

Органическое вещество в составе исследованных доманиковых отложений неоднородно. Выделено два типа органических мацералов.

К *первому типу* отнесены мацералы гумусовых углей из групп витринита, инертинита и липтинита. К этому же типу принадлежит переотложенный витринит в виде изолированных зерен разного размера, иногда с признаками окатанности. Доля таких мацералов обычно невелика. Они могут концентрироваться в отдельных тонких слоях или присутствовать в породе в виде фрагментов, обрывков. Кроме того, что присутствие подобных фрагментов может указывать на близость областей сноса, их важность, прежде всего витринита, заключается в возможности определения показателя отражения, используемого в геотермических реконструкциях.

Группа липтинита, кроме мацералов, образовавшихся из высшей растительности (напр.: споринит, кутинит, резинит и др.) и потому отнесенных к первому типу ОВ, включает альгиниты, сформированные из водорослей, а также различные вторичные мацералы – битуминит, эксудатинит и др.

К органическому веществу *второго типа* отнесены практически все мацералы группы липтинита: альгиниты, «битумы» и твердые битумы (син. битуминит, протобитум, АОВ-аморфное ОВ). Этот тип ОВ часто называют сапропелевым, в геохимическом отношении оно формирует кероген I и II типов, в отличие от гумусового ОВ, которое считается керогеном III типа.

Мацералы гр. липтинита в отраженном свете имеют темно-серый цвет и темнее остальных органических мацералов, то есть характеризуются самым низким показателем отражения. Однако люминесценция липтинитов (свечение в УФ-свете) самая яркая по сравнению с любыми другими мацералами. Обнаружение и диагностика липтинитов проводится именно с использованием УФ света. При этом удается не только оценить содержание даже мелких, плохо различимых в обычном свете компонентов, но и обнаружить некоторые особенности свечения мацералов, подчеркивающие различия в их химическом составе или агрегатном состоянии.

Альгиниты и липтодетриниты доманиковых отложений из исследованных образцов обладают очень ярким свечением в УФ-свете, но в простом свете имеют коричневатый цвет и нечеткие контуры. Необычный – коричневатый, цвет этих форменных компонентов может свидетельствовать о том, что процесс образования жидких УВ в них уже начался и выделяющиеся из них «битумы» придают коричневатый оттенок и размытый контур.

Ко второму типу ОВ отнесены образования, названные битумами. Это коричневатые тонкие слои, межзерновые пленки, сгустки, которые встречаются отдельно от других

разновидностей ОВ или ассоциируют с ними. Количество этого «битумного» материала самое разное: от мелких примазочек, до слоев полностью пропитанных битумом и имеющих отчетливый коричневый цвет. Битумы образуют иногда оторочки вокруг разных органических мацералов. Битумы в УФ свете ведут себя по-разному. Иногда они имеют очень яркое свечение, а иногда не имеют его совсем.

Одним из самых распространенных мацералов является мацерал, называемый авторами АОВ-аморфным ОВ, битуминитом, твердым битумом или протобитумом [1,2]. АОВ образует линзы, слойки разной толщины или отдельные фрагменты. Линзы АОВ могут быть довольно протяженными, изгибаться, облекая минеральные зерна, и подчеркивают направление напластования. Они могли образоваться из сплошного водорослевого покрова, покрывающего дно мелководного водоема. После выделения жидких УВ из исходного ОВ (в углепетрографическом смысле описанные битумы – следы выделившихся УВ) слойки альгинита, уменьшившегося в объеме, представляют растресканную линзу или не сплошной слой АОВ с выраженной коричневой оторочкой битумов.

Именно по линзам АОВ, при отсутствии витринита, могут производиться замеры показателя отражения $RV_{\text{АОВ}}\%$, которые впоследствии пересчитываются в показатель отражения эквивалента витринита – $RV_{\text{eq}}\%$.

Кроме описанных мацералов, в отдельных пробах были встречены в изобилии биокласты, которые отнесены профессором А.С.Алексеевым (МГУ) к онихитам, являющихся крючками щупалец головоногих моллюсков.

Показатели отражения, замеренные по витриниту и АОВ составили – 0,8-1,3%, что соответствует ГЗН – главной зоне нефтеобразования, или «нефтяному окну». Данные были использованы при построении карт катагенетической преобразованности ОВ Волго-Уральского НГБ.

Литература

1. Jacob H., 1985, Disperse solid bitumens as an indicator for migration and maturity in prospecting for oil and gas. Erdol und Kuhle 38, 365-366
2. Landis, C.R., Castaco, J.R., 1994. Maturation and bulk chemical properties of a suite of solid hydrocarbons. Org. Geochem. 22, 137–149.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСТНОСТИ ОБЪЕКТОВ ШЕЛЬФА КАРСКОГО МОРЯ

Сарычева О.В.

sov_21041992@mail.ru, Башкирский государственный университет, г. Уфа, Россия

Рост мировой потребности в углеводородном сырье и истощение его запасов на суше активизировали в последние десятилетия поисково-разведочные работы в акваториях морей и океанов, приведшие к существенному росту морской нефтегазодобычи. На территории Российского шельфа содержится четверть запасов нефти и половина запасов газа. Общая площадь континентального шельфа России более 6 млн. км², что составляет 25% общей площади шельфа Мирового океана. Ведущее место принадлежит недрам арктических морей – Баренцева (49%), Печорского (15%), Карского (35%), лишь менее 1% находится в Балтийском море и на участке Каспия [1]. По прогнозным оценкам на шельфе сосредоточены 85 % потенциальных извлекаемых ресурсов газа, нефти, конденсата. В недрах Баренцева и Карского морей основная доля ресурсов УВ представлена газом, в недрах Печорского моря преобладают нефтяные УВ.

Россия является лидером по объемам добычи УВ на арктическом шельфе. Здесь находятся наиболее крупные месторождения Штокмановское (шельф Баренцева моря), Русановское, Ленинградское (шельф Карского моря), Долгинское, Приразломное (шельф Печорского моря).

Наиболее перспективным объектом на сегодняшний день, представляется разработка новых месторождений шельфа Карского моря. Ведущей компанией для последующего изучения и разработки данного объекта является ОАО «НК «Роснефть».

Нефтегазоносность региона была изучена геологической съёмкой, бурением, сейсморазведкой, гравиразведкой, магниторазведкой, дистанционными методами зондирования, тематическими исследованиями.

Карское море рассматривается как северное продолжение Западно-Сибирской нефтегазовой плиты. В районе расположения месторождений глубина моря составляет 40-350 м, регион отличается сложной ледовой обстановкой, с низкими температурами зимой – 46°С, и значительной толщиной льда – 1,2-1,6 м. В геологическом строении шельфа Карского моря участвуют как доюрские (PR, Pz и T) образования фундамента, так и юрско-кайнозойские осадочные накопления чехла.

В пределах морской части Западно-Сибирской НГП, расположенной в Южно-Карской синеклизе, выполненной терригенными отложениями юры и мела с общей мощностью от 8 до 14 км, выделяются: в западной части Байдарацко-Приновоземельская нефтегазоносная область (перспективы нефтеносности в неокомских, ниже-среднеюрских и триасовых отложениях), в центральной части Южно-Карская газонефтяная область (перспективы объектов предполагаются в мезозойских отложениях), в южной части три ГНО: Пайхойско-Таймырская ГНО, Ямало-Гыданская ГНО и Южно-Ямало Мессояхинская ГНО (у всех трех перспективы связаны с мезозойскими отложениями) [2].

В строении осадочного разреза принимают участие два структурно-формационных комплекса. Верхний (плитный), представлен терригенными юрско-меловыми отложениями; нижний (рифтовый) – триасовыми вулканогенно-терригенными образованиями. В тектоническом отношении месторождения Южно-Карского бассейна тяготеют к его центральной части. По результатам геофизических исследований установлено, что антиклинальные ловушки развиты над горстовыми поднятиями фундамента, оконтуренными узкими и глубокими рифтовыми структурами [3]. Общим для морской части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции является формирование верхнеюрско-нижнемеловой нефтегазоматеринской толщи доманикоидного типа. Это карбонатно-кремнисто-глинистые толщи баженовской свиты севера Западной Сибири и юга Карского шельфа [4].

Согласно новым данным информация о запасах нефти и газа в Карской нефтегазоносной провинции собрана по Приновоземельским участкам являющиеся действующими, пер-

спективными объектами в настоящее время, исследованные с помощью методов 2D сейсмики. В 2012 по 2016 гг. запланировано дальнейшее изучение Приновоземельских участков методами сейсмики 2D и 3D.

Оценочные извлекаемые ресурсы Восточно-Приновоземельских участков Карского моря таковы: участок 1 – 3,33 млрд.т. нефти и 3,317 млрд.м³ газа; участок 2 – 1,82 млрд.т. нефти и 2,733 млрд.м³ газа; участок 3 – 1,118 млрд.т. нефти и 8,54 млрд.м³ газа.

В 2014г. компания ОАО «НК «Роснефть» завершила бурение скважины «Университетская-1», по итогам которого обнаружена нефть на лицензионном участке Восточно-Приновоземельский-1 в Карском море и открыто газонефтяное месторождение «Победа», с суммарными извлекаемыми запасами нефти 130 млн. т. и газа 499,2 млрд.м³. Запасы газа обнаружены в меловых отложениях сеномана и апт-альба, нефти – юрских отложения. По исследованиям физико-химических свойств и состава нефти из скважины «Университетская-1» нефть является сверхлегкой (плотность 808-814 кг/м³), малосернистой (менее 0,02%), характеризуется высоким выходом светлых фракций – 60-70% и низким содержанием смол – 1,5%, это указывает, что качество нефти лучше, по сравнению с известными марками Brent, Urals.

Карская морская нефтегазоносная провинция, по мнению экспертов, по предположительным объемам ресурсов УВ должна превзойти такие нефтегазоносные провинции как Мексиканский залив, Бразильский шельф, арктический шельф Аляски и Канады, а так же она сравнима со всей текущей ресурсной базы Саудовской Аравии. Анализ тектонического строения и условий газонакопления позволяет дать высокую, уверенную перспективную оценку газоносности пластов-коллекторов на всех крупных поднятиях мегавалов Южно-Карского нефтегазоносного бассейна. Выявленные тектонические валы и крупные поднятия предопределяют возможность открытия на Южно-Карском шельфе значительных по запасам преимущественно газонефтяных месторождений [5].

Дальнейшее освоение территории шельфа Карского моря предполагается в нескольких этапах. Задачей первого этапа региональных работ является получение недостающих данных о глубинном строении региона в целях завершения тектонического и нефтегеологического районирования. Для решения этой задачи предусматривается завершить выполнение по системе геотраверзов работ МОВ ОГТ, КМПВ, ГСЗ в комплексе с гравимагнитометрией и геотермометрией. Работы второго этапа региональных работ (прогноз нефтегазоносности) предусматривают бурение опорно-параметрической скважин.

Литература

1. Астафьев Д.А., Шеин В.А. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности северной части Западно-Сибирского тафродена и его обрамления // Геология нефти и газа. – 2010. – № 3. – С. 19-29.
2. Захаров Е.В., Холодилов В.А., Мандель К.А. Основные результаты и перспективы развития работ по выявлению и освоению углеводородных месторождений на шельфе Карского моря // Геология, геофизика и разработка нефтегазовых месторождений, М., ВНИИОЭНГ, 2004, №9, с. 23-27.
3. Холодилов В.А., Драцов В.Г., Наказная Т.Д. Эффективность геолого-геофизических исследований и испытаний продуктивных объектов при бурении скважин в акватории Обской губы // Геология, геофизика и разработка нефтегазовых месторождений, М., ВНИИОЭНГ, 2004, №9, с. 39-46.
4. Шеин В.А. Особенности геологического строения палеорифтовых систем Баренцево-Карского региона. // Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина. Изд-во МГУ – 2011. С. 2083-2087.
5. Шеин В.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности тектонических комплексов палеорифтовых систем Западной Арктики. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – 2012, №2 – С. 22-35.

МИКРОБИАЛЬНОЕ КАРБОНАТНАКОПЛЕНИЕ НА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ РУБЕЖАХ ПАЛЕОЗОЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Седаева К.М.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, Москва, Россия

В палеозойских разрезах осадочного чехла периферии древних платформ (*Восточно-Европейской, Северо-Американской, Сибирской, Китайской*) Северного полушария наблюдаются уровни накопления мощных (100-500м и более) толщ микрозернистых известняков. Они заполняют собой большую часть осадочных бассейнов, сформированных на окраинах материков палеомориями Япетуса, Панталассы, Уральского, Палеоазиатского и Рейского (Палеотетиса). Основная их масса сложена тончайшими карбонатными частицами – микритом сгусткового или комковатого строения микробиальной природы и образована микробными сообществами – микробионтами. Их можно рассматривать, как карбонатные микробионтолиты или как микритово-микробиальные известняки, в названии которых зафиксированы структура и способ образования карбоната кальция. В пространстве карбонатные микробионтолиты формируют геологические тела клиноформноподобной или куполовидной формы, нередко рифоподобного облика, а в разрезе – в виде серии пластов известняков однородного сложения, которым присуща крупная или грубая слоистость. Интервал их появления в разрезах осадочного чехла древних кратонов отмечается на границе силура-девона (S/D), девона-карбона (D/C), раннего-позднего карбона (C₁/C₂), карбона-перми (C/P) и ранней-средней перми (P₁/P₂). Эти рубежи палеозоя являются экстремальными и значателют собой наиболее радикальные изменения в биосфере с формированием в ее биокосной системе уровни накопления толщ карбонатных микробионтолитов.

Пограничные карбонатные микробионтолиты силура–девона формировались на окраинах древних материков (Гондваны, Лаврентии, Балтии) и Восточно-Европейского и Северо-Китайского кратонов вокруг обширных морских бассейнов (*Уральского, Палео-Азиатского и Япетуса*). По латерали они переходят в сульфатоносные карбонатные отложения с пропластками и пластами карбонатных, тонкообломочных и отчасти соленосных пород. Их формирование происходило на фоне глобальной регрессии (*проявленной в конце силура*) и аридизации климата на заключительной стадии арденской фазы позднекаледонского цикла тектогенеза и вулканизма в пределах орогенных областей с возникновением в дальнейшем колчедано-полиметаллического оруденения. Проявление абиотических событий обусловило значительное сокращение площади акватории морского бассейна и его обмеление, и появление в гидро- и атмосфере вредных веществ. Открыто-шельфовые обстановки позднесилурийского морского бассейна с нормальным газовым и солевым режимом вод сменились в раннем девоне лагунными и приливно-отливными с нарушенным солевым режимом. Это привело к: 1) биотическому кризису – сокращению биоразнообразия в составе морской биоты эукариот в связи с массовым их вымиранием и расцвету прокариот и 2) смене биогенного карбонатакопления на биохемотренное с микробиальным способом осаждения карбоната кальция на фоне ускоренного прогибания континентальной коры по периферии древних материков. Вследствие этого происходило формирование толщ микробионтолитов, обогащенных сапропелевым ОВ, что предопределило образование нефтематеринского комплекса данного возраста.

Пограничные карбонатные микробионтолиты девона–карбона установлены во многих карбонатных разрезах осадочного чехла древних кратонов и сопредельных с ними перикратонных и передовых прогибах, представляя собой образования окраинных морей со стороны Япетуса, Панталассы, Рейского (Палеотетиса), Уральского и Палео-Азиатского водных бассейнов. По латерали с ними ассоциируются относительно маломощные силициты, доманикоиды или вулканиты, выполняющие депрессионные участки и впадины морских бассейнов. Формирование толщ микробионтолитов происходило на фоне проявления

бретонской фазы раннегерцинского цикла тектогенеза – в эпоху проявления главной фазы рифтогенеза и супервулканизма (*вследствие усиления мантийного вулканизма*). В конце девона фиксируется резкое снижение уровня Мирового океана в связи с крупным импульсом Гондванского оледенения, биотический кризис с массовым вымиранием известковых форм организмов и взрыв таксономического разнообразия радиолярий в субглобальном масштабе, и расцвет прокариот. По периферии карбонатных платформ и окраин древних материков шло интенсивное микробиальное карбонатонакопление с формированием мощных толщ микробионтолитов, в высокой степени обогащенных сапропелевым Сорг. Благодаря высоким скоростям седиментации нефтегазоматеринские породы были погружены на глубины, необходимые для генерации жидких и газообразных УВ. Вследствие этого к ним приурочены крупные скопления нефти и газа во многих регионах Северного полушария (Северная Африка, США, Канада, Россия, Китай).

Пограничные карбонатные микробионтолиты ранней–средней перми встречаются в карбонатных разрезах окраин Восточно-Европейской (*Польша, Прибалтика, Германия, Великобритания, Прикарпатье–Украина, Волго-Вятский регион России*), Северо-Американской (*формація Фосфорія – басейн Биг Хорн*) и Китайской платформ. Формирование карбонатных микробионтолитов происходило на фоне тектономагматической активизации (*в связи с проявлением заальской и пфальцской фаз позднегерцинского цикла тектогенеза*), общей регрессии и аридизации климата, что обусловило резкое сокращение площади морских бассейнов, их обмеление и эвапоритизацию. Это привело к: 1) резкому снижению биоразнообразия в составе эукариот и биотическому кризису – массовому вымиранию организмов, 2) господству прокариот и микробиальному карбонатонакоплению. Вследствие этого происходило формирование карбонатных микробионтолитов на фоне редких ингрессий морских вод с несколькими уровнями скопления бентосной фауны, с дальнейшим образованием в них природных резервуаров скоплений нефти и газа, и отчасти битума.

Заключение. Микробиальное карбонатонакопление в истории среднего и позднего палеозоя происходило на экстремальных рубежах – на фоне проявления кратковременных абиотических событий, вызванных активизацией тектогенных, разномасштабных эндогенных и флюидно-гидротермальных процессов с эпизодическим и локальным участием плюмово-мантийного магматизма (особенно на рубеже D/C), обусловившие радикальные изменения в биосфере. На уровне накопления карбонатных микробионтолитов в литосфере зафиксировано появление толщ колчеданосных вулканитов с полиметаллическим орудением и крупные скопления разных руд и металлов, а в стратиффере – нефти, газа и горючих сланцев.

Тектономагматические процессы обусловили: 1) поступление в атмосферу и гидросферу значительного количества пепла, CO₂, H₂S, SO₂, и др. газов, SiO₂, S и сопутствующих малых, редких и редкоземельных элементов; 2) резкие и частые флуктуации уровня моря, 3) палеоклиматические изменения, 4) запустили цепную реакцию экологических изменений, «спровоцировав» несколько импульсов Гондванского оледенения в Южном полушарии на рубеже S/D, D/C, C₁/C₂, P₁/P₂ и 5) привели к снижению уровня кислорода (особенно на рубеже D/C) в атмосфере и гидросфере. Тектогенные и эндогенные процессы, проявившиеся в морских бассейнах и на суши, обусловили биотический кризис и перестройку биосферы с широкомасштабным развитием микробиальных сообществ, утилизирующих вредные вещества из атмосферы, и гидросферы. Вследствие этого происходило формирование мощных толщ карбонатных микробионтолитов в виде стратоуровней на различных интервалах палеозоя, синхронных стратоуровням повышенного и интенсивного рудо-, нефте-, газо- и сланцеобразования, что отражает тесную связь тектоники, магматизма и седиментогенеза с мирагенезом промышленных месторождений.

ВОЗМОЖНОСТИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КЕРНА НЕФТЕГАЗОВЫХ СКВАЖИН МЕТОДОМ РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Хозяинов М.С., Якушина О.А.

mkhoz@mail.ru, ГБОУ ВО Международный университет природы общества и человека «Дубна», Дубна, Россия

Метод рентгеновской томографии (РТ), успешно использовался в медицине, и, логично, возникло желание применить метод для исследования неорганических объектов, в том числе горных пород, руд и минералов; такие исследования начались еще в конце 1980-х.

Рентгеновская томография сочетает неdestructивность, простоту и оперативность анализа. Исследование проводится без пробоподготовки, при естественном состоянии руды, породы. Присутствие минералов с близкими оптическими характеристиками, тонкодисперсных или слабо окристаллизованных, рентгеноаморфных фаз не является ограничением РТ-анализа. Построение 3D моделей внутреннего строения без разрушения образца является безусловным преимуществом метода. Однако горные породы, руды и минералы оказались сложным объектом для исследования этим методом. Причины этого как в физической природе явления (используется не монохроматическое излучение), конструкции приборов, так и в генетической природе минерального вещества

С 1990-х гг. крупные зарубежные нефтяные компании начали использовать томографию для сканирования керна горных пород как рутинный денситометрический метод, и эти исследования проводились (преимущественно) на медицинских томографах [4]. Первые исследования керна нефтегазовых скважин в России были начаты в эти же годы, например [1]. В настоящее время ряд исследовательских лабораторий отечественного нефтегазового сектора оснащен рентгеновскими томографами разных производителей и марок, которые используются, главным образом, как инструмент выявления характерных участков керна для традиционных исследований, паспортизации и цифровой архивизации керна, визуализации неоднородностей, пористости, трещиноватости, кавернозности.

Разные группы ученых ведут активные исследования в области применения РТ в нефтегазовой геологии и литологии для определения петрофизических характеристик горных пород, залежей нефти и газа и моделирования разработки месторождений. Получение наиболее полного и представительного первичного массива данных об ослаблении рентгеновских лучей веществом (горной породой, кернавым материалом) имеет первостепенное значения для изучения пустотного пространства и расчета петрофизических характеристик по рентгенотомографическим данным.

Сегодня большинство рентгеновских томографов позволяют проводить паспортизацию полноразмерного керна и отбор образцов для петрофизических исследований, такой томограф должен иметь рабочее поле 10 мм и более, то для этих задач могут использоваться как медицинские, их чаще предлагают, или промышленные томографы, например РКТ, Филлин, ВТ, МАРС. Исследования полноразмерного керна позволяют получить только общее представление о неоднородности внутреннего строения и несут ничтожно мало полезной информации о поровом пространстве и фазовом составе коллектора ввиду большого размера фокального пятна рентгеновской трубки и низкого пространственного разрешения, низкой энергии первичного рентгеновского излучения и, следовательно, низкой контрастности (в оттенках серого) вариаций минерального состава и пустотного пространства в целом.

Для определения качественных и количественных петрофизических характеристик. Необходимо иметь высокое пространственное разрешение, достижимое на микротомографах (микрофокусные рентгеновские трубки) разных серий на образцах размером менее 10 мм (микро-) и 1 мм (нано-). Рабочее напряжение рентгеновской трубки 100 ÷ 225 кВ, используют фильтрованное рентгеновское излучение, что сокращает объем первичных данных эксперимента. Как правило, микротомографы могут исследовать образцы диаметром менее 50 мм с заявленным разрешением порядка 0,2 мм. Достижение заявленного пространственного

разрешения в единицы микрометров, нанометров приводит к необходимости уменьшать размер образца до сантиметра-миллиметров, но в этом случае теряется представительность исследуемой площади, необходимая для количественных исследований пустотного пространства, как в методе люминофоров, ртутной порометрии.

Количественная оценка не только общей, но открытой, закрытой пористости пород-коллекторов по данным РТ не разработана. Получение количественных характеристик требует специализированного программного обеспечения, совмещенного с томографом. Интерпретация фазового состава в оттенках серого (по шкале НУ) и посредством совмещения цветовых характеристик с данными электронной микроскопии (картирование минералов) не всегда однозначна. Не решена задача масштабирования – как по РТ-данным от 1-10 мм (вместо 50-100 мм) перейти на прогноз пористости-трещиноватости пород-коллекторов по скважине, и по месторождению. Построение 3D моделей время- и ресурсозатратно, оно требует непрерывной съемки в течение 1-3 дней и обработки колоссальных объемов информации, исчисляющейся сотнями Гигабит, что требует использования специальных супермощных компьютеров, и не может обеспечить массовость исследований для набора требуемой в геологии статистики данных.

Проведение исследований в процессе моделирования вытеснения нефти при разных термобарических условиях требует применения специальных камер давления-температуры. Исследования находятся на начальной стадии.

Метод РТ может сегодня эффективно использоваться для паспортизации керна, отбора представительных участков керна для проведения дальнейших детальных исследований. Типичное пространственное разрешение при исследовании полноразмерного керна – 200 мкм, что недостаточно для детальных количественных петрофизических исследований, когда пространственное разрешение должно быть <5-10 мкм. Не решена задача масштабирования по РТ-данным: как от единичных исследований 50 мм керна, и тем более, 1-10 мм, перейти на прогноз пористости-трещиноватости коллектора. Методика РТ-исследования применительно к керну нефтегазовых скважин для получения достоверных количественных петрофизических характеристик, прежде всего оценки пористости, трещиноватости, нефтеотдачи (в том числе для сложнопостроенных коллекторов), в целом не разработана и требует постановки специальных научно-исследовательских работ.

Авторы определили три основные задачи, решаемые методом РТ: качественная оценка полноразмерных кернов, изучение количественных характеристик на уровне микроструктуры и исследования в процессе моделирования вытеснения флюида при различных термобарических условиях. Ключевую роль в успешном развитии РТ для нефтегазовой отрасли будет играть как совершенствование аппаратной базы, так и специализированное программное обеспечение, совмещенное с прибором: т.е. конструирование рентгеновских томографов, позволяющих исследовать полноразмерный керн диаметром 10 см и более при пространственном разрешении на уровне микрометров, которые могут быть оборудованы специальной камерой для термобарического моделирования пластовых условий.

Литература

1. Хозяинов М.С., Руб А.К., Козорезов Е.В. Использование рентгеновской вычислительной микротомографии в прикладной минералогии // ДАН. 1995. – № 4. – С. 516-519.
2. Якушина О.А., Хозяинов М.С. Анализ возможностей рентгеновской томографии для петрофизических исследований керна нефтегазовых скважин // Каротажник. 2014. – № 2. – С. 107-121.
3. Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяинов М.С. Рентгеновская вычислительная томография – неразрушающий метод анализа // Мир измерений. 2003. – № 10(32). – С. 12-17.
4. Computed tomography in petroleum engineering research, in: Applications of X-ray CT in the Geosciences / Special Publication, Geological Society, London, 2003. Vol. 215. PP. 23–38.
5. 1st International Conference on Tomography of Materials and Structures: Ghent, 01–05 July 2013. Электронный ресурс <http://www.ictms.ugent.be/index.php?start>
6. Всероссийская конференция «Практическая микротомография». URL: <http://microctconf.com/>

ЗАКОНОМЕРНОСТИ УГЛЕНОСНОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

¹Голицын М.В., ²Голицын А.М.

¹6008420@gmail.com, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; ²ООО “Фосерг”

С каждым годом появляется все больше материалов, свидетельствующих, что связь угленосных и нефтегазосных формаций гораздо более тесная, чем полагалось ранее, когда нефтегазосные формации считались в основном морскими образованиями. Например, в традиционно нефтегазосном Западно-Сибирской бассейне в конце XX века были выявлены огромные ресурсы угля, а в США в нефтегазосном бассейне Сан-Хуан обнаружены угли, запасы которых оценены в 200 млрд т. Подобных примеров много. На основе анализа угленосности и качества углей месторождений в обрамлении Лаптевоморской впадины, впервые, сделана попытка оценить, с этих позиций, перспективы её нефтегазосности.

На шельфе российских арктических морей известен ряд месторождений нефти и газа. Лаптевоморская впадина входит в пояс мезокайнозойских бассейнов, расположенных вдоль оси Северного Арктического хребта.

Важная закономерность для российских арктических морей выражена в омоложении возраста продуктивных отложений в направлении с запада на восток от пермо-триаса (Печорское море), триаса-юры (восток Баренцева моря), юры (север Западной Сибири) и до нижнего мела (Карское море). Далее к востоку располагается Лаптевоморская впадина с верхнепалеозойским, мезозойским, особенно нижнемеловым угленосным и более молодым обрамлением. Некоторые авторы выделяют здесь Лаптевскую ПНГП (предположительно нефтегазосную провинцию) с широким возрастным диапазоном продуктивных отложений.

Вопрос взаимоотношения угленосных и нефтегазосных формаций представляет не только теоретический, но и определенный практический интерес. Тесная связь этих формаций доказана на примере многих бассейнов, в том числе Западно-Сибирского, в котором в образованиях юры и мела соседствуют крупные ресурсы нефти, газа и угля, богатого липтитом.

В угленосном обрамлении Лаптевоморской впадины известны многочисленные угольные месторождения (Р, J, К, Kz) Таймырского бассейна, Анадырского и Оленекского районов Ленского бассейна, Новосибирских островов и Северной земли. На многих месторождениях угольные пласты погружаются под дно моря Лаптевых. Угли гумусовые, липтобиолитовые (рабдописситы) и сапропелевые (богхеды), малозольные и малосернистые каменные марок Д, Г и Ж (МК₁, МК₂, МК₃). Ресурсы угля оцениваются во многие десятки миллиардов тонн.

Во всех охарактеризованных выше разрезах, по данным А.В. Ступаковой (2013), встречены обычно второстепенные газовые резервуары, в первую очередь, в отложениях перми, нижнего мела, реже триаса и юры.

Возможные ресурсы палеозойских и мезокайнозойских углей под дном моря Лаптевых пока еще не оценивались, но, по-видимому, будут весьма значительными.

Всё это позволяет предположить, что под дном моря Лаптевых возможно наличие месторождений газа и нефти, как в отложениях нижнего мела, так и в более молодых и более древних образованиях.

Таковы результаты использования закономерностей изменения угленосности для оценки нефтегазосности Лаптевоморской впадины. Они свидетельствуют о необходимости проведения в этом регионе крупномасштабных комплексных исследований.

СУФЛЯРНЫЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ГАЗА – КАК ОДИН ИЗ КРИТЕРИЕВ ГАЗОНОСНОСТИ УГЛЕПОРОДНЫХ МАССИВОВ ДОНЕЦКО-МАКЕЕВСКОГО УГЛЕПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНА ДОНБАССА

Вергельская Н.В.

vnata09@meta.ua, Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, Украина

Многолетние исследования в отделе геологии угольных месторождений ИГН НАН Украины постседиментационных процессов в углепородных массивах и их влияния на формирование углеводородных источников убеждают в их парагенетической связи с глубинными факторами – от магматических интрузий до углеводородно-водородных газодинамических явлений, рассматриваются нами как поисковый критерий углеводородных скоплений [3]. Газодинамические явления указывают на возможность проявления и прогноза на глубину эндогенных источников углеводородов, дополняющих или доминирующих в создании залежей в углепородном массиве.

Условия и особенности залегания угленосных отложений Донецко-Макеевского района на крыле Кальмиус-Торецкой котловины обусловили высокую газоносность угольных пластов и вмещающих пород, наличие скоплений свободных газов и распространение верхнего предела зоны метановых газов вблизи дневной поверхности. В западной части района со спокойным моноклинальным и пологим залеганием пород, мощность дегазационной зоны составляет 450 – 500 м. В центральной, и особенно в восточной части, района с многочисленными надвигами большой амплитуды, а также развитием вторичных замкнутых брахискладок и флексур, верхний предел метановой зоны проходит на глубине 80 – 150 м (Ясиновская флексура, Зуевский купол, Макеевская мульда и др.). Шахты соответствующих глубин относятся к сверхкатегорийным, метаноносность их высокая, они опасны по суфлярным выделениям [1, 2].

С 799 суфляров, которые проявились в выработках Донбасса, более половины (56%) зафиксировано в шахтах Донецко-Макеевского района. Для района характерна высокая концентрация геологических суфлярных выделений (250), несколько меньше эксплуатационных (199). В соседних с Донецко-Макеевским с развитыми горными выработками с северо-запада – в Центральном, и с востока – Торецком углепромышленных районах установлено резкое уменьшение суфлярных выделений (соответственно 4 % и 14,5 %), на западе – в Красноармейском – суфляров на шахтах не зафиксировано [3].

По результатам многолетних и систематических исследований свободных газовыделений на шахтах Донбасса А.Я. Бовсуновским и М.А. Фроловым установлено, что суфлярные выделения в большинстве случаев происходят при разработке одних и тех же угольных пластов. Так, 70 % суфляров – геологического происхождения и 80 % – эксплуатационного происхождения зарегистрированы при отработке пластов свит C_2^3 и C_2^5 . Отложения этих свит характеризуются повышенной угленосностью и песчаностью разреза.

Из всех исследованных суфляров бассейна 42% приурочены к пликативным нарушениям, 12 % – к пликативным, осложненным дизъюнктивами. Вмещающие породы, содержащие большинство угольных пластов опасных по суфлярным выделениям газа, представлены, в основном, газоносными песчаниками, реже алевролитами и известняками.

В Донецко-Макеевском районе при отработке 17 угольных пластов суфлярные выделения газа, как правило, носят региональный характер. Главными источниками суфляров определены, в основном, газоносные вмещающие породы, при раскрытии которых подготовительными и капитальными выработками (штреки, уклоны, квершлагги и др.) происходит свободное выделение газа. Это и предопределяет, что лишь 7 % суфляров установлено из угля при проведении очистных работ, а 93 % – из подошвы и кровли угольных пластов при проходке подготовительных и капитальных выработок значительно большего сечения, чем мощность разрабатываемого пласта. Наибольшее количество суфляров встречается при отработке сближенных угольных пластов свиты C_2^3 – h_7 , h_8 и h_{10} ; свиты C_2^5 – k_4^1 и k_8 ; свиты C_2^6 – l_1 ; свиты C_2^7 – m_3 ; свиты C_3^1 – n_1 .

Наибольшее количество суфляров геологического происхождения отмечено на шахтах Восточная, Мушкетовская-Вертикальная – № 1, Мушкетовская-Заперевальная, № 1-1 бис, им. А.Ф. Засядько и Ново – Бутовка. Количество суфляров геологического происхождения на каждый километр выработки растет с углублением выработок от верхней границы метановых газов до 600 – 700 м, затем она резко снижается и на глубинах 700 – 800 м их плотность остается почти постоянной.

Суфляры эксплуатационного происхождения выделяются при осаднении кровли, представленной песчаниками или при отработке сближенных угольных пластов, которые подстилают или перекрывают песчаники. Плотность эксплуатационных суфляров продолжает увеличиваться и ниже 700 – 800 м. Поскольку суфляры приуроченные к микроизгибам пород с размерами в основе 200 – 350 м, то их общее количество на 1 км равен трем, что особенно характерно для регионов газонасыщенных песчаников.

Анализ пространственного размещения суфляров и их плотности показал, что они распространены в горных выработках всех шахт, которыми раскрыты молодые поперечные структуры Донецко-Макеевского района: Ветковская, Чайкинская, Петровская, Калининская, Ясиновско-Ждановская и др. Флексуры и брахиантиклинали, а также мелкие мульды – (Макеевская и др.) осложнены надвигами. В Донецко-Макеевском углепромышленном районе надвиги формируют порово-трещинные типы коллекторов, которые улучшают фильтрационно-емкостные свойства пород массива, особенно в его центральной части.

Выводы

Пространственное распространение суфляров определяет особенности газоносности Донецко-Макеевского угленосного района:

- в пределах района суфлярные выделения по одним и тем же угольным пластам установлены на нескольких шахтах, что свидетельствует о их региональной газоносности;
- многими шахтами раскрыты пласты с суфлярным выделением в разных свитах, что свидетельствует о многоуровневом характере газоносности;
- суфлярные выделения сконцентрированы на сводах молодых поперечных структур района или на их крыльях, осложненных надвигами;
- вторичная трещиноватость в песчаниках, создаваемая посадкой кровли над горными выработками, вызывает дополнительное выделение газа, интенсивность которого выше суфляров из ненарушенного массива;
- скопления газов, приуроченных к отдельным структурам, можно рассматривать как газовые залежи, дренируемые горными выработками шахт.

Литература

1. Эттингер И.Л., Еремин И.В. Пористость и пустотность каменных углей // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1980. – № 5. – С. 124-129.
2. Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна. – М.: Углетехиздат, 1954. – 430 с.
3. Радзивилл А.Я., Иванова А.В., Зайцева Л.Б. Геология углегазовых бассейнов (провинций) Украины. – Киев: Логос, 2007. – 180 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСТАТОЧНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПОРОДАХ УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УЛЬЗИТ, МОНГОЛИЯ

Лебедев В.С., Игнатов П.А., Гречухин М.Н., Стукалова И.Е.

vslebed@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С.Орджоникидзе, Москва, Россия

Исследованы остаточные углеводороды уранового месторождения гидрогенного типа Ульзит в Восточно-Гобийском районе Монголии. Рудовмещающими являются нижнемеловые угленосные отложения, выполняющие крупную рифтогенную депрессию. Месторождение локализовано вблизи горного поднятия, сложенного юрскими гранитами и гранитоидами с повышенным содержанием радиоэлементов [1].

Остаточные углеводороды (ОУВ) выделялись из рудовмещающих осадочных пород, рудных штуфов и образцов углей методом термической дегазации при температуре 200⁰С в атмосфере гелия. Анализы выполнялись методом газовой хроматографии. В выделяющихся газах определялось содержание углеводородов (УВ) от СН₄ до С₆Н₁₄. Результаты приводятся в см³/кг или мл/кг, состав – отн. % к сумме ОУВ.

Содержание ОУВ в углях месторождения в среднем 6,8 см³/кг, среднее содержание СН₄ – 2,7 см³/кг, суммы (С₂+С₆) – 4,1 см³/кг. В тяжелых углеводородах (ТУ) преобладают непредельные, отношение (С₂Н₆+С₃Н₈)/(С₂Н₄+С₃Н₆) в среднем составляет 0,33. Исследованные пробы угля по петрографическим параметрам, отражательной способности витренина (R₀ % 0,25-0,35), а также по содержанию и составу ОУВ не отличаются от других бурогольных месторождений [2], т.е. угленосная толща исследуемого месторождения представлена бурыми углями.

Содержания ОУВ в породах месторождения проанализировано по керну глубокой опорной скважины. В целом, содержания ОУВ по данному разрезу в среднем составляло около 1 см³/кг. При пересечении участков с урановой минерализацией резко возрастает содержание ОУВ до 1,4-1,6 см³/кг. В интервалах разреза без урановой минерализации состав углеводородов ОУВ в целом близок к ОУВ углей месторождения – в ТУ преобладают непредельные УВ. Это позволяет предположить, что на исследованной части разреза органическое вещество пород находится на буроугольной стадии преобразования.

В рассматриваемом разрезе выделяются два интервала с урановой минерализацией – верхний на глубине около 70 м и нижний на 170 м. Оба интервала характеризуются повышенным содержанием ОУВ относительно породы в целом, тем не менее они резко различаются по составу УВ.

На верхнем уровне установлено резкое повышение содержания предельных УВ – бутана, пентана и гексана относительно соседних интервалов. В то же время, на этом фоне сохраняется картина распределения непредельных УВ, как в ОУВ угля и участках разреза без урановой минерализации. На нижнем участке в ОУВ установлено резкое повышение содержания бутилена относительно соседних интервалов при низком содержании предельных УВ.

Полученные газогеохимические данные подтверждают формирование уранового месторождения в зоне выклинивания пластового окисления в условиях экзодиагенеза или начального катагенеза.

Окисленные урансодержащие растворы по проницаемым горизонтам проникали в угленосные отложения, содержащее органическое вещество и восстановленные газы – СН₄, Н₂, Н₂С и др. Урановое оруденение образовалось и возможно продолжает преобразовываться при активном воздействии микроорганизмов. Аэробные микроорганизмы окисляют восстановленные компоненты, и образуется дефицит кислорода, или полное его потребление, т.е. создаются полуанаэробные и анаэробные условия. В этих условиях протекают окислительно-восстановительные реакции, уран восстанавливается и формируется урановое месторождение. На этом геохимическом барьере под воздействием консорциума микроорганизмов протекали активные процессы газообразования, что и отражается в повышенном содержании ОУВ на участках урановой минерализации.

Литература

1. Гречухин М.Н., Игнатов П.А. Новое гидрогенное месторождение урана Ульзит в Монголии. Известия вузов. Геология и разведка. 2014. № 4. С. 27-33.
2. Лебедев В.С., Стукалова И.Е. Особенности состава углеводородов остаточных газов бурых углей. Геология и разведка. 2014. № 4. С. 49-52.

ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСНОЙ МЕТОДИКИ СТРУКТУРНО-ТЕРМО-АТМОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (СТАГИ) ДЛЯ ПОИСКА НЕТРАДИЦИОННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПРЕДЕЛАХ ГОРНЫХ ОТВОДОВ ЗАКРЫТЫХ ШАХТ

Дубосарский В.Р.

dvr2569@mail.ru, Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

Одним из источников прироста добычи объемов природного газа рассматривается нетрадиционный ресурс углеводородов (УВ) – газ угольных месторождений (угольный газ (УГ)). При этом имеется в виду не местная добыча УГ, для нужд добывающего предприятия, а промышленная добыча, при которой он рассматривается как самостоятельное полезное ископаемое, используемое в местной промышленности.

Промышленная добыча УГ из отработанного шахтного пространства успешно реализуются в Германии, Франции, Австралии, Китае. Основное использование: получение электричества с помощью энергетических установок; поставка УГ потребителю, если удовлетворяет качество.

Прогнозирование участков скопления и разгрузки УВ на поверхности одна из проблем добывающих УГ компаний. Для получения информации об участках скопления и разгрузки УВ предложена комплексная методика структурно-термо-атмогеохимических исследований (СТАГИ) которая базируется на многолетних научно-методических разработках Института геологических наук НАН Украины и является развитием идей приповерхностных методов [1, 3-5].

Методика ориентирована на уточнение разломно-блоковой модели участка исследований, выделение сети разломных зон повышенной проницаемости разного ранга и на этой основе выделение геодинамически стабильных и флюидонепроницаемых блоков, благоприятных для формирования ловушек УВ. Методика предусматривает выполнение комплекса лабораторных и полевых исследований по схеме: анализ структурно-тектонической позиции района работ, структурно-неотектоническое дешифрирование материалов дистанционных исследований Земли, термометрическая, эманационная и атмогеохимическая съемки, обработка полученных данных.

Комплекс опробован на угольных месторождениях Донбасса: закрытых шахт Томашовская Северная, Томашовская Южная; действующих шахтах А.Ф. Засядька, Краснолиманская, участок Суходольский и Львовско-Волынского угольного бассейна.

На территории Украины существует несколько сотен ликвидированных шахт, и это не только потенциальный источник УГ, но и значительная экологическая проблема.

В Украине добыча УГ в пределах горного отвода ликвидированной угольной шахты выполняется на одной шахты – Томашовская Южная. Добытый газ используются двумя местными предприятиями [2]. Подача газа напрямую в газотранспортную систему Украины не возможна из-за низкой калорийности добываемого газа.

Шахта введена в эксплуатацию в 1960г. На начальном этапе изучения были получены данные о высокой метанонасыщенности угольного пласта и аномально высоком содержании газа в вмещающих породах. Связывали это с отсутствием выхода угольного пласта на дневную поверхность и высоким метаморфизмом угольного пласта. Отрабатывался пласт h_8 на глубине 220-400м. При заложении вентиляционного ствола вокруг было пробурено 6 дегазационных скважин дебит газа из которых достигал 72 тис.м³/сут. За 11 лет их работы из них выделилось более 24 млн.м³ газа [2, 6, 7].

За время эксплуатации шахты 1955-1964 суммарный объем добытого газа составил 61,3 млн.м³. 1965-1972 – 92,2 млн.м³. Применение подземной и надземной дегазации позволило снизить природную газонасыщенность угольных пластов. Ликвидировали шахту в 1978г. «мокрым» способом. При ликвидации шахты все ее стволы были засыпаны на полную глубину. В 1984г. произошло возгорание на поверхности в пределах ликвидированного вентиляционного шурфа, а в его пределах установлено значительное выделение метана.

В 1985г. возникали возгорания на поверхности в пределах незатомпанированных скважин. Поисковыми работами было установлено, что над отработанным пространством образовался техногенный коллектор мощностью 170м. Геофизическими исследованиями и измерениями уровня жидкости в скважине установили, что коллектор не имеет литологической приуроченности и находится в относительно безводном состоянии. Газ в коллектор может поступать из нижележащих горизонтов по трещинам и нарушениям. В наблюдательных скважинах установлена зависимость между давлением газа в скважинах и атмосферным давлением близкая обратно пропорциональной.

Испытательно-исследовательская работа по добыче газа начата в 2002г.

За 55 лет отбор газа из скважин составил 7 тыс.м³/сут, или 2,5-4 млн.м³/год. За пять лет добыто около 16,2 млн.м³.

На Томашовском Северном куполе добыча газа была начата, но через 1,5 месяца работы и добычи 0,7 млн.м³ газа скважины были обводнены и законсервированы.

В 2004 году в пределах Томашовских куполов включающих горные отводы угольных шахт Томашовская Южная и Томашовская Северная была проведена площадная съемка по методике СТАГИ с шагом между пунктами наблюдения 500х500м, сгущение по отдельным профилям 250м. По результатам съемки были выделены участки перспективные для скопления углеводородов. В мае 2013г. была проведена более детальная площадная съемка 250х250м в пределах горного отвода шахты Томашовская Южная, а в сентябре того же года детальная съемка 100х100м в пределах купольной части и сгущением на участке где размещены добывающие УГ скважины 50х50м.

Съемки, проведенные в разные годы, подтвердили возможность их сопоставления. Детализация работ позволила выделить локальные флюидопроницаемые участки и выделить локальные перспективные участки для бурения добывающих УГ скважин.

Опыт применения комплексной методики СТАГИ показал целесообразность ее использования как дополнительной экспресс-информации для прогнозной оценки перспективных структур. Использование предложенной методики целесообразно как на прогнозно-поисковой, так и разведочной стадии с целью оперативной корректировки проводимых работ.

Литература

1. А. с. № 28176. Комплексна методика структурно-термо-атмогідро-геохімічних досліджень (СТАГД) / Багрий І.Д., Гожик П.Ф. – 2009.

2. Анциферов А.В., Голубев А.А., Канин В.А., Тиркель М.Г., Задара ГЗ., Узиюк В.И., Анциферов В.А., Суярко В.Г. Газоносность и ресурсы метана угольных бассейнов Украины. в 3т. /т.2 Углегазовые и газовые месторождения Северо-Восточного Донбасса, окраин Большого Донбасса, ДДВ и Львовско-Волынского бассейна/ УкрНИМИ НАН Украины. — Донецк : изд-во «Вебер» (Донецкое отделение), 2010г. -- 478 с.

3. Багрий И.Д. Прогнозирование разломных зон повышенной проницаемости горных пород для решения геоэкологических и поисковых задач // Киев: ИГН НАНУ, 2003. 149 с. (Укр. яз.)

4. Багрий И.Д. Гладун В.В., Довжок Т.Е. и др. Разработка комплекса структурно-термо-атмогеохимических методов для прогнозирования и поисков залежей углеводородов // Геол журн. 2001. №2. С. 89-93. (Укр. яз.)

5. Багрий И.Д., Гожик П.Ф., Почтаренко В.И., Дубосарский В.Р. и др. Прогнозирование геодинамических зон и перспективных площадей для добычи шахтного метана угольных месторождений Донбасса // Киев: «Фолиант», 2011. – 235 с. (Укр. яз.)

6. Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР / Гл. ред. А.И. Кравцов. // Т 1. Угольные бассейны и месторождения европейской части СССР – Москва: Недра, 1979. -628с.

7. Моногарова Ю.Й., Моногаров І.І., Мантошко Я.С. Особливості основних напрямів проведення дегазаційних робіт на Томашівській площі Лисичанського геолого-промислового району Донбасу // Геолог України. – 2009. – № 3. – С. 161-164

ГАЗОНОСНОСТЬ АНТРАЦИТОВ БАСЕЙНА ЦИНЬШУЙ (КНР)

Макарова Е.Ю., Дин Чэнь, Шэнь Чжэн

lenamakarova87@yandex.ru, Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Бассейн Циньшуй расположен в центре северного Китая, на территории провинции Шаньси. Общая площадь угленосных отложений 150 тыс. км². Бассейн представлен несколькими разрозненными месторождениями одновозрастных угленосных отложений. В настоящее время бассейн рассматривается как газо-угольный, ресурсы угольного метана оцениваются в 4.0737410¹² м³ (Ji Tao, 2007).

Угленосные отложения каменноугольного и пермского возраста, общей мощностью около 900 м, подразделяются на две формации: Тайюань (C₃ty) и Шаньси (P₁sh), содержат 16 пластов и пропластков каменного угля (2-7 рабочих), представлены ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов с пластами угля. В отложениях формации Тайюань присутствуют пласты известняков, приуроченные преимущественно к кровле угольных пластов. Общая структура бассейна Циньшуй – синклиновая северо-северо-восточного простирания. Углы падения на крыльях структур составляют около 15-30⁰, в центральной части преобладает пологоволнистое залегание. Разломы расположены в бортах бассейна.

Рабочие мощности на большей части имеют пласты №3 формации Шаньси (3,8-8 м) и №15 формации Тайюань (1-7,7 м). Эти пласты считаются наиболее перспективными для добычи метана. В кровле пласта 15 залегает трещиноватый известняк, представляющий водоносный горизонт, пласт 3 гидрогеологически изолирован, в кровле залегают непроницаемые аргиллиты.

Угли среднезольные, нижние пласты сернистые (до 5%). Угли гумусовые, основной микрокомпонент – витринит (88-92%). Степень метаморфизма углей высокая, от тощих на севере и западе бассейна вплоть до антрацитов в центральной и южной частях. Показатель отражения витринита (R_o) составляет 3,5 и более, отмечается анизотропия витринита.

Пласты углей бассейна Циньшуй газоносны (метан, редко его гомологи). Наиболее высокое содержание газа отмечается в структурно более глубокой части бассейна. В юго-восточной части содержание метана в угле достигает 10-37 м³/т (чаще до 24 м³/т), здесь проводятся исследования по подготовке добычи метана угольных пластов. Газоносность пласта № 15 выше, чем пласта № 3. Газовая насыщенность его составляет 56-100 % обычно ниже 80 % (Zhang et al., 2000). Угольная адсорбционная способность высокая. Газоносность полуантрацитов и антрацитов составляет (по Ленгмюру) приблизительно 30-57 м³/т, современное давление в пластах составляет (по Ленгмюру) 1,91–3,47 МПа (Zhang и др., 2000).

Для изучения пустотного пространства углей были отобраны образцы из пластов 3 и 15, как из керна скважин южных площадей, так и непосредственно из шахт, расположенных в крайней юго-восточной части бассейна, на глубинах до 300 м. Изучение проводилось различными методами, описанными в литературе для подобных исследований.

При макроописании углей построены модели распределения трещин. Кливаж угля пласта 3 не выражен, уголь сплошной, однородный. В пласте 15 отмечается кливаж эндогенный и экзогенный. Трещины расположены в трех взаимно перпендикулярных направлениях, заполнены кальцитом. Расстояние между трещинами кливажа в наиболее развитой системе (перпендикулярно напластованию) составляет 9-12 мм. Послойная трещиноватость угля приурочена к полуматовым разностям, связана с наличием минеральных примесей.

Микроописание углей производилось в аншлифах при увеличении в 10, 20 и 25 раз. Трещины обнаружены в обоих образцах, произведен их подсчет. Выделены трещины трех типов: тип А – ширина трещин > 10 мкм; тип Б – ширина трещин 1-10 мкм; тип В – ширина трещин <1 мкм. В углях бассейна Циньшуй преобладают тонкие (тип В), однако присутствуют и более крупные трещины (типы А и Б).

Образцы углей бассейна Циньшуй размером 3 см были исследованы с помощью метода компьютерной рентгеновской микротомографии (микротомограф SkyScan-1172). В образце пласта 3 на снимках видны отдельные короткие трещины, заполненные минеральным веществом (возможно сидерит). Распределение трещин неравномерное, они имеют изогнутые очертания, часто представляют линзы. Трещины имеют ширину от 80 до 240 мкм. При изучении пространственного распределения трещин в образце хорошо видны несвязанные между собой обособленные округлые линзовидные тельца минерального вещества. Пустотное пространство при таком исследовании для образца не выявлено. В образце пласта 15 видны несколько систем трещин, заполненных минеральным веществом, имеющих характеристики, сходные с кальцитом. Распределение трещин неравномерное, они имеют ширину от 30 до 150 мкм, протягиваются через весь образец. Хорошо просматриваются три взаимно перпендикулярных системы. Пустотное пространство при таком исследовании для образца также не выявлено в связи с минеральным выполнением связанных между собой трещин.

Исследования образцов методом ртутной порометрии по стандарту SY/T5346-2005 выявило существенную разницу насыщения. Образец пласта 3 имеет пустоты размером от 1 до 0,016 мкм, причем преобладают поры от 0,1 мкм и более. Пласт 15 содержит сообщающиеся пустоты с размерами от 40 до 0,016 мкм. Их распространение в образце примерно равномерное. Такой характер распространения пустот в образце свидетельствует об участии трещин, выявленных при других исследованиях, и наличии мелких пор, связанных, возможно, с органической массой угля.

Литература

1. Голицын М.В., Голицын А.М., Пронина Н.В. и др. Газоугольные бассейны России и мира, М.: – 2002. – 250с.
2. Chongtao Wei, Yong Qin and others. Simulation study on evolution of coalbed methane reservoir in Qinshui basin, China. *International Journal of Coal Geology* 72(2007) 53-61.
3. Dameng Liu, Yanbin Yao, 2009a. Coal reservoir characteristics and coalbed methane resource assessment in Huainan and Huaibei coalfield, Southern North China. *International Journal of Coal Geology* 79, 97-112.
4. Ji Tao, Yang deyi. Оценка геологических условий угольного метана бассейна Циньшуй (на китайском языке). 2007.-10.
5. Su Xianbo and others, 2005a. Geology of Coalbed methane reservoirs in the Southeast Qinshui Basin of China. *International Journal of Coal Geology* 62(2005) 197-210.
6. Yao Y.B., Liu D.M., Tang D.Z., Tang S.H., Huang W.H., 2008a. Fractal characterization of adsorption-pores of coals from North China: an investigation on CH₄ adsorption capacity of coals. *International Journal of Coal Geology* 73, 27-42.
7. Zhang, Qin Yong and others. Macroscopic dynamic energies for the formation of coalbed gas reservoirs and their geological evolution – A case study from Qinshui Basin in Shanxi Province. *Earth Science Frontiers*, 2000, 12 (3): 299-308.

АНАЛИЗ ЭМИССИИ МЕТАНА ИЗ ВЕНТИЛЯЦИОННЫХ ПОТОКОВ УГОЛЬНЫХ ШАХТ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ПРОИЗВОДСТВЕ

Петрова К.И., Кобылкин С.С.

sergey@kobytkin.ru, «Национальный исследовательский технологический университет «МИСиС», Горный институт, кафедра «Аэрология, технологическая безопасность и горноспасательное дело», Москва, Россия

Проблема изменения климата, опасность глобальных и региональных эффектов остаются одними из наиболее обсуждаемых тем в мире. Причиной сложившейся ситуации служит парниковый газ. В отличие от обычных загрязняющих веществ CO_2 и другие парниковые газы не оказывают прямого негативного влияния на человека и экосистемы. К основным парниковым газам относятся: двуокись углерода (CO_2), метан (CH_4), окись азота (N_2O) и другие. Метан-второй по значимости парниковый газ, регламентируемый Киотским протоколом.

Согласно Киотскому протоколу взяли на себя обязательства, по снижению ПГ на 5,2% по сравнению с уровнем 1990 года, следующие индустриальные страны:

- Евросоюз должен сократить выбросы на 8%;
- США – на 7%;
- Япония и Канада – на 6%;
- Страны Восточной Европы и Прибалтики – в среднем на 8%;
- Россия и Украина – сохранить среднегодовые выбросы в 2008—2012 годах на уровне 1990 года.

Анализ выбросов парниковых газов свидетельствует, о том, что преимущество принадлежит CO_2 , источником которого служит, главным образом, энергетический сектор – сжигание ископаемого топлива. На втором месте находится CH_4 (основные источники – нефтегазовая отрасль и добыча угля, относящиеся, согласно классификации МГЭИК, к энергетическому сектору).

Количество выделения метана по странам приведены в табл. 1 [2].

Таблица 1

Глобальные эмиссия метана из вентиляционных потоков угольных шахт (2002 г.)

Страна	Выбросы %	
	Bm^3	Общее
Китай	6,7	38,7
США	2,6	15,0
Украина	2,2	12,7
Россия	0,7	4,0
Австралия	0,7	4,0
Общемировые	17,3	

Выделения шахтного метана условно можно разделить на три вида:

- выделение шахтного метана сквозь трещины и разломы в земной коре;
- выделение шахтного метана в составе вентиляционных потоков (общая система вентиляции);
- выделение шахтного метана из дегазационных скважин угольных пластов.

Одним из основных источников выбросов метана в атмосферу являются вентиляционные потоки из угольных шахт, а также неконтролируемые утечки через аэродинамические связи с поверхностью [1, 4]. В отличии от второго источника, первый является легко контролируемым и имеет промышленное значение. В настоящее время в РФ уголь добывают 112 шахт, по имеющимся данным с 67 общее количество воздуха, поступающее для проветривания составляет $471209 \text{ м}^3/\text{мин}$. С учетом того, что все рассмотренные в анализе

шахты от первой категории и выше, и по Правилам безопасности исходящая струя воздуха должна иметь концентрацию не ниже 0,75 %, можно посчитать, что в атмосферу выбрасывается 360 м³/мин. метана.

Высокая теплотворная способность позволяет использовать шахтный газ для отопления жилых помещений (для жителей Волгограда на человека в месяц приходится почти 12 м³, а в среднем шахта выделяет более 100 м³/мин, соответственно 1 шахта может обеспечить природным газом население 1 небольшого города), для производства электроэнергии и как топливо для автотранспорта.

Как показывает мировой опыт [2, 3], экономически эффективно использовать угольный и шахтный метан в качестве топлива на теплоэлектростанциях совместно с углем.

Создание технологии добычи метана из вентиляционных потоков угольных шахт является приоритетной задачей на ближайшее будущее. В разных странах появляются технические средства, позволяющие добывать метан из вентиляционных струй с низким (менее 0,75 %) содержанием газа. Второй важной задачей для повышения безопасности и снижения вредного влияния на окружающую среду является создание оптимальных режимов проветривания и методов управления газовыделений, особенно через выработанное пространство. Это позволит значительно снизить утечки метановоздушных струй, а также снизить риск эндогенных пожаров и взрывов.

По мнению специалистов [5], утилизация шахтного метана позволит снизить себестоимость добычи угля на шахтах в зависимости от конкретных условий на 3-4%.

Кроме того, это положительно скажется и на других показателях хозяйственной деятельности угледобывающих предприятий.

Во-первых, увеличится масса прибыли на единицу продукции, поскольку возрастает разница между существующей ценой и себестоимостью добычи угля или, что одно и то же, снизятся убытки, и, во-вторых, сократится расход первичного топлива (угля) на внутренние нужды, в результате чего соответственно возрастут угольные товарные ресурсы и стоимость их реализации.

Успешная реализация проектов по добыче угольного метана позволит повысить безопасность труда шахтеров угольных регионов России, создать новые рабочие места и обеспечить производственные и бытовые потребности угольных регионов в газе.

В мире существуют установки, позволяющие использовать метан из вентиляционных потоков с концентрацией от 0,1 до 0,7%. Принцип действия, которых основан на сжигании метана с выработкой тепла и электроэнергии. Установки комп, но при этом остается важным вопросом аэродинамическим сопротивлением, которые они создают. Срок окупаемости установки составляет от 3-6 лет [2].

На сегодняшний день в РФ данного вида установки не применяются.

Литература

1. Ахметгареев Р.А. Утилизация метана исходящих вентиляционных струй угольных шахт; Ежемесячный научно-производственный журнал. Безопасность труда в промышленности М.: изд. 2014 – №12. – 30-36 с.;

2. J. M. Somers, H. L. Schultz Thermal Oxidation of Coal Mine Ventilation Air Methane (VAM) 12th U.S./North American Mine Ventilation Symposium Reno, Nevada, USA, June 9 -11, 2008

3. Jayne Somers, Ph.D., P.E. Coal Mine Ventilation Air Methane (VAM) 13th North American Mine Ventilation Symposium Sudbury, Canada June 14, 2010

4. Петрова К.И., Кобылкин С.С. Анализ эмиссии метана из вентиляционных потоков угольных шахт и их влияние на окружающую среду. Материалы 11 Международной научной школы молодых ученых и специалистов. 24-28 ноября 2014 г. – М.: ИПКОН РАН, 2014 – 388-389 с.

5. Наука и технологии// Добыча и переработка. Угольный метан: перспективы добычи и использования. <http://neftegaz.ru/>.

УГОЛЬ И СТАЛЬ ИРАНА. ЭКОНОМИКА И ПОЛИТИКА

Полянский Б.В.

Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе,
Москва, Россия

Иран в наши дни оказался «ключевой страной» при решении ряда стратегических и экономических проблем не только на Ближнем востоке, но и в современном мире, поскольку расположен на стыке интересов государств Европы, США, России, как и соседних стран, исповедующих ислам. При этом, что очень важно, территория Ирана занимает выгодную географическую позицию как своеобразный мост между Восточной Европой и материковой Азией, имея выход в Каспийское море и Индийский океан.

Создание собственного металлургического производства было многовековой мечтой иранского народа, чтобы освободиться от импорта металла из-за рубежа. Ещё в 1925 г. Персия предпринимала попытки реализации этой мечты, но к этому времени в стране не была выявлена соответствующая минерально-сырьевая база. В 1937 г. был подписан договор с фирмой Круппа «Демаг» на строительство металлургического завода и к началу 1940 г. было смонтировано первое оборудование. После войны, в 1955 г., был подписан контракт с той же фирмой о поставке железной руды с м-ния Шамсабад. Руда оказалась некондиционной и контракт был расторгнут. Только к середине 60-х годов 20-го века правительство шаха Мухаммеда Реза Пехлеви начало переговоры с СССР о строительстве металлургического завода. В результате, в 1965 г. наша страна выиграла тендер на это строительство и был заключен контракт, по которому была создана Национальная Иранская стальная корпорация (НИСК). По контракту мы обязались за 5 лет спроектировать и построить металлургический комбинат с годовой выплавкой стали от 600 тыс. т. до 8 млн. т. С целью обеспечения комбината природным сырьём для металлургического производства, т.е. железной рудой, коксующимися углями, нерудным сырьём и пр., потребовалось найти и разведать ряд соответствующих месторождений в Иране. Для этого было необходимо привлечь специалистов высокого уровня: геологов, гидрогеологов, металлургов, строителей, экономистов и др., которых в Иране было явно недостаточно. Эти специалисты из Советского Союза были срочно командированы в Иран, в том числе и автор.

Особое беспокойство вызывало отсутствие достоверных сведений о запасах и качестве коксующихся углей на м-ниях Ирана. В этой стране были выделены два угольных бассейна: Эльбурсское, на севере страны, и Керман-Табасское – в центре. Эксперты из СССР в 1964-65 годах после знакомства с угольными м-ниями Ирана рекомендовали Керманское, в 100 км восточнее г. Кермана. Оно стало приоритетным для проведения там геологоразведочных работ и строительства шахт для обеспечения завода коксующимися углями при начальной производительности 600 тыс. т. стали в год. Автор проработал в районе этого месторождения с 1966 по 1969 гг. в должности начальника отряда. Со мной работали как наши, так и иранские инженеры и техники. Сразу по приезде нами были проведены подготовительные горные работы (канавы и шурфы) по вскрытию и бороздовому опробованию пластов углей в разрезе верхнетриасовых-среднеюрских отложений формации Шемшек, с пластами углей марок от А до ГЖ. В угленосной части разреза выделены 4 угленосные зоны: А, В, С и D. Наиболее промышленно перспективной была зона D, или нижнегумрудская подсвета раннебайосского возраста, мощностью 20-160 м, с 4-6-ю пластами угля по 0,5-15 м, марок К–ГЖ. Затем были пробурены поисковые скважины глубиной до 1200 м для оконтуривания шахтных полей на Керманском месторождении. Коксующиеся угли составляли, по первичной оценке, не более 10-15% состава угольных пластов и требовали обогащения и последующей шихтовки. Этого было явно недостаточно для полной загрузки коксовых батарей, которые уже начали строиться в районе доменного производства. Нам пришлось срочно обследовать ряд других угольных месторождений в центре страны и в Эльбурсском бассейне, где тогда работал мой коллега профессор Г.Н. Садовников. Вопрос о дефиците коксующихся углей был временно и оперативно решен иранской стороной за

счёт их экспорта из Австралии, путём загрузки танкеров иранской нефтью и обратно – за полнения этих танкеров штыбом коксующихся углей с доставкой в порт Бендер-Аббас, а оттуда, по железной дороге – к коксовым батареям.

В результате, металлургический комбинат полного профиля, т.е. от доменного производства до прокатного стана, был построен в невиданно короткие сроки, от его закладки в 1968 г. до его пуска в 1973 г. Местоположение комбината было определено в 43-х км юго-западнее гор. Исфахана на пустынном берегу реки Зайендеруд. Железная руда разрабатывалась и поставлялась на комбинат из железорудного месторождения горы Чогарт в районе гор. Бафка. Эта гора – своеобразный аналог горы Магнитной на Урале.

В Исфахане, куда нас, советских («шурави» – на фарси) специалистов пригласили на торжественное открытие комбината в марте 1973 г., мы были поражены грандиозностью металлургического процесса, – от установки по непрерывной разливке стали до производства стального листа на прокатном стане. Был приглашен и наш премьер А.Н. Косыгин, который ранее также присутствовал и при закладке комбината.

Заложив основу тяжелой промышленности, Иран вышел в ряды промышленно-развитых стран на Ближнем Востоке, наряду с Турцией. Обладая огромными запасами нефти, угля, меди, железной руды и урана, Иран обрёл в конце прошлого века полную экономическую независимость, имея, в результате, развитую металлургию, машиностроение, нефтепереработку и сельское хозяйство. Особое место занимает текстильная промышленность, персидские ковры ручной работы считаются лучшими в мире. Например, самый большой в мире персидский ковер площадью 5627 кв. м и весом 45 тонн устилает крупнейшую мечеть в ОАЭ – Белую мечеть шейха Заида.

В Иране в 1980-90-х годах были выявлены две ураноносные провинции: Центрально-Иранская и Загросская. По данным Организации по атомной энергии (МОГАТЭ), запасы урана составляют 5 тыс. т. Иран, в энергетических целях, ведет его обогащение до разрешенной международными организациями 20% концентрации. С нашей помощью построены и строятся предприятия по обогащению урана в районах Форде и Исфахана. Эти мероприятия вызывают беспокойство США и Израиля, которые, несмотря на санкции по ограничению обогащения урана, опасаются усиления ядерного потенциала Ирана.

После падения шахского режима в 1978 г. во главе страны стал Аятолла Хомейни и произошла резкая смена политической ориентации с «прозападной» под эгидой США, на традиционно-исламскую. В Иране, в отличие от соседних мусульманских стран суннитского толка, исповедуется шиитское «толкование корана», более терпимое по отношению к другим вероисповеданиям. Разрешено открытое изображение пророков, например – пророка Али. Традиционно ведётся жестокая борьба с пьянством и наркотиками. Помню, при шахе в газете «Тегран-журнал» были опубликованы фотографии казненных офицеров, причастных к распространению наркотиков.

В 2013 г. к власти в стране пришел новый президент Хасан Роухани. В отличие от своего предшественника, бескомпромиссного политика популистского толка Махмуда Ахмадинежада, он взял курс на либерализацию страны. Роухани – интеллектуал: получил религиозное и юридическое образование, имеет степень доктора философии в области государственного права. Он владеет русским, французским, немецким и английским языками. Стоит отметить, что «Исламская республика Иран» – теократическое государство. Высшим руководителем страны является лидер Исламской революции – Аятолла Хомейни, который стал культовой фигурой для народа.

По данным СМИ в последнее время укрепляются добрососедские отношения с Россией, вплоть до подготовки у нас иранских военных кадров.

РОЛЬ И ВАЖНОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТА ЛЕЙФМАНА–ВАССОЕВИЧА В ГЕОЛОГИИ УГЛЯ

Рябинкин С.В.

ryabinkin@geo.komisc.ru, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, РФ

Одним из способов изучения структуры и процессов образования угля является графостатистический метод, который разработан на основе статистических обобщений и связан с использованием графиков зависимости атомных отношений водород/углерод и кислород/углерод. При определенном комбинировании этих соотношений, как правило, могут быть выявлены нюансы в протекании различных реакций образования (и преобразования!) торфа, угля и антрацита.

Химические свойства торфа, угля или антрацита в большей степени определяются именно атомным соотношением водород/углерод и кислород/углерод, а не весовым содержанием этих элементов в весовых процентах.

Диаграмма Ван Кревелена [1, 6] очень хорошо приспособлена для изучения проблем и вопросов, связанных со структурой и процессами обуглероживания, окисления и прочих процессов. Ее отличают следующие преимущества:

1. Она представляет комбинированную шкалу, где сосредоточено наиболее характерные (для древесных остатков, торфа, угля и антрацита) атомные отношения водород/углерод и кислород/углерод.

2. Основные реакции – дегидрогенизация, окисление, гидрогенизация, дегидратация, деметанирование, декарбоксилирование – отображены прямыми линиями.

Построение рисунка с прямыми линиями можно обосновать достаточно просто. Так, если вещество $C_sH_hO_q$ в процессе изменений лишается n молекул диоксида углерода, то атомные отношения водород/углерод (y) и кислород/углерод (x) изменяются следующим образом:

$$y = \frac{h}{c-n} \text{ и } x = \frac{q-2n}{c-n}.$$

$$\text{Если мы исключим } n, \text{ то получим } y = \frac{2h}{2c-q} - \frac{h}{2c-q}x.$$

Из этого выражения мы легко получаем, что если $y = 0$, то $x = 2$, в шкале декарбоксилирование представлено прямой линией, соединяющей состав исходного вещества с точкой, имеющей координаты $y = 0$ и $x = 2$, то есть с составом углерода.

Если проделать аналогичную операцию с метаном, то удаление метана может быть представлено прямыми линиями:

$$y = \frac{h-4c}{q}x + 4, \text{ то есть прямыми линиями, проходящими сквозь точки, отражающие}$$

состав исходных растительных остатков, торфа, угля или антрацита и собственно метана ($y = 4, x = 0$).

Потеря воды также представлена прямыми линиями по формуле $y = 2x + \frac{h-2q}{c}$, то есть линиями, имеющими наклон, равный 2.

Таким образом, все основные реакции окисления представляются горизонтальными прямыми линиями, а реакции присоединения водорода – вертикальными прямыми линиями.

Теперь мы рассмотрим, как изменяются в атомных координатах водород/углерод и кислород/углерод линии равных значений метана, диоксида углерода и воды. В соответствии с приведенным анализом [4] мы получим (для диоксида углерода или углеводородных газов) тоже прямые линии, прямо совпадающие с уравнением потери воды, но с различными показателями убыли.

Одним из выгодных преимуществ работы [7], видится то, что в ней углефикация представлена в виде отметок с показателями отражения витринита. Если на нее наложить

графостатистическую диаграмму, мы получим очень своеобразную диаграмму, которую не приводим, поскольку в требованиях к тезисам специально подчеркивается, что материалы должны быть представлены без графики или рисунков.

Еще более интригующей была замена атомных соотношений кислород/углерод на отношение Лейфмана–Вассоевича $(H-2O)/C$, (выраженная также в именно атомных отношениях) [3]. На это обстоятельство специально указывается – «... предложенная автором новая диаграмма атомных соотношений водорода – $H/C - (H - 2O)/C$ использована для характеристики процессов образования и эволюции мацералов углей ...» и «... Несмотря на определенную условность параметра $(H - 2O)/C$ и его расчета, предложенная диаграмма $H/C - (H - 2O)/C$ весьма информативна для сопоставительного анализа процессов образования и эволюции мацералов угля ...» [3, стр.9 и стр. 16].

Более определенно показано в работе [6, стр. 52], «... можно заключить, что графостатистический анализ является достаточно наглядным методом, позволяющим проследить ход основных химических реакций при исследовании широкой гаммы ископаемых углей с целью изучения процессов, протекающих при пиролизе, гидрогенизации, а также оценить условия нагрева, стадию окисленности ...».

Но это еще не все, как показано в работе [2, стр. 118] «... метаморфизацию органического вещества и образование углеводородных флюидов следует рассматривать как две стороны единого процесса ...».

Мы приходим к пониманию, что есть единый природный процесс торфо– или углеобразования, в котором условно выделяются как бы два процесса собственно диа– и катагенеза угольного органического вещества с одной стороны, и неразрывно связанного процесса отщепления флюидов с другой стороны.

Таким образом, получается вполне четкое подтверждение того, что «... существование области инверсии метанового и углекислотного ГПП ОВ угля (в пределах которой происходят глубокие изменения в составе летучих продуктов углефикации – преимущественно углекислотный состав сменяется существенно метановым) может служить объяснением особой остроты отмеченного противоречия на стадии спекающихся углей потому, что термобарические условия углефикации в момент инверсии показателей убыли метана и двуокиси углерода, непосредственно предшествующей началу интенсивной генерации метана ОВ углей, еще недостаточно интенсивны для преобразования ароматических кластеров...» [5, стр. 389].

Литература

1. Кревелен ван Д. Графостатистический метод изучения структуры и процессов образования угля // Химия твердого топлива. Сб. II. / Под ред. Караваяева Н.М. М.: Изд–во Иностран. лит., 1951. С. 11-43.
2. Левенштейн М.Л. Основные проблемы регионального метаморфизма углей // Геология угольных месторождений. Т.1. Москва, Наука 1969. С. 113-123.
3. Лейфман И.Е. Графостатистический анализ мацералов углей по атомным соотношениям водорода // Химия твердого топлива, 1988. №4. С. 9-17.
4. Рогозина Е.А. О балансовой стороне процесса углефикации рассеянного органического вещества пород // Труды ВНИГРИ. Вып. 279 (Геохимический сборник 10). С. 159-163.
5. Рябинкин С.В. Область инверсии газогенерационного потенциала органического вещества углей // ДАН, 1996. Т.346. №3. С. 387-389.
6. Скрипченко Г.Б., Миессерова О.К. Графостатистический анализ углей и угольных продуктов // Химия твердого топлива. 1986. №1. С. 49-52.
7. Corneluis C. D. Muttergesteinsfazies als Parameter der Erdolbildung // Erdol–Erdgas–Z., 1978. В. 94. N 3. S. 90-94.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТЕПЕНЬ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Стукалова И.Е., Карпова Е.В.

stukalova@ginras.ru, Геологический институт Российской Академии наук,
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Угольные месторождения восточного склона Урала раннемезозойского возраста считаются хорошо изученными [1, 3], но до сих пор актуальным остается вопрос сопоставления и корреляции верхнетриасовых отложений и угольных пластов в различных изолированных депрессиях на севере Урала, в его средней части (Серовский район) и в Челябинском бассейне. В настоящее время грабенообразные депрессии Челябинского бассейна относятся к рифтогенному типу осадочных бассейнов и требуют дальнейшего изучения.

В работе выявляются черты сходства и различия литологических характеристик верхнетриасовых отложений восточного склона Урала на примере Богословско-Веселовской группы месторождений углей Серовского района и Коркинского месторождения углей Челябинского бассейна. При детальном литолого-фациальном описании керна скважин и уступов карьеров были отобраны образцы пород и углей для петрографических исследований. Полевые наблюдения уточнены при детальном изучении шлифов пород и углей, измерениях величин отражения витринитов и при интерпретации результатов химических анализов углей.

В Богословско-Веселовской группе месторождений Серовского района мощность верхнетриасовых отложений составляет 300-600 м. Отложения представлены терригенными породами, среди которых развиты плохо сортированные и плохо сцементированные конгломераты, песчаники, алевролиты и глины. Осадочная толща содержит пласты углей различной мощности, от 1-2 м до 20-50 м.

По составу породообразующих компонентов песчаники Серовского района относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам и граувакковым аркозам [4]. В породах количество цемента не превышает 10-15%, развит преимущественно поровый цемент, по составу пелитоморфный карбонатный.

Угольные пласты Богословско-Веселовской группы месторождений сложены гумусовыми углями, среди которых выделяются гелинито-телинитовые и гелинито-гелифюзинито-телинитовые, а также гелифюзинито-гелинито-посттелинитовые и преколлинитовые генетические типы углей. Величины отражения витринитов, измеренные в иммерсии и в воздушной среде изменяются от 0.39 до 0.49 % в иммерсии (R_0) и от 55 до 65% в воздухе (R_a). Измеренные величины отражения витринитов хорошо коррелируются с данными химических анализов углей (содержание влаги (W^a) – 7.5-11.0%; содержание углерода (C^{daf}) – 66.4-73.5%, выход летучих компонентов (V^{daf}) составляет 42.3-55.9%), что позволяет отнести их к буроугольной стадии метаморфизма (B_2 - B_3).

Коркинское месторождение является одним из самых крупных месторождений Челябинского бассейна, где нижнемезозойские отложения представлены мощным комплексом вулканогенно-осадочных и терригенных пород с пластами углей. Они представлены челябинской серией верхнего триаса и являются стратотипом для восточного склона Урала [3]. В структурном плане месторождение представляет собой асимметричную грабенообразную структуру, осложненную вторичной складчатостью. Мощность отложений коркинской свиты составляет 650-800 метров. Свита угленосна и включает в себе мощные и сверхмощные сложно построенные угольные пласты до 50-100 м и 200 м. Литологический состав отложений Коркинского месторождения разнообразен, среди них отмечаются конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. Петрографическое изучение пород Коркинского месторождения показало, что в отличие от пород Богословско-Веселовской депрессии, им свойственно большее разнообразие. Собственно граувакки связаны постепенными переходами через кварцевые, кварц-полевошпатовые, и полевошпат-кварцевые

граувакки с граувакковыми аркозами и собственно аркозами, иногда отмечаются мезомиктовые кварцевые песчаники.

Угли месторождения относятся к гумусовым, выделяются гелинито-преколлинитовые и гелинито-посттелинитовые генетические типы. Величины отражения витринитов, измеренные в иммерсии ($R_0, \%$) составляют 0.50-0.65%. В углях содержится влаги (W^a) около 9-14%, углерода (C^{daf}) – в пределах 68.8-74.7%, выход летучих (V^{daf}) составляет 43-55%. По всем приведенным выше показателям угли коркинской свиты относятся к переходному типу от бурых к длиннопламенным (Б₃-Д).

Выявляются следующие черты сходства и различия литологических характеристик отложений Богословско-Веселовской группы месторождений и Коркинского месторождения.

1. Петрографический состав песчаников Богословско-Веселовской группы месторождений Серовского района определяется как полевошпат-кварцевые граувакки и граувакковые аркозы. По составу обломочной части выделяются два источника сноса: а) альбитовый и олигоклазовый состав плагиоклазов граувакковых песчаников указывает на изверженные и метаморфические породы; кварц по своим типоморфным признакам характерен для эффузивных пород; б) калиевый полевой шпат и кварц аркозовых песчаников указывают на кислые щелочные изверженные породы. Петрографический состав пород Коркинского месторождения Челябинского бассейна более разнообразен. Это – аркозы, граувакки и переходные типы, что позволяет говорить о большем разнообразии областей питания для Коркинского месторождения по сравнению с Богословско-Веселовской группой месторождений.

2. В отложениях Богословско-Веселовской группы месторождений цементация пород слабая, цемент карбонатный пелитоморфный и глинистый пленочно-поровый. В породах Коркинского месторождения цемента значительно больше, отмечаются конформные контакты, каолиновый поровый, хлоритовый пленочно-поровый и кальцитовый поровый цемент.

3. Изменения породообразующих минералов сводятся к следующему: в породах Богословско-Веселовской группы месторождений отмечается слабая коррозия единичных зерен кварца и плагиоклаза карбонатным материалом и пелитизация полевых шпатов. В породах Коркинского месторождения отмечены конформные контакты, коррозия кварца и плагиоклаза карбонатным материалом, пелитизация полевых шпатов, гидратация биотита, каолинизация. Вторичные изменения минерального вещества пород позволяют относить их к началу стадии раннего катагенеза в Богословско-Веселовской группе месторождений и к концу раннего катагенеза в Коркинском месторождении.

4. Стадия изменения органического вещества в Богословско-Веселовской группе месторождений устанавливается как Б₂-Б₃, (величина отражения витринита составляет 0.39 до 0.49 %), в Коркинском месторождении она составляет Б₃-Д (величина отражения витринита составляет 0.50-0.65%). Это подтверждает, что степень постседиментационных изменений пород в Коркинском месторождении выше.

Литература

1. Геология месторождений угля и горючих сланцев, М.: Недра. Т. 4. 1967 – 476 с.
2. Угольные месторождения и проявления Свердловской области. Справочник. Екатеринбург, «Уральская геолого-съёмочная экспедиция», 1998 – 105 с.
3. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980
4. Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов // Труды ГИН АН СССР. Вып.278, М.: Наука. 1975 – 106 с.

СУЛЬФИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ВИЗЕЙСКИХ УГЛЯХ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Хузин Р.Р.

Научный руководитель **Зинатуллина И.П.**

razim-92@mail.ru, Казанский (приволжский) Федеральный университет,

Институт геологии и нефтегазовых технологий

Изучение сульфидных включений является интересной задачей, позволяющей детально изучить условия образования и преобразования высокоорганического осадка. Сульфидные включения представляют собой чуткий индикатор условия осадконакопления.

Ключевые слова: угли, сульфиды, пирит, кварц, кремний.

Объектом исследования явились визейские угли, отобранные при геологоразведочных работах на территории Республики Татарстан.

Цель исследований – изучение вещественного состава сульфидных включений углей, их минеральных и геохимических особенностей.

С помощью микроскопии определялись рудные включения в углях. Рентгенофазовый анализ использовался для диагностики минерального состава неорганической части углей, представленной сульфидной конкрецией. Для характеристики минералогии углей была проведена подготовка одной пробы, которая включала в себя отбор из образца сульфидной фракции. Для определения общих тенденций распределения рассеянных элементов использованы данные атомно-эмиссионного спектрального анализа (6 анализов).

Сульфидная сера в углях присутствует главным образом в составе сульфидов железа (пирита, реже – марказита). Имеются сведения о наличии в углях пирротина и мельниковита, а также в малых количествах сульфидов меди, никеля, цинка, свинца и ртути [1, 2]. Под термином «сульфидная сера», который будет применяться в дальнейшем, следует иметь в виду ту часть общей серы угля, которая входит в состав дисульфида железа.

Повышение концентрации сульфатной серы, обычно обнаруживаемое в зоне выветривания угольных пластов, связано с окислением сульфидных минералов. Это не означает, однако, что сульфатная сера в углях не имеет других источников. Сульфаты, являющиеся необходимым элементом минерального питания растений, частично восстанавливаясь в процессе их жизнедеятельности, включаются в компоненты белка, ферментов и других органических соединений. Это дает основание выделить конституционную сульфатную серу углей.

Дегидратация торфа при его переходе в ископаемое состояние сопровождается накоплением сульфатов в виде сухого остатка торфяных вод. Угольные пласты, образовавшиеся из торфяников различных фациальных типов, содержат разное количество сульфатов. Это, естественно, объясняется большей концентрацией сульфатов в морских водах по сравнению с континентальными.

По результатам исследования образцов признаков сульфатной серы не обнаружено, однако встречается большое количество выделений сульфидов железа. Изучение аншлифов показало, что основная масса сульфидов составляет зерна пирита и халцедоновидного кварца.

Исследования аншлифов подтвердила присутствие преимущественно терригенных пород, в которых преобладают в основном обломочная часть тонкодисперсного кварца со средней сортировкой и окатанностью, исходя из чего, можно предположить о недалеком сносе материала в береговую зону морского бассейна или ближний снос континентальных отложений в локальные депрессии палеоторфяников.

По результатам петрографического исследования прозрачных шлифов песчаник углесто-глинистый, кварцевый, плагиоклазовый со средней размерностью зерен 0.01-0.1мм. Выделяется тонкослоистая масса халцедоновидного кварца, неправильной линзовидной

формы. Имеются халцедоновые прожилки, приуроченные, главным образом, с углистой частью (полевои шпат). Цемент в образцах карбонатно-глинисто-углистого типа, базальный для песчаной части. Содержание цементной массы в среднем 50-60% в рассматриваемых шлифах.

Для уточнения минералогии изучаемых образцов использовался рентгенофазовый анализ. Проба была изготовлена из чистой сульфидной фракции образца, в расчете на установление отличных от пирита сульфидных минералов. Интерпретация графика показала, что сульфидная составляющая углей полностью представлена пиритом.

С целью изучения литогеохимических особенностей образцов были использованы спектральные методы химического анализа. Для установления главного тренда распределения рассеянных элементов в сульфидных включениях использованы данные атомно-эмиссионного спектрального анализа

По данным атомно-эмиссионного спектрального анализа установлены повышенные концентрации следующих элементов Ag, Zr, Si, Al, Fe, Mn, Cu, Cr и Zn .

По данным таблицы 2 видно, что главными породообразующими элементами являются Si, Al, S и Fe. Остальные являются рассеянными элементами или аксессуарными, выраженные такими минералами, как рутил, ильменит, циркон, барит, редкоземельными минералами и др.

Таким образом, все повышенные концентрации химических элементов в сульфидных включениях могут быть объяснены минеральным составом неорганической части углей. В которой помимо сульфидных включений присутствует глинистое вещество (в основном представленное каолинитом), а терригенная составляющая представлена кварцем, а также в меньшем количестве рутилом, ильменитом, цирконом, баритом и др.

По результатам проведенных исследований были определены вещественный (минеральный и химический) состав углей, установлено, чем представлены сульфидные включения и, какие элементы в них преобладают. Присутствующие сульфиды отражают стадийность формирования угольного пласта и изменение химического состава вод торфяника. Геохимические особенности рассеянных элементов в составе углей связаны с труднорастворимыми элементами-гидролизатами (Ti, Zr, РЗЭ и др.), повышенный привнос которых обязан питанию торфяников химически зрелым терригенным материалом, формирующимся в корях выветривания на древней поверхности карбонатных пород в обрамлении палеоторфяников. По результатам исследования аншлифов и прозрачных шлифов в данных образцах присутствуют преимущественно терригенные породы, в которых преобладают в основном обломочная часть тонкодисперсного кварца. Со средней сортировкой и окатанностью, исходя из чего, можно предположить о недалеком сносе материала в береговую зону морского бассейна или ближний снос континентальных отложений в локальные депрессии палеоторфяников.

Литература

1. Гинзбург А.И. Сульфидные конкреции в угольных пластах Ангреного месторождения. Докл. АН СССР, т. 124, 1959, №4.
2. Кузнецов С.И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. Л., «Наука», 1970.

S-III

**СЕКЦИЯ МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ**

АПОКАЛИПСИС НА МАРСЕ

Портнов А.М.

al.portnov2014@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Марс называют «Красной планетой» потому, что он покрыт толстым слоем красно-бурых оксидов и гидроксидов железа, превращенных в песок и пыль водой и ветром. По нашим подсчетам, на окисление базальтов Марса на глубину 1 км ушло свободного кислорода 4000 тысячи триллионов тонн, т.е. в 4-5 раз больше, чем его сейчас в атмосфере Земли. Надо учесть, что поверхность Марса составляет только 28% от поверхности Земли. Иначе говоря, глубинные породы Марса окислялись в течение миллиардов лет, и столько же существовала жизнь.

Красноцветные железистые коры выветривания распространены только на двух планетах Солнечной системы – на Земле и на Марсе. Их объединяют одинаковые условия образования: наличие свободного кислорода атмосферы, воды и тепла при обязательном наличии жизни. Кислород в нашей атмосфере появился 3 миллиарда лет назад за счет фотосинтеза, дающего (в современных условиях) за 4-5 тысяч лет 1200 триллионов тонн O_2 , т.е. столько, сколько его содержится в атмосфере Земли. Аналогичным мы считаем происхождение красноцветов Марса.

Мы предполагаем, что жизнь на Марсе погибла от падения на его поверхность крупного спутника, аналогичного Фобосу, в районе Южного полюса, в области Эллада, где находятся огромный метеоритный кратер и наиболее интенсивные магнитные аномалии. Но красноцветы Марса магнитны, поскольку удар упавшего спутника прокалил их и превратил в маггемит. Американцы установили в коре выветривания Марса до 10-15% этого редкого на Земле минерала. Значит, сначала было глобальное окисление поверхности Марса, а потом – «омагничивание гидроксидов».

Еще в прошлом веке при поисках кимберлитовых трубок аэрогеофизическими методами, нами были обнаружены сильные локальные магнитные аномалии в Восточной Сибири [1]. Мы установили, что они возникли за счет высокой концентрации новой минеральной разновидности – «стабильного маггемита» [2]. Этот минерал является кубической магнитной окисью железа (гамма- Fe_2O_3). Его происхождение мы связали с образованием Попигайской астроблемы, известной огромными запасами алмаза и его модификации – минерала лонсдейлита. Алмаз и лонсдейлит возникли за счет залежей каменного угля, а стабильный маггемит – путем прокаливания древней красноцветной коры выветривания Якутии, состоящей из гидроксидов железа – $Fe(OH)_3$.

На Марсе нет глобального магнитного поля, нет северного и южного полюсов. Поэтому компас здесь бесполезен. В разных районах планеты магнитная стрелка крутится, как собачонка, потерявшая хозяина. Почему у Марса нет единого магнитного поля? Ведь по мнению специалистов, когда-то оно было.

По данным американского орбитального зонда Mars Global Surveyor вместо единого поля сейчас существует множество локальных, иногда довольно сильных магнитных аномалий, которые на карте магнитного поля дают пеструю пятнисто-мозаичную картину. Островки магнитного поля имеют интенсивность 0,2-0,3 гаусса, т.е. они соизмеримы по величине с магнитным полем Земли (0,5 гаусса).

Магнитные аномалии особенно сильно проявлены в южном полушарии, в районе гигантского метеоритного кратера Эллада диаметром 600 км. Они сильно вытянуты в широтном направлении и представляют собой как бы полуцилиндры длиной до 1000 км с разными знаками. Аномалии частично экранируют поверхность планеты от «солнечного ветра» и космических излучений.

Гипотезу, объясняющую потерю магнитного поля, в 2014 году предложил Джафар Аркани-Хамед из университета Торонто. Вместе с коллегами из канадских университетов Летбриджа и Йорка он провел моделирование системы, предполагающей захват Марсом крупного тела из пояса астероидов. Предполагается, что это событие произошло 4 миллиарда лет назад. Расчеты показали, что при совместном воздействии Солнца и Юпитера астероид вышел на орбиту вокруг Марса, снизился до 50-75 тысяч километров и стал спутником планеты. При этом он «включил» магнитное поле Марса, создав конвекционные или при-

ливные потоки в жидком ядре, достаточные для запуска планетарной «динамо-машины» и создания единого магнитного поля.

Продолжительность работы этой машины могла меняться от нескольких миллионов лет, в случае совпадения направления вращения Марса и спутника, до 400 миллионов лет – в обратном варианте. Дальнейшее снижение спутника привело к его разрушению на пределе Роша (2,44 радиуса планеты при равномерно распределенной плотности), исчезновению глобального магнитного поля и падению обломков на Марс с изменением климата. Природа локальных магнитных аномалий остается для специалистов загадочной, так как магнитность слишком высока для обычных пород.

Антиподом Эллады является участок северного полушария с группой гигантских вулканов, крупнейший из которых – Олимп, высотой 26 км и диаметром 600 км. Возможно, их появление связано с мощным ударом, действовавшим на жидкое ядро, выбросившим вещество ядра в виде лавы и остановившим действие «динамо-машины» Марса.

Как известно, у Марса имеются два спутника – Фобос (Страх) и Деймос (Ужас). Фобос вращается на расстоянии всего 5920 км от поверхности планеты, вблизи от предела Роша. Астрономы считают, что через 40 миллионов лет он рухнет на Марс.

Для «третьего» спутника Марса, уже прошедшего предел Роша и убившего жизнь на планете, мы еще в прошлом веке предложили название «Танатос» – Смерть [3, 4]. Магнитные аномалии в районе Эллады мы связываем с концентрацией новообразованного маггемита в прокаленном ударом красноцветном железистом чехле Марса. По аналогии с Марсом, маггемит Восточной Сибири накапливается в речных отложениях и дает сильные магнитные аномалии в поле Земли. Высокая концентрация маггемита в районе Южного полюса Марса вполне может объяснить локальные магнитные аномалии и пятнисто-мозаичную структуру магнитного поля «Красной планеты».

Мы согласны с канадскими учеными, что спутник Марса действительно рухнул на его поверхность, но в отличие от них мы уверены, что катастрофа произошла значительно позже, когда черные базальты Марса уже покрылись красно-бурой железистой «ржавчиной». Спутник Марса, который мы называем Танатосом, упал, когда существовали жизнь, богатая кислородная атмосфера, речная сеть, железистая кора выветривания.

Возможно, не один, а все три спутника когда-то «включили» магнитное Марса. Но очевидно, что Танатос недавно «выключил» его, нарушив своим ударом конвекцию в жидком ядре планеты. Упавший спутник, судя по кратеру Эллада, был размером с Фобос. В результате удара Танатоса над планетой возникло гигантское плазменно-пылевое магнитное облако, взаимодействовавшее со знакопеременным «умирающим» магнитным полем Марса. Железистая магнитная пыль осела на его поверхность.

Сепарация магнитного материала в магнитном поле создала многочисленные широтные магнитные аномалии разных знаков. Ударная волна прошла сквозь жидкое ядро, остановила «динамомашину» Красной планеты и породила гигантские вулканы. При этом была потеряна плотная атмосфера планеты. Космос наглядно показал на примере Марса, что такое реальный апокалипсис. Хорошо, что Луна от нас удаляется. А если бы она приближалась?

Главное следствие я вижу в том, что канадские ученые подтвердили мою гипотезу о том, что Третий спутник Марса существовал. Он уничтожил на Марсе глобальную экосистему планеты – атмосферу, теплый климат и высокоразвитую жизнь. Об этом свидетельствуют такие удивительные артефакты, как черепа ящеров и антропоидов в кратере Гусева, скелет ящерицы в кратере Гейла и многие другие.

Характер этих остатков и вид костных отщепов свидетельствует об отсутствии древней минерализации костей и их «окаменения». Танатос действительно рухнул на Марс, но «Апокалипсис», сопровождаемый гибелью экосистемы планеты, по нашему мнению, произошел не миллиарды, а тысячи лет назад.

Литература

1. Портнов А.М., Федоткин А.Ф. Глинистые минералы и маггемит как причина аэрогеофизических аномалий-помех // Разведка и охрана недр. 1986. № 4. С. 45-47.
2. Портнов А.М., Коровушкин В.В., Якубовская Н.Ю. Стабильный маггемит в коре выветривания Якутии. ДАН СССР, 1987, т. 295, № 1. С. 196-199.
3. Портнов А.М. Магнитная пыль космических катастроф // Земля и Вселенная. 1998. № 5. С. 75-81.
4. Портнов А.М. Как погибла жизнь на Марсе // Наука и жизнь. 1999, №4. С. 92-96.

СРАВНЕНИЕ РАЗНОВИДНОСТЕЙ КУБАНИТОВОЙ РУДЫ ПО МАГНИТНЫМ СВОЙСТВАМ И СОСТАВУ

Машуков А.В., Машукова А.Е.

AVMashukov@sfu-kras.ru, Сибирский федеральный университет,
Красноярск, Россия

Методами мёссбауэровской спектроскопии и растровой электронной микроскопии исследованы образцы руды Норильского типа с целью выявления соединений, содержащих кубанит.

Магнетизм образцов обусловлен присутствующими в них минералами группы сульфидов и оксидов, содержащих в виде основных компонент Fe^{2+} и Fe^{3+} . Магнитная фаза имеет спектр, состоящий из двух шестилинейчатых спектров. Пики на краях спектров свидетельствуют о наличии оксидов. Изомерные сдвиги образцов изменяются от 0 до 1,784 мм/с, квадрупольное расщепление от 0 до 2,168 мм/с. Это свидетельствует о том, что локальная электронная структура зависит от генезиса соединений. Образцы обладают сложным и многообразным составом с широким спектром величин остаточной намагниченности ($0 < I < 50$ А/м) и её стабильности к различным размагничивающим факторам. Намагниченность образцов необратимо изменяется с изменением температуры. Форма термомагнитных кривых указывает на присутствие механической смеси двух и более ферромагнитных фаз. Это подтверждается несоответствием температуры Кюри в цикле «нагрев-охлаждение».

Для выявления элементного и фазового состава проводилась съемка на автоматизированном рентгеновском дифрактометре фирмы Shimadzu XRD-6000 (излучение $CuK\alpha$). В связи с отсутствием стандартов производился безэталоный метод съемки. В зависимости от элементного состава было выделено две серии образцов. Максимальная концентрация в процентах выбранных элементов для этих серий приведена ниже.

Элемент: Ni Cu Co Fe S O H

Серия 1: 3,47 22,3 0,05 38,3 34,0 1,6 0,08

Серия 2: 0 23,0 0 41,7 34,0 1,1 0

При этом не идентифицированные примесные фазы составили до двух массовых процентов. Фазы, содержащие Cu, Ni, обладают сложным составом. Как следует из результатов рентгенофазового анализа, кубанитовые руды в основном представлены двумя разновидностями. Особенностью рассматриваемых образцов руды является отсутствие в них пирротина.

В первой серии образцов обнаружены кубанит I (86,5% $CuFe_2S_3$), пентландит (9,37% $FeNiS$), роувалфит (4,09% $Cu_4(OH)_6(SO_4)\cdot H_2O$), в незначительных количествах магнетит, галенит.

Во второй серии обнаружены кубанит I (36,1% $CuFe_2S_3$), кубанит II (54,8% $CuFe_2S_3$), халькопирит (5,0% $CuFeS_2$), магнетит (2,22% Fe_3O_4), гематит (1,64% Fe_2O_3), в незначительных количествах пентландит, галенит.

Исследования методом растровой электронной микроскопии и рентгеновского микроанализа (РЭММА) показали, что железо и сера распределены равномерно по сканируемой площади. Сера отсутствует во включениях, содержащих Fe и Ni. Имеются участки, сильно обогащенные Fe. Включения прямоугольной и ромбовидной форм содержат Ni, с увеличением содержания Fe. Обнаружены включения Cu в фазах, содержащих Fe и Ni.

Наиболее ранним минералом в исследуемых образцах серий 1 и 2 является пентландит, который представлен отдельными вкрапленными выделениями размером до 2 см. Под микроскопом обнаруживается значительная деформированность пентландита – его зерна интенсивно катаклазированы. Первичная структура пентландита аллотриоморфнозернистая, вторичная – раздробленная (размеры обломков до 2 мм), причем по трещинам катаклаза в нем отмечается проникновение кубанита. Вростки пентландита характеризуются дефектностью структуры и различными примесями с изомерным сдвигом до 0,06 мм/с и отсутствием квадрупольного расщепления.

Основным и более поздним минералом руды является кубанит, присутствующий в двух разных модификациях. Разновидность образцов первой серии содержит только изотропный высокотемпературный кубический кубанит I (высокий – 86,5%). В образцах второй серии содержание кубанита I достигало 36,1%, кубанита II – 54,8%.

Деформация выделений кубанита I приводит к частичному распаду твердого раствора с образованием двойников кубанита II в кубаните I. Длина двойниковых пластинок достигала 1,5 мм, толщина обычно до 0,02 мм. Двойниковые пластинки часто прерывисты и расщеплены. Высокотемпературное образование кубанита I подтверждается ассоциацией его с гриналитом – минералом подсемейства септехлоритов, которые устойчивы до температур 350–450 °С.

Особенностью зёрен кубанита I является наличие в них телец распада халькопирита, который происходит при температурах 250–300 °С. Вростки халькопирита (CuFeS_2) характеризуются изомерным сдвигом 0,058 мм/с и отсутствием квадрупольного расщепления. Некоторые образцы этой группы имеют уширенные линии, указывающие на существование различных положений ионов железа в подрешетках.

Кубанит II заметно анизотропен, имеет менее насыщенный розовато-желтый цвет по сравнению с коричневато-розовато-желтым цветом кубанита I. Эта более низкотемпературная модификация кубанита замещает массивный кубанит I, развиваясь в наиболее деформированных участках.

Известно, что кубанит II устойчив выше 200⁰, а превращение "низкий–высокий" кубанит в лабораторных условиях необратимо. При отжиге высокого кубанита происходит его распад с выделением халькопирита, такой распад происходит при температурах 250–300⁰С. При испытаниях кубанита I установлено, что он, в отличие от кубанита II, имеет коричневато-желтый цвет, интенсивно покрывается побежалостью и подвержен структурному травлению. Травление его в парах царской водки выявило микротрещиноватость кубанита I и тонкопластинчатое двойниковое внутреннее строение его зерен.

Содержание пентландита не превышает 10%. По содержанию магнетита разновидности кубанитовых руд в образцах обеих серий резко различаются. Как указано выше, в образцах серии 1 магнетит образуется в совершенно незначительных размерах и количествах в процессе распада твердого раствора (кубанит I – халькопирит – магнетит) за счет отжиговых явлений в деформированных участках. В образцах серии 2 магнетит присутствует в заметных количествах (более 2 %) при размерах зерен до первых миллиметров. Здесь магнетит образует вкрапленность отдельных метакристаллов и метазерен или микропрожилков в кубаните. Относительно более крупные зерна магнетита развиваются в порах руды иногда в виде правильных октаэдров. Дело в том, что поры, в которых развивается магнетит, эпизодически являются вместилищем более поздних пятнистых выделений галенита. Размер таких выделений достигает 2 мм.

Среди редких и самородных минералов преобладание минералов, содержащих свинец, палладий и серебро, а также развивающийся по гриналиту гематит свидетельствуют о значительном снижении температур в сложном процессе рудообразования, о смене во времени магматических минералов гидротермальными минералами и затем экзогенными.

Сравнение двух разновидностей исследованных серий позволяют предположить вероятное образование рассматриваемых руд в виде последовательных этапов.

1. Магматический этап сопровождается образованием руд, содержащих пентландит и кубанит I, затем катаклазом и снижением температуры распада твердого раствора, образованием «кубанит I → кубанит II → пористость», началом гидротермально-метасоматического минералообразования с образованием гриналита и метакристаллов магнетита.

2. Гидротермальный этап характеризуется заполнением пор и трещин среднетемпературной, а затем и низкотемпературной минерализацией, когда выделения висмутидов и арсенидов палладия сменяются завершающими выделениями наиболее поздней ассоциации сульфидов палладия, свинца и самородного серебра.

3. Экзогенный этап в формировании рассматриваемых руд характеризуется выделениями оксидов железа и сульфатов меди (гематит, роувалфит).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКОЛОЖИЛЬНЫХ ПОРОДАХ И РУДНОМ ТЕЛЕ ЦАГАРСАР ЖИЛЬНОГО Pb-Zn ДЖИМИДОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВ. ОСЕТИЯ)

Бычков Д.А., Ивлева Е.А., Борисов М.В., Пчелинцева Н.Ф.

dmibychkov@yandex.ru, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Общая проблема, в рамках которой выполнялась данная работа, это реконструкция процессов и условий жильного гидротермального рудообразования (источники рудных компонентов, физико-химических параметры, механизмы накопления и разделения элементов при формировании рудных тел и ореолов). Эталонные объекты – жильные Pb-Zn месторождения Садонского рудного района. Исследования проводятся по двум направлениям: геохимическому (выявление закономерностей распределения элементов в рудах и вмещающих породах) и термодинамическому (равновесно-динамическое моделирование процессов рудообразования). Настоящая работа выполнялась в области геохимического направления.

Исследования последних лет проводились нами на Джимидонском месторождении (восточный фланг Садоно-Унальского рудного поля). В отличие от большинства основных месторождений района (Згидское, Садонское, Архонское, Холстинское), где вмещающими породами являются граниты садонского типа (PZ₃) и вулканогенные породы (J₁), на этом объекте рудовмещающей средой являются кристаллические сланцы буронской свиты (PR₃–PZ₁). Палеозойские граниты подстилают докембрийские метаморфиты, контактируя с ними по серии пологих тектонических нарушений. Палеозойские граниты находятся на 300 м ниже изученных нами рудных тел. Рудообразование на всех месторождениях района происходило в предкелловейское время (J₂). Вероятным источником рудных компонентов данных месторождений являлись палеозойские граниты садонского типа, что подтверждается тождественностью изотопных составов свинца в галенитах руд 11 месторождений района и полевых шпатов гранитов (Тугаринов и др., 1975), а также нашими данными по первичным ореолам (Борисов, 1997), результатам термодинамического моделирования (Борисов, 2000; Борисов и др., 2006) и данными по распределению РЗЭ в рудах и вмещающих породах (Борисов и др., 2011; Волкова, 2013).

Получены новые данные по распределению Fe, Zn, Pb, Cu, Cd, Mn, Ag (атомно-абсорбционный анализ, ContrAA 700, кафедра геохимии МГУ) по разрезу от контакта до контакта через рудное тело Цагарсар (7 проб с шагом 4 см, рассечка 20, штрек 29, шт. 49, Джими). Для рудных проб и околожильных пород (6 проб) получены также данные о распределении РЗЭ (ИСП-МС, Element-2, кафедра геохимии МГУ). Средние содержания проанализированных элементов по рудному телу Цагарсар составляют (в скобках указаны минимальные и максимальные значения содержания по отдельным интервалам опробования): Fe – 20.9 (13.6-29.4 мас.%), Zn – 18.6 (12.5-30.8%), Pb – 5.2 (1.2-9.1%), Cu – 1.1 (0.6-1.7%), Mn – 0.2 (0.08-0.4%), Cd – 0.04 (0.03-0.06%), Ag – 0.015 (0.004-0.021%), сумма РЗЭ – 48 г/т (23-110 г/т). Соотношения между рудными элементами по разрезу значительно изменяются, а их распределение неравномерное. Максимальные содержания Fe и Pb относятся к центральной части жилы (12-16 см и 8-12 см, соответственно), а Zn в приконтактных областях (0-4 и 20-24 см). Суммарное содержание сульфидов достигает 90-92% на интервале 12-24 см и снижается до 71% на интервале 4-8 см. Установлена значимая отрицательная корреляция между суммарным содержанием РЗЭ в рудах и сульфидами

В изученном разрезе по рудному телу установлены очень высокие суммарные содержания РЗЭ в двух первых пробах: 60 и 110 г/т (интервалы 0-4 и 4-8 см). Таких значений для ранее изученных 27 рудных проб не фиксировалось (Волкова, 2013). В остальных пробах суммарные содержания РЗЭ изменяются от 23 до 50 г/т. Во всех спектрах рудных проб отмечается отчетливый европиевый минимум с близкими значениями отношений $Eu/Eu^* =$

0.58-0.62. Спектры РЗЭ рудных проб достаточно схожи. Однако вариации La_N/Yb_N в пробах разреза значительные – от 11 до 37. Максимум равный 37 зафиксирован впервые. По тяжелой части спектров и наличию европиевого минимума рудные пробы более всего подобны спектру палеозойского гранита, но в легкой части от гранита отличия значительные. По таким спектрам можно сделать предположение о комбинированном участии в формировании рудного тела Цагарсар, гидротермальных растворов прошедших через взаимодействие с палеозойскими гранитами и докембрийскими метаморфитами и, вероятно, с преобладанием гранитной составляющей, поскольку для них хорошо проявлены низкие содержания тяжелых РЗЭ. Вывод о комбинированном участии в формировании гидротермального рудного раствора двух этих основных типов пород был сделан в диссертации М.М. Волковой (2013) и подтверждается нашими данными. Однако, максимальное значение La_N/Yb_N для палеозойских гранитов составляет только 21, а в исследованных рудных пробах – до 37. Т.е., возможно, что могут существовать граниты, где отношение La_N/Yb_N значительно выше.

Для выявления предполагаемых минералов носителей РЗЭ дополнительно были получены данные об их содержаниях в карбонатах или уксуснокислых вытяжках. Из рудных проб переходят в уксуснокислые вытяжки от 15 до 26% РЗЭ, т.е. карбонаты не являются основными минералами носителями РЗЭ в рудном теле Цагарсар. Вероятными минералами носителями РЗЭ в рудных пробах могут являться Fe или Fe-Mg хлориты и эпидот, но достоверны данные для этого утверждения на настоящий момент отсутствуют.

В околожильных породах суммарные содержания РЗЭ составляют 138-171 г/т, что значительно больше, чем в неизмененных метаморфитах буронской свиты (83 г/т). Эти данные позволяют предположить, что при взаимодействии гидротермального раствора с околожильными породами при формировании рудного тела происходил значительный привнос РЗЭ (до 100 г/т), что хорошо согласуется с данными по рудным интервалам жилы. В спектре РЗЭ околожильных пород за счет привноса значительно увеличивается содержание легких РЗЭ и формируется европиевый минимум, который характерен для гранитов, но при этом сохраняется полная идентичность с неизмененными метаморфитами буронской свиты в области тяжелых РЗЭ.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ, грант №14-05-00062.

Литература

1. Борисов М.В. Закономерности распределения элементов в ближнем околожильном пространстве Pb-Zn гидротермальных месторождений // Геохимия. 1997. № 11. С. 1115-1127.
2. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М. : Научный мир, 2000. 360 с.
3. Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В. Геохимические структуры полиметаллических жил выполнения и параметры гидротермального рудообразования // Геохимия, 2006, №11, 1218-1239.
4. Борисов М.В., Волкова М.М., Бычков Д.А., Бычкова Я.В. Распределение редкоземельных элементов в рудных телах Джимидонского полиметаллического месторождения и вмещающих породах (Северная Осетия, Россия) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2011. №4. С. 48-52.
5. Волкова М.М. Геохимическая характеристика и термодинамические модели процессов полиметаллического и золото-сульфидного рудообразования (на примере Джимидонского месторождения и Шаухохского рудного поля Северной Осетии). Канд. диссертация, М. : МГУ, 2013, 178 с.
6. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В. и др. Применение свинцово-изотопного метода исследования для решения вопросов о генезисе свинцовых месторождений Северо-Кавказской рудной провинции // Геохимия. 1975. № 8. С. 1156-1163.

ДРЕВНИЕ СЛЮДЯНЫЕ ВЫРАБОТКИ В РАЙОНЕ ПОС. КАРЕЛЬСКИЙ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ): ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИСТОРИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ

¹Борисенко А.А., ²Аристов Вс.В., ³Корпечков Д.И.

¹borsanya@yandex.ru, Клуб Юных Геологов «МосГео», Москва, Россия;

²lambino@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия;

³korpechkov@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Общеизвестно, что в старину слюда-мусковит использовалась для изготовления слюдяных окон. Собственно, и само название «мусковит» происходит от итальянского Muska – Москва, откуда в Европу экспортировалось т.н. «московитское стекло». Главным районом добычи мусковита являлась Северная Карелия. Многочисленные старинные слюдяные выработки – т.н. «стариковские ямы» – широко исследовались в первые десятилетия XX века в связи с поиском мусковита для нужд электротехнической промышленности. Многочисленные упоминания о старинных слюдяных ямах мы находим в работах И.И. Гинзбурга (1917, 1921), П.К. Григорьева (1935, 1937), П.А. Борисова (1948) и многих других исследователей. Однако, в настоящее время интерес к старинным выработкам резко уменьшился. Сейчас лишь немногие старожилы и краеведы могут указать места старинных слюдяных разработок.

Старинные выработки представляют несомненный интерес как памятники горнодобывающей промышленности России, а также могут являться интересными минералогическими объектами (Кожевников, 2010). В связи с этим представляется актуальным произвести своеобразную ревизию описанных в литературе стариковских ям, выявить степень их сохранности, историческую и минералогическую значимость.

Нами была предпринята попытка таких исследований в районе практически заброшенного пос. Карельский, расположенного в 11 км севернее пгт. Чула. В районе пос. Карельский известно несколько старинных разработок, из которых наибольший интерес представляют выработки Перти-вараки и Копат-озера, которые и были нами детально описаны.

Старинные выработки значительно отличаются от более современных своей морфологией. Так как добыча слюды проводилась с помощью достаточно примитивных инструментов – кайла, кувалды, лома, разработчики были заинтересованы в минимальном извлечении пустой породы. В связи с этим, стариковские ямы полностью повторяют форму слюдоносной пегматитовой жилы, в большинстве случаев имеют наклонную форму с очень неровными бортами, сужения, расширения, иногда над открытыми выработками наблюдаются перекрытия пустой породы в виде своеобразных арок, ответвления в виде небольших гротов. Для более поздних карьерных выработок, относящихся к первой половине XX-ого столетия, характерны геометрически правильные формы, вертикальные стенки, что связано с широким применением буро-взрывных работ. С 50–60-ых годов слюда добывается преимущественно шахтным способом, карьеры используются только для добычи керамического сырья.

Стариковская яма Перти-вараки расположена в западной части одноименной возвышенности, примерно в 300 м южнее оз. Перти, примерно в 0,5 км южнее поселка Карельский. Длина старинной части выработки в открытой ее части около 52,8 м, ширина колеблется от 1,5 до 4 м, глубина 5–7 м. В южной части она переходит в грот длиной 7,8 м и высотой 1,95 м. Южная часть «стариковской ямы» срезана карьером. Протяженность карьера около 45 метров, ширина до 10 м, высота бортов 10–15 метров. Борты карьера вертикальные, отвесные. От края карьера к югу располагаются отвалы протяженностью 60–80 м. По видимому, время заложения карьера относится к 30–40-ым годам XX века. В окрестностях встречено также несколько разведочных шурфов.

Стариковская яма Копат-озера расположена примерно в 2,5 км южнее пос. Карельский, на северном берегу Копат-озера, примерно в 300 м севернее устья, впадающего в озеро ручья. Стариковские ямы представлены двумя обособленными выработками, расстояние между которыми около 20 м. Выработки либо пройдены по двум самостоятельным пегматитовым жилам, либо вскрывают одну и ту же жилу, но сорванную разломом, который маркируется небольшим логом. Длина первой выработки 44,9 м, ширина колеблется от 1,5 до 2,5 м, глубина от 0,5 до 7,8 м (до уровня воды). Длина второй выработки составляет 38,7 м, ширина колеблется от 1,5 до 2,5 м, глубина от 0,5 до 7–8 м. В северной части второй выработки наблюдаются следы поздней разведки с применением бурового инструмента и взрывчатых веществ, по-видимому, относящиеся к 30–40-ым годам XX века. Также отмечено несколько разведочных шурфов, очевидно, относящихся к этому же времени.

Обе изученные жилы являются типичными слюдоносными пегматитами, однако несколько отличаются друг от друга особенностями минерального состава. Так, калиевый полевой шпат на жиле Копат-озера окрашен в розоватые тона, а на Перти-варакке он имеет белую или сероватую окраску. В жиле Копат-озера, по-видимому, преобладающим полевым шпатом является плагиоклаз, в жиле Перти-варакки, – калиевый полевой шпат, что несколько не характерно для слюдоносных пегматитов. В жиле Перти-варакки наряду с мусковитом отмечен также биотит. Жила Перти-варакки характеризуется наличием большого количества граната, относящегося к двум генерациям, в то время как на Копат-озере гранат редок. В качестве аксессуарных минералов в обеих жилах встречены также голубовато-зеленый апатит, черный турмалин, ильменит (?), карбуран (?). Плагиоклаз иногда представлен иризирующей разновидностью (беломорит).

В обоих случаях пегматиты зональны. Отчетливо выделяется блоковая зона, кварц-мусковитовый замещающий комплекс, кварцевое ядро. В жиле Перти-варакки в небольших количествах присутствует апографический пегматит. Наблюдаются продукты поздней альбитизации и жильбертитизации. Альбит присутствует в виде мелких кристаллических выделений, инкрустирующих небольшие (менее 1 см в поперечнике) полости выщелачивания, которые приурочены преимущественно к блоковой зоне пегматита. Жильбертит – мусковит светло-зеленого или яблочно-зеленого цвета – развивается по трещинам в полевых шпатах в виде тончешуйчатого агрегата, а также замещает первичный светло-коричневый, красновато-коричневый мусковит блоковой зоны и, реже, кварц-мусковитового комплекса. На жиле Копат-озера на контакте пегматита и вмещающих его высокоглиноземистых гнейсов и мигматитов чупинской свиты встречены интересные приконтактные образования, сложенные тонкоиглольчатым шерлом и яблочно-зеленым жильбертитом. Мощность зоны 10–20 см, площадь выхода примерно 1,5 x 2 м.

Мусковит в обеих жилах присутствует в составе блоковой зоны и кварц-мусковитового комплекса. Первичный мусковит окрашен в светло-коричневатые тона, иногда с красноватым или сероватым оттенком. Возможно, последний связан с приповерхностными изменениями слюды при выветривании. Размеры отдельных пластин, виденных нами, достигали 20 см в поперечнике (чаще до 5 см), но, по-видимому, могли быть и существенно крупнее. На поздних этапах эволюции жилы коричневатый мусковит псевдоморфно замещается светло-зеленым.

Изученные нами жилы несомненно представляют значительный как исторический, так и минералогический интерес. Сохранность выработок удовлетворительная. В дальнейшем мы планируем продолжить наши исследования, расширив количество вовлеченных в исследование объектов и уделив большее внимание изучению типоморфных особенностей главного полезного минерала – мусковита.

За помощь в проведении полевых и камеральных работ авторы выражают благодарность членам Клуба юных геологов МосГео Виктору Ефремову, Софье Трушковской, Николаю Ртищеву, научному сотруднику ФГУП ИМГРЭ Е.А. Толкушкиной, преподавателю НОЧУ «Школа «Муми-тролль» Т.В. Миняевой, научному секретарю МосГео Н.А. Матвеевой, инженеру каф. минералогии МГРИ-РГГРУ И.М. Лизоркину.

СТРУКТУРООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ КРУПНЫХ КАТИОНОВ В СУЛЬФИДАХ С CS^+ И Tl^+

Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В.

borisov@niic.nsc.ru, Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН,
Новосибирск, Россия

Динамика распределения редких элементов в природных соединениях имеет как чисто научный, так и практический интерес, особенно для потенциально экологически опасных, куда можно отнести Tl, Cs, Cd, Hg. В настоящее время для ее изучения накоплен большой фактический материал по структурам как природных, так и синтетических твердых фаз. Последние надо считать возможными стабильными формами для определенных концентраций элементов, которые могут осуществляться и в природе. В этих структурах катион Tl^+ стабилизирует регулярность анионной матрицы, в которую он входит, не внося существенных искажений. Этим объясняется его преимущественное присутствие в сульфидных минералах: из 47 Tl-содержащих минералов в 39 он связан с серой. В то же время для катионной матрицы он неудобен из-за своих размеров и поэтому в природе предпочитает партнерами небольшие катионы Cu, Ag, Sb, As.

В продолжение исследований роли крупных однозарядных катионов (сравнимых по размеру с анионами) в организации кристаллических структур сложных сульфидов и по влиянию на эту роль других катионов, был выполнен кристаллографический анализ [1] соединений $CsFe_2S_3$, Tl_2PbZrS_4 и Tl_2PbGeS_4 . Ранее было показано, что Tl^+ -катион включается в анионные подрешетки структур $TlCu_2S_2$ (минерал талькусит), $TlCu_7S_4$, $TlTaS_3$, $TlIn_3S_5$, $TlIn_5S_8$, $TlCr_2V_3S_8$, одновременно участвуя в ряде случаев и в упорядочении катионов. В структуре же $Tl_{18}Pb_2Ti_7S_{25}$, несмотря на преобладание Tl^+ в катионном составе, катионная и анионная подрешетки четко разделены [2]. В структуре минерала карлинита Tl_2S геометрическое упорядочение позиций атомов для достижения регулярной (симметричной) и плотной упаковки нивелирует различие катионов и анионов. Были рассмотрены аномалии координационного окружения катионов из-за участия Tl^+ в совместном упорядочении с анионами в сложных структурах $AgTlTe$, минералов врбаита $Hg_3Tl_4As_8Sb_2S_{20}$ и габриэлиты $Tl_2AgCu_2As_3S_7$ [2]. Сделан вывод, что тяжелые и крупные одновалентные катионы (Cs^+ , Rb^+ , Tl^+ ...) имеют шансы участвовать в создании кристаллической структуры и определять ее "скелет" как в содружестве с катионами, так и с анионами, причем для преобладания первого варианта, по-видимому, нужны достаточно объемные и массивные партнеры.

Кристаллографический анализ [3] структуры синтетического аналога минерала *rasvumite* (KFe_2S_3) $CsFe_2S_3$ (*Cmcm*, $Z=4$, $a=9,519$; $b=11,583$; $c=5,482$ Å) [4], имеющей в составе крупный одновалентный катион Cs^+ , показал, что ее основу составляет упаковка атомов Cs и S в соотношении 1:3 по закону единой гранецентрированной *F*-решетки. Структура $CsFe_2S_3$ демонстрирует изящное согласование атомного состава с кристаллографическими условиями и кристаллохимией. Оригинальным фрагментом структуры служит вырезанная из слоя колонка $[CsS_{10}]$ -полиэдров. Поскольку в упаковке с *F*-решеткой каждый узел окружен кубическим кубооктаэдром (с 12-ю вершинами), то катион Cs, участвуя в общей упаковке с анионами серы, кроме десяти соседей серы имеет двумя соседями катионы Cs.

Разумно полагать, что наблюдаемое при этом некоторое сближение катионов Cs^+ вызвано не химическими связями, а есть следствие механизма упорядочения Cs и S в рамках одной упаковки. Аналогичные случаи для координации крупных катионов Tl^+ нами были разобраны ранее [2]. Изоструктурность $CsFe_2S_3$, $RbFe_2S_3$, KFe_2S_3 , а также соединений с промежуточными составами: $(Cs_{0,5}Rb_{0,5})$, $(Cs_{0,5}K_{0,5})$, $(Rb_{0,5}K_{0,5})$ [4], означает факт единых *F*-подрешеток серы не только с крупными и тяжелыми Cs и Rb, но и с умеренным по размеру и весу K. В этом проявляется высокая стабильность данной конфигурации, включающей оптимальное заполнение пространства, и наличие предпосылок для осуществления высокой симметрии (или псевдосимметрии).

Исследователи структуры Tl_2PbZrS_4 ($C2/c$, $Z=4$, $a=15,455$; $b=8,214$; $c=6,751$ Е; $\beta = 109,1^\circ$ [5]) указывают на искаженный структурный тип PbS, ссылаясь на близкую к плотнейшей трехслойную упаковку анионов S^{2-} (ABC ABC...). Наше исследование [3] показывает, что три сорта катионов, разных по массе, размеру и заряду (радиусы Tl^+ , Pb^{2+} и Zr^{4+} , соответственно 1,5, 1,2 и 0,72 Е) упорядочены псевдокубической F -подрешеткой еще в большей степени, чем анионы S. Более регулярное упорядочение тяжелых катионов отражает их определяющую роль в механизме кристаллизации. Позиции же анионов вынуждены удовлетворять как кристаллохимическим требованиям координации разнородных, но уже фиксированных в пространстве катионов, так и процессам собственного упорядочения, что и отражается в их значительных отклонениях от узлов такой же F -подрешетки, смещенной по отношению к подрешетке катионов на половину любого из ее ребер. Таким образом, октаэдрическая координация серой столь разнородных катионов – отчасти результат действия сил, создающих дальний порядок, концентрирующих атомы на семействах параллельных равноудаленных плоскостей – скелетных плоскостей высокосимметричного структурного типа PbS. Эти факты можно трактовать как эффект упорядочения различных по размерам, массе и зарядам катионов в единую решетку со стремлением приблизить ее параметры к кубической F -ячейке. При этом крупные по размерам катионы испытывают сжатие, а малые – растяжения в своих межкатионных контактах.

Близкая по составу структура Tl_2PbGeS_4 ($P2_1/a$, $Z=4$, $a=8,907$; $b=9,114$; $c=10,502$ Е; $\beta = 94,08^\circ$ [6]) была взята для кристаллографического анализа [3], чтобы оценить, как замена Zr^{4+} на более мелкий Ge^{4+} ($r \sim 0,40$ Е) сказалась на организации структуры. Детальное сопоставление структур Tl_2PbZrS_4 и Tl_2PbGeS_4 показывает, что химически активный катион Ge^{4+} организовал себе регулярную тетраэдрическую координацию (в сравниваемой структуре Zr^{4+} удовлетворился стандартной для PbS-типа октаэдрической координацией!), но в то же время остался вблизи октаэдрической катионной позиции в катионном каркасе. В результате этой перестройки пострадали плотность упаковки и регулярность расположения как катионов, так и анионов в сравнении со структурой Tl_2PbZrS_4 . Доказательством этого служит *существенное увеличение* объема элементарной ячейки при замене более крупного Zr^{4+} на малый Ge^{4+} (810 и 850 Е³, соответственно). Особенности структурообразования этих трех соединений оказались существенно индивидуальными. Так, малый катион Ge^{4+} не занял стандартную тетраэдрическую нишу в F -решетке, как это сделал более крупный катион Fe в структуре $CsFe_2S_3$, а, видимо, инициировал искажение упаковки всех атомов, с заметным увеличением ее объема.

Структура $CsFe_2S_3$ подтвердила предположение, что без присутствия достаточно крупных и массивных партнеров одновалентные катионы (Cs^+ , Rb^+ , Tl^+ ...) при кристаллизации упорядочиваются вместе с равновеликими анионами. В этом ключе и другой пример – структура Tl_2PbZrS_4 , где Tl^+ с остальными катионами осуществили упаковку в катионной матрице, достаточно близкую к идеальной, игнорируя большие различия в природе катионов. Кристаллографический анализ дал основания существенно дополнить сделанные в оригинальных работах кристаллохимические описания рассмотренных структур, и продемонстрировал новые примеры взаимодействия сил химических связей, определяющих ближний порядок в конфигурациях атомов, с факторами, создающими порядок дальний, т.е. кристаллическое состояние.

Работа частично поддержана РФФИ, грант 13-05-00030.

Литература

1. Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. // Кристаллография. 2011. 56, 6. 1013-1018.
2. Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. // Успехи химии. 2015. 84, № 4.(в печати).
3. Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. // Ж. структ. химии. 2015. 56 (в печати).
4. Mitchell R.H., Ross K.C., Potter E.G. // J. Solid St. Chem. 2004. 177. P. 1867-1872.
5. Sankar C.R., Assoud A., Kleinke H. // Inorg. Chem. 2013. 52. P.13869-13874.
6. Eulenberger G. // Z. Naturforsch. 1980. 35b. S. 335-339.

НОВЫЙ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП БАДДЕЛЕИТА

¹Спиридонов Э.М., ²Путинцева Е.В.

¹ernstspiridon@gmail.com, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Геологический факультет, Москва, Россия

²e.putintseva@spbu.ru, СПбГУ, Институт наук о земле, Санкт-Петербург, Россия

Бадделеит, моноклинный ZrO_2 , открытый в 1892 г. Л. Флетчером (Дэна и др., 1951), – акцессорный минерал ненасыщенных SiO_2 магматических и высокотемпературных метасоматических пород. Бадделеит развит в основной массе щелочных и ультраосновных щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов (Дэна и др., 1951; Бонштедт-Куплетская, 1965; Кухаренко и др., 1965; Dawson, 1980); в оливиновых габбродолеритах Норильска (Годлевский, Надеждина, 1970), в анортозитах, лунных базальтах. Ламелли распада бадделеита в ильмените известны в пикритовых габбро и кимберлитах. Грандиозные количества – миллионы тонн бадделеита находятся в поздних производных карбонатитовых массивов Бразилии (Franco, Lowenstein, 1948), существенные количества – в камафоритах Балтийского щита и Восточно-Сибирской платформы (Бородин и др., 1973), небольшие количества – в крайне высокотемпературных глубинных магнезиальных скарнах Мадагаскара (Gübelin, Peretti, 1997). Бадделеит развит в тектитах и импактитах (земных и лунных) как продукт ударной деструкции циркона (Kleinman, 1969).

Новый метаморфогенно-гидротермальный генетический тип бадделеита установлен в кимозёрских метакимберлитах. Кимозёрское проявление алмазоносных кимберлитов расположено в Онегозёрской структуре Карельского кратона. Фундаментом структуры является Водлозёрский блок раннеархейской стабилизации (Ушков, 2001; Путинцева и др., 2009). Это одно из древнейших проявлений кимберлитов, определения их изотопного возраста различными методами варьируют от 1.986 ± 0.004 до 1.742 ± 0.026 млрд лет (Самсонов и др., 2009). Представлено уплощённой залежью и рядом крутопадающих трубообразных тел, сложенных кимберлитами, кимберлитовыми брекчиями и туфоподобными породами. В кимозёрских кимберлитах среди вкрапленников преобладает оливин или флогопит, нередко магнезиохромит и ильменит. В цементирующей массе обильны оливин и флогопит, карбонаты, не мало перовскита (судя по морфологии продуктов замещения), ильменита, титаномагнетита, апатита, циркон редок.

Кимозёрские кимберлиты, как правило, интенсивно тектонизированы, в кристаллах флогопита часто развиты полосы излома, кинк-бэнды или же флогопит смят и скручен. Как и вмещающие горные породы людиковия, кимберлиты претерпели региональный зеленокаменный метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации и превращены в метакимберлиты. Оливин кимберлитовых пород замещён серпентином, преимущественно антигоритом с реликтами лизардита и хризотила. С антигоритом ассоциирует брусит, реже тальк. Флогопит замещён клинохлором, хромшпинелиды – Cr клинохлором. Первичные минералы Ti почти полностью замещены титанитом. Обильный актинолит-тремолит, характерный для кимозёрских метакимберлитов, вероятно возник за счёт вещества оливина и первичного кальцита. Естественно предположить, что за счёт LREE, которыми был богат первичный кальцит кимберлитов (Dawson, 1980), возник метаморфогенно-гидротермальный ортит. Типичная форма ортита – цепочки мелких зёрен по слоистости хлорита псевдоморфоз по флогопиту. Бадделеит слагает мелкие около 10 микрон неправильной формы выделения в агрегатах титанита (рис.). Границы бадделеита и титанита – индукционные поверхности совместного роста. Состав бадделеита, масс. %: ZrO_2 93.70; HfO_2 2.04; TiO_2 0.94; FeO 0.63; SiO_2 2.60; сумма 99.91. В отличие от бадделеита щелочных магматитов и высокотемпературных метасоматитов, в бадделеите кимозёрских метакимберлитов не обнаружены U , Nb , REE, Sc . Ассоциирующий титанит также беден этими элементами. Возможно, описанные сростания метаморфогенно-гидротермальных бадделеита и титанита представляют псевдоморфозы по цирконолиту; вероятная реакция – $CaZrTi_2O_7 + Ca(p-p) + 2SiO_2(p-p) \rightarrow 2CaTi[O/SiO_4] + ZrO_2$.

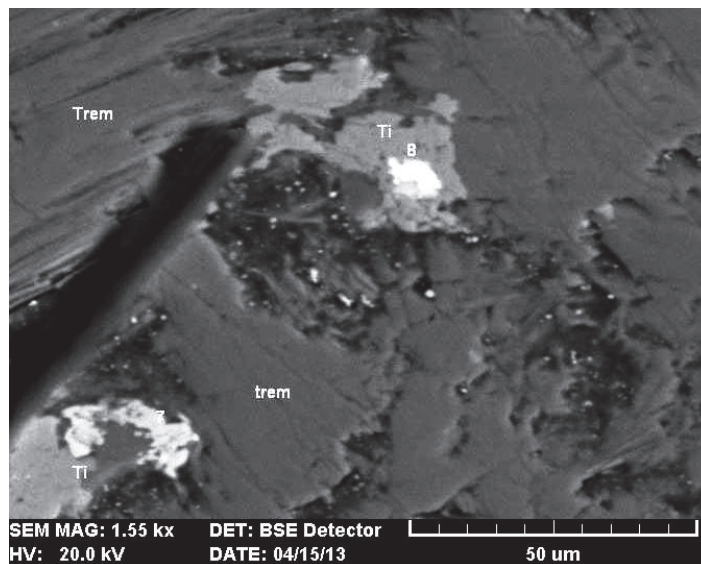


Рис. Метакимберлиты Кимозеро, колл. Е.В. Путинцевой. Срастание бадделеита (В, белый) с титанитом (Ті, светло-серый). Матрица – агрегаты актинолита-тремолита- (Trem). Фотография в отражённых электронах

Литература

1. Бонштедт-Куплетская Э.М. Бадделеит. В кн.: Минералы. Т. 2. Вып. 2. М. : Наука. 1965. С. 130-136
2. Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г. Редкометалльные камафориты: формация апатит-форстерит-магнетитовых пород в щелочных-ультраосновных и карбонатитовых массивах. Москва: Наука. 1973. 176 с.
3. Годлевский М.Н., Надеждина Е.Д. Бадделеит из габбро-долеритовой интрузии Норильск-I intrusive (Сибирская платформа). В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука. 1970. С. 177-182.
4. Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Палач Ч., Бергман Г., Фрондель К. Система минералогии. Т. 1, 2 полутом. М.: ИЛ, 1951. 420 с.
5. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра. 1965. 772 с.
6. Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов кимозерского проявления (Центральная Карелия) // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2009. С 158-161.
7. Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 94-98.
8. Dawson J.B. Kimberlites and their xenolites. New York: Springer Verlag. 1980. 252 p.
9. Franco R.R., Loewenstein W. Zr from the region of Poços de Caldas // Amer. Mineral. 1948. Vol. 33. P. 142-151.
10. Gübelin E.J., Peretti A. Sapphires from Andranondambo mine in SE Madagascar: evidence for metasomatic skarn formation // J. Gemm. 1997. Vol. 25. P. 453-470.
11. Kleiman B. The breakdown of zircon observed in the Lybian desert glass as evidence of its impact origin // Earth Planet. Sci. Lett. 1969. Vol. 5. P. 497-501.

ОРТИТ-(СЕ) – ХАРАКТЕРНЫЙ МИНЕРАЛ КИМБЕРЛИТОВ КИМОЗЕРО, КАРЕЛИЯ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ В УСЛОВИЯХ ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИТОВОЙ ФАЦИИ

¹Путинцева Е.В., ²Спиридонов Э.М.

¹e.putintseva@spbu.ru, СПбГУ, Институт наук о земле, Санкт-Петербург, Россия;

²ernstspiridon@gmail.com, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

Своё название ортит получил от Якоба Берцелиуса в 1818г. за прямолинейные очертания кристаллов. Структуру ортита расшифровали Т. Уэда (1955) и И.М. Руманова и Т.В. Николаева (1959). В её основе – структура клиноцоизита $\text{CaCaAlAl}_2[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$, в которой один атом Ca замещён редкоземельными элементами и один атом Al замещён Fe^{2+} и/или Mg, Mn – $\text{Ca REE Fe}^{2+} \text{Al}_2 [\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$. Кроме того, часть Ca может быть замещена Sr, часть Al – Fe^{3+} , Mn, Cr, V. В настоящее время установлены разновидности: с преобладанием церия – наиболее распространённый ортит-(Ce), гораздо более редкие с преобладанием лантана – ортит-(La) или неодима – ортит-(Nd), а также ферриортит, в составе которого $\text{Fe}^{3+} > \text{Al}$ (Хвостова, 1963; Ercit, 2002; Gieré, Sorensen, 2004). Цериевый ортит – распространённый аксессуарный минерал гранитоидов и гранитных пегматитов; высоко- и средне-температурных гидротермальных метасоматитов – известковых скарнов, пропилитов; метаморфических пород фаций зелёных и голубых сланцев, амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой (Phillips, Auge, 2009), метаморфогенно – гидротермальных жил альпийского типа (Grammasioli, 1978). Во всех этих образованиях редкоземельный состав ортита довольно устойчив – $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd} \gg \text{Pr} > \text{Sm} > \text{Gd}$. Содержания иных REE, Y и U обычно ничтожные; содержания Th – от следов до 1 масс. %, редко выше. Ортиты, обогащённые La или Nd, а также Th, а нередко и U, развиты в дифференцированных гранитных пегматитах. Ядра кристаллов таких ортитов обычно метамиктные. Ферриортит – характерный минерал жил альпийского типа, которые зачастую формируются при повышенном окислительном потенциале. Таким образом, ортит – хороший индикатор условий петро- и минералогенеза.

Кимозёрское проявление алмазоносных кимберлитов расположено в пределах Онего-зёрской структуры Карельского кратона. Фундаментом структуры является Водлозёрский блок раннеархейской стабилизации (Ушков, 2001; Путинцева и др., 2009). Это одно из древнейших проявлений кимберлитов, определения их изотопного возраста различными методами варьируют от 1.986 ± 0.004 до 1.742 ± 0.026 млрд лет (Самсонов и др., 2009). Представлено уплощённой залежью и рядом крутопадающих трубообразных тел, сложенных кимберлитами, кимберлитовыми брекчиями и туфоподобными породами. В кимозёрских кимберлитах среди вкрапленников преобладает оливин или флогопит (иногда с реликтами оторочек тетраферрифлогопита), нередко магнезиохромит (до алюмомагнезиохромита) и ильменит (до пикроильменита). Судя по морфологии псевдоморфоз актинолит-тремолита, окружающих крупные зёрна серпентинизированного оливина, возможно оливин окружали каймы монтichelлита. В цементирующей массе обильны оливин и флогопит, карбонаты, не мало перовскита (судя по морфологии продуктов замещения), ильменита, титаномагнетита, апатита, циркон редок.

Кимозёрские кимберлиты, как правило, интенсивно тектонизированы, в кристаллах флогопита часто развиты полосы излома, кинк-бэнды или же вкрапленники флогопита смяты и скручены. Как и вмещающие горные породы людиковия, кимберлиты претерпели зеленокаменный региональный метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации и превращены в метакимберлиты. Оливин кимберлитовых пород полностью замещён серпентиновыми минералами, преимущественно антигоритом, среди которого нередко реликты петельчатого лизардита, а также хризотила. Антигорит нередко сопровождается бруситом. Флогопит в значительной степени или полностью замещён хлоритом – клинохлором, хромшпинелиды – хромсодержащим клинохлором. Первичные минералы титана почти полностью замещены титанитом, нередко землистым, тонкозернистым. Обильный амфибол

(актинолит-тремолит), характерный для состава кимозёрских метакимберлитов, вероятнее всего возник вследствие переработки вещества оливина и первичного кальцита. Также естественно предположить, что за счёт редкоземельных элементов, которыми был богат первичный кальцит кимберлитов (Dawson, 1980), возник метаморфогенно-гидротермальный ортит, наследовавший цериевую специфику магматического кальцита. Наиболее типичная форма выделений ортита дана на рисунке. Реже ортит слагает небольшие включения в титаните. Средний состав ортита – (Ce) (n =4), масс. %: SiO₂ 29.87; TiO₂ 0.73; Al₂O₃ 13.68; V₂O₅ 0.93; FeO 12.57; CaO 9.34; Ce₂O₃ 22.31; La₂O₃ 6.77; Nd₂O₃ 2.56; сумма 98.87, что отвечает формуле

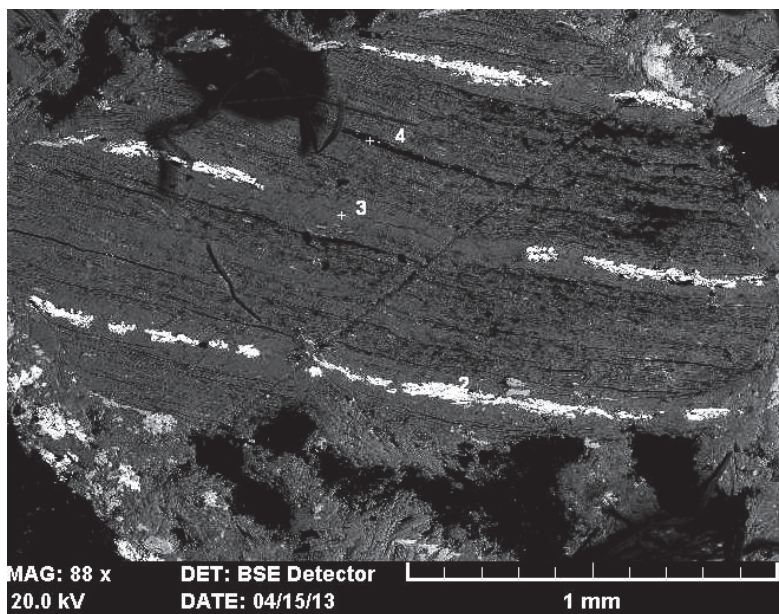
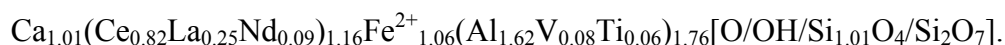


Рис. Метакимберлиты Кимозеро, колл. Е.В. Путинцевой. Послойные цепочки ортита-Ce (белый) в хлорите (псевдоморфоза по вкрапленнику Тi флогопита). Границы между ортитом и хлоритом – индукционные поверхности совместного роста. Матрица – сростания тремолита, хлорита и титанита (светло-серый). Фотография в отражённых электронах

Литература

1. Путинцева Е.В., Житникова И.А., Полякова Е.И., Зеленецкий Д.С., Жданова Л.А. Оценка перспектив алмазности Карелии // Минерагеня докембрия. Петрозаводск. 2009. С. 203-205.
2. Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов кимозерского проявления (Центральная Карелия) // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2009. С 158-161.
3. Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 94-98.
4. Хвостова. В.А. Об изоморфизме эпидота и ортита // Докл. АН СССР. 1963. Т. 141. С. 1307–1309.
5. Dawson J.B. Kimberlites and their xenolites. New York : Springer Verlag. 1980. 252 p.
6. Ercit T.S. The mess that is “allanite” // Canad. Mineral. 2002. Vol. 40. P. 1411-1419.
7. Gieré R. & Sorensen S.S. Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. In: Epidotes (A. Liebscher & G. Franz, eds.). Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 56. P. 431-493.
8. Gramaccioli C.M. Die Mineralien der Alpen. Stuttgart: Kosmos. 1978. 503 s.
9. Philpotts A.R. & Ague J.J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ТРЕНД ДЕАРСЕНИЗАЦИИ АРСЕНИДОВ Pd В НОРИЛЬСКИХ РУДАХ

¹Спиридонов Э.М., ²Серова А.А., ³Жуков Н.Н.

¹ernstspiridon@gmail.com; ²alevtina.mashkina@gmail.com; ³nickoliawka@gmail.com,

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,

Геологический факультет, Москва, Россия

Магматогенные сульфидные руды месторождений Норильского рудного поля – производные трапповой формации P₂ – T₁ – содержат продукты кристаллизации сульфидных Fe-Ni-Cu и Fe-Ni-Cu-Pb расплавов, пневматолитовые алтаит, галенит и PGM, продукты их твердофазных превращений, а также разнообразную эпигенетическую послетрапповую метаморфогенно-гидротермальную минерализацию (Годлевский, 1959; Спиридонов, 2010; Спиридонов, Гриценко, 2009).

Территория Восточно-Сибирской платформы, покрытая 4 км толщиной платобазальтов и насыщенная множеством интрузивов габбро-долеритов, испытала пострапповое погружение. Производные трапповой формации и подтрапповые толщи были захвачены эпигенетическим низкоградным метаморфизмом в условиях цеолитовой, затем более высокотемпературной прениит-пумпеллиитовой и затем опять цеолитовой фации: проявлена петля метаморфизма Л.Л. Перчука. Rb/Sr возраст метаморфизма по апофиллиту и по метабазальтам – первая дата 232 Ма, последняя 122 Ма (Спиридонов, Гриценко, 2009). Изотопный состав Pb галенита метаморфогенно-гидротермальных карбонатных жил существенно отличается от состава Pb магматогенных сульфидных руд и близок к коровому. Модельный Pb-Pb возраст галенита арсенидно-карбонатных жил 144 Ма, галенита карбонатных жил с минералами серебра и уранинитом 110 Ма.

Каждый образец норильских руд содержит метаморфогенно-гидротермальные прожилки магнетита и макинавита. В виде прожилков и гнезд развиты (от ранних к поздним): миллерит + халькопирит + пирит (ЦФ), ангидрит + халькопирит + пирротин + стилипномелан (ЦФ-ППФ), борнит + магнетит + ангидрит (ППФ), халькозин + хизлевудит (ЦФ), валлериит + Ni-пирит (ЦФ), пятиметальная U-Ag-Bi-Co-Ni формация (Fe-Ni-Co арсениды и антимониды, самородные серебро, мышьяк и висмут, сульфиды и селениды Ag, Bi, Pb, Mn и Cd; уранинит (ЦФ), марказит + кварц + кальцит + гизингерит + точилинит (низкоТ ЦФ) (Спиридонов, Гриценко, 2009; Spiridonov et al., 2014). В залежах норильских сульфидных руд и около них развита регенеративная метаморфогенно-гидротермальная минерализация Sn, Pt, Pd, Ag.

В метаморфизованных и брекчированных сульфидных рудах с обильным паркеритом, прожилками и гнездами гизингерита и кварца заметная часть пневматолитового Sb-паоловита замещена без-Sb паоловитом. В этих же рудах развиты просечки магнетита с макинавитом и регенерированным паоловитом, который беден Sb, но богат Ag. В метаморфизованных рудах развиты и продукты эндогенного замещения паоловита – касситерит, олово-содержащий гидрогроссуляр, станнин. В таких участках развиты метаморфогенно-гидротермальные мальшевит CuPdBiS₃, соболевскит, фрудит, Pd-содержащий брейтгауптит (до 4 % Pd), висоцкит. **Палладоарсенид** Pd₂As развит в метаморфизованных рудах Талнахского рудного узла как продукт замещения пневматолитового маякита PdNiAs (рис. 1, слева) (Спиридонов и др., 2011). Химический состав палладоарсенида, масс. % (n = 4): Pd 68.67; Pt 1.03; Au 0.13; Cu 1.49; Ni 1.35; Fe 0.34; As 26.10; Pb 0.17; Te 0.03; Sn 0.03; Bi 0.02; сумма 99.36%; формула (Pd_{1.84}Pt_{0.02}Cu_{0.07}Ni_{0.06}Fe_{0.02})_{2.01}As_{0.99}. Реакция образования палладоарсенида: 2 PdNiAs → Pd₂As + 2 Ni p-p + As p-p. Рядом с участками развития палладоарсенида находятся карбонатные жилы с арсенидами никеля. **Арсенопалладинит** Pd₃As развит в метаморфизованных рудах Норильского рудного узла в ассоциации с миллеритом, хлоритом, прениитом (рис. 1, справа). Химический состав арсенопалладинита, масс. % (n = 11): Pd 77.27; Pt 1.35; Rh 0.03; Ag 0.19; Cu 0.22; Ni 0.12; Fe 0.44; As 16.89; Sb 0.28; Bi 0.13; Pb 0.22, Te 0.16; сумма 99.70%; формула (Pd_{2.91}Pt_{0.03}Fe_{0.03}Ag_{0.01}Ni_{0.01}Cu_{0.01})₃(As_{0.90}Sn_{0.08}Sb_{0.01}Te_{0.005}Pb_{0.005})₁. **Самородный палладий** Pd в виде плёнок изредка обрастает самородную платину, слагающую

каймы замещения на сперрилите. Процесс образования кайм замещения платины вокруг сперрилита Т.Л. Евстигнеева назвала удачным термином – деарсенизацией (Евстигнеева и др., 1990). Данный термин применим и для арсенидов Pd.

Таким образом, намечается метаморфогенный тренд деарсенизации: палладоарсенид Pd_2As → арсенопалладинит Pd_3As → палладий Pd.

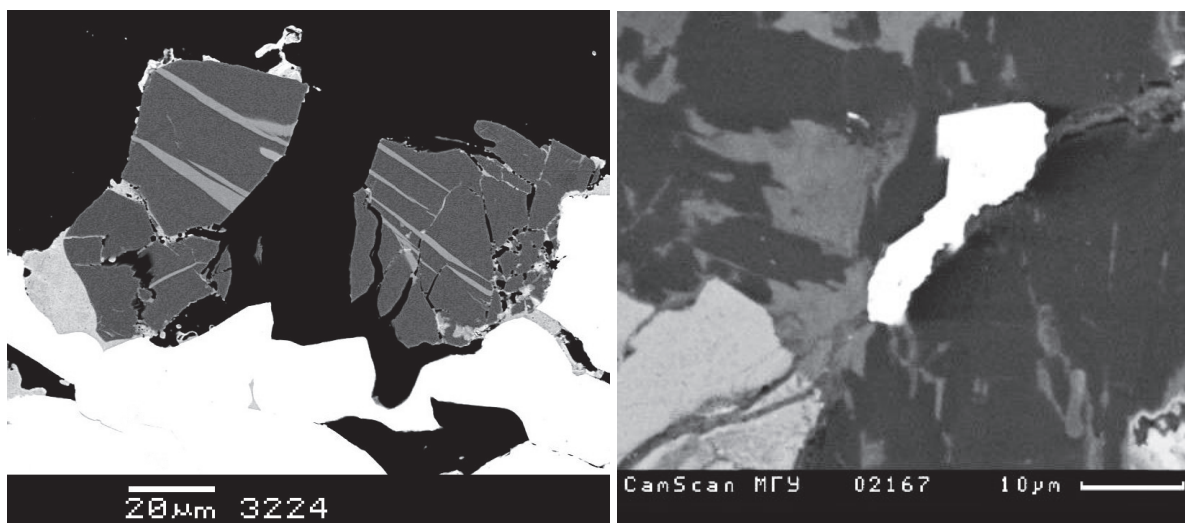


Рис. 1. Слева – прожилки палладоарсенида (светло-серый) в маяките (тёмно-серый) на продолжении прожилков магнетита, макинавита, хлорита, серпентина и кальцита среди сульфидов. Тетраферроплатина (белая), Pt-Pd-тетрааурикуприд (светло-серый). Рудник Маяк. Справа – арсенопалладинит (белый) в ассоциации с миллеритом (светло-серый), хлоритом, пренитом. Рудник Медвежий Ручей. Фотографии в отражённых электронах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00839).

Литература

1. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М. : Госгеолтехиздат. 1959. 89 с.
2. Евстигнеева Т.Л., Ким А.А., Некрасов И.Я. О деарсенизации сперрилита в природе // Минерал. журнал. 1990. Т. 12. № 3. С. 90-96.
3. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1356-1378.
4. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М. : Научный мир. 2009. 218 с.
5. Спиридонов Э.М., Коротаева Н.Н., Куликова И.М., Машкина А.А., Жуков Н.Н. Палладоарсенид Pd_2As – продукт деструкции маякита $PdNiAs$ в сульфидных рудах Талнахского месторождения // Тр. Минерал. музея РАН им. А.Е. Ферсмана. 2011. Вып. 45. С. 48-54.
6. Spiridonov E.M., Mashkina A.A., Zhukov N.N. Noril'sk ore field: Epigenetic metamorphogenic-hydrothermal Sn-Pt-Pd-Ag mineralization // 12th International Platinum Symposium. Yekaterinburg. 2014. P. 320-321.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛИБДЕНОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ БАДИС

Выдрич Д.Е.

devrich@mail.ru, ФГУП «ВИМС», Москва, Россия

Рудное поле Бадис расположено на сочленении южной окраины Алданского щита со Становой складчатой областью, в зоне сопряжения Станового и Таксакандинского глубинных разломов, представленных сериями шовных зон северо-восточного простирания [2].

В геологическом отношении рудное поле представляет собой тектоно-магматическую структуру, сложенную протерозойскими и мезозойскими образованиями. Нижнепротерозойские интрузивные породы, так называемые "древнестановые" гранитоиды наблюдаются по периферии рудного поля, кроме его северной части, и представлены лейкократовыми мелкозернистыми гранитами светло-серого, иногда розовато-серого цвета. Они состоят из олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита (2%). Нижнемеловой интрузивный комплекс представлен породами двух фаз: роговообманково-биотитовыми гранодиоритами от меланократового до мезократового облика средне-, крупнозернистой структуры и порфиroidными роговообманково-биотитовыми гранодиорит-порфирами. Гранодиорит-порфиры слабают шток, имеющий эллипсовидную форму и вытянутый в запад-северо-западном направлении. В северной части гранитоидов второй фазы закартировано овальное тело брекчий, имеющих, возможно, эксплозивный характер. Обломки представлены кварцем с молибдени-том и халькопиритом, реже мезозойскими гранитами со штокверковым окварцеванием, пропи-литизированными диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами. Количество об-ломков в брекчиях 3-5%, на локальных участках до 50-70%.

Ранее проведенными поисковыми геохимическими работами [1] в пределах рудного поля были выявлены вторичные и первичные ореолы элементов-индикаторов молибденового оруденения. Установлен сопряженный и унаследованный характер распространения первичных эндогенных ореолов в коренных породах и вторичных ореолов в рыхлых отложениях, что позволяет для решения поставленных задач использовать информативную базу данных рыхлых отложений.

Математико-статистическая обработка химико-аналитических данных заключалась в расчетах статистических параметров содержания элементов (средние содержания, медиан-ные значения, стандартные отклонения, коэффициенты вариации (K_v) и концентрации (K_k)) в специально подобранных выборках геохимических проб над различными петрогра-фическими разностями и для рудного поля в целом.

Медианные значения содержания элементов для рудного поля принимались за фоно-вые содержания для петрографических разностей пород. Нормированием средних содер-жаний на медианные значения были рассчитаны коэффициенты концентрации элементов, на основании которых проведено построение рудно-формационных рядов. Проявление не-однородности распределения элементов выразилось в значениях коэффициентов вариации. Как правило, процессы рудообразования характеризуются высокими значениями коэффи-циентов вариации. По рудно-формационным рядам определялся тип оруденения и его формационная принадлежность. На основе корреляционно-парагенетического и факторно-го анализов выделялись и анализировались рудогенные геохимические ассоциации.

Геохимическая специализация рыхлых отложений рудного поля

Рассчитанный для общей выборки проб рыхлых отложений рудного поля Бадис ($n=1025$) геохимический рудно-формационный ряд химических элементов имеет следующий вид (индекс – коэффициенты концентрации относительно медианы выборки, в скобках – значения коэффициентов вариации в %): $Mo_{1,73}(146)$ $Bi_{1,58}(122)$ $Cu_{1,43}(99)$ $Pb_{1,39}(83)$ $Ag_{1,32}(114)$ $W_{1,18}(76)$ $Ba_{1,18}(42)$ $Zn_{1,14}(71)$, что свидетельствует о специализации площади на рудную минерализацию медно-висмут-молибденового типа (медно-молибденовая рудная формация). Комплексность состава оруденения (Mo , Bi , Cu , Pb), геохимические параметры интенсивности и дифференцированности $\sum K_k = 10,95$, K_v ср = 94%, указывают на возможное

наличие рудных объектов. Полученная матрица факторных нагрузок позволяет выделить три рудогенные ассоциации элементов, связанных с процессами формирования аномально-го геохимического поля: PF1(+) Ag_{0,79} Cu_{0,74} Mo_{0,47} Bi_{0,43} W_{0,41}; PF2(+) Zn_{0,89} Pb_{0,81}; PF3(+) Ba_{0,90} Ag_{0,38}.

По специально подобранным выборкам геохимических проб рыхлых отложений над различными петрографическими разностями рудовмещающих пород получены следующие геохимические рудно-формационные ряды элементов:

Лейкократовые граниты раннепротерозойского комплекса (n=276): Bi_{1,6}(103) Ba_{1,21}(35) W_{1,16}(97) Zn_{1,06}(67) Pb_{1,01}(75) Cu_{0,87}(82) Ag_{0,85}(98) Mo_{0,67}(118); $\Sigma Kk=8,43$; Kv ср.=88%;

Роговообманково-биотитовые гранодиориты первой фазы раннемелового комплекса (n=238): Pb_{1,38}(77) Ba_{1,34}(36) Zn_{1,27}(65) W_{1,09}(107) Ag_{1,07}(108) Bi_{0,94}(67) Cu_{0,87}(104) Mo_{0,55}(136); $\Sigma Kk=8,51$; Kv ср.=87%;

Роговообманко-биотитовые гранодиорит-порфиры второй фазы раннемелового комплекса (n=431): **Mo_{2,92}(109) Cu_{1,96}(83) Bi_{1,89}(130) Pb_{1,68}(84) Ag_{1,57}(105) W_{1,21}(47) Zn_{1,14}(79) Ba_{1,05}(49)**; $\Sigma Kk=13,42$; Kv ср.=86%;

Брекчии раннемелового комплекса (n=47): **Mo_{3,03}(114) Ag_{2,67}(103) Bi_{2,16}(101) Cu_{2,14}(97) W_{1,32}(34) Ba_{1,32}(33) Zn_{1,03}(57) Pb_{0,99}(39)**; $\Sigma Kk=14,66$; Kv ср.=72%.

Из приведенных рядов видно, что наибольшая концентрация молибдена, меди и висмута характерна для брекчий и роговообманко-биотитовых гранодиорит-порфиров второй фазы раннемелового комплекса, серебра для брекчий.

Определение латеральной геохимической зональности молибденового оруденения

В пределах аномального геохимического поля (АГП) рудного поля Бадис хорошо проявлено зональное расположение ореолов и получен следующий латеральный ряд зональности элементов-индикаторов относительно штока гранодиорит-порфиров второй фазы нижнемелового комплекса: Cu→Mo→W→Bi→(Pb, Zn)→Ag→Ba→Au. Центральная часть представлена ореолами меди и молибдена, располагающимися над штоком. Далее к периферии в рыхлых отложениях над гранодиоритами первой фазы раннемелового комплекса и раннепротерозойскими гранитами распространены ореолы вольфрама, висмута, свинца, цинка, серебра, бария и золота. За пределами АГП рудного поля аномалии Ag и Au образуют полукольцевую структуру к югу, юго-востоку, северу и на западе от нижнемеловых гранодиорит-порфиров. Элементы-спутники оруденения, расположенные правее молибдена и вольфрама, такие как висмут, свинец и серебро могут являться одновременно индикаторами фланговых и надрудных зон. Предполагается следующий ряд вертикальной зональности элементов (снизу-вверх): Cu→Mo→W→Bi→(Pb, Zn)→Ag→Ba→Au. По зональному строению ореолов устанавливается северо-восточное склонение рудоносной зоны.

Литература

1. Домчак В.В. Отчет партии № 3/86-88 по литохимической съемке масштаба 1:200 000 на Восточно-Становой площади (БАМ) за 1986-88 гг. // Геологический отчет. Александровск, ПГО «Центргеофизика», 1989.
2. Кастрькин Ю.П., Белобородов М.А., Денисов С.В. Опыт прогнозной оценки молибденового оруденения в восточной части Станового хребта // Геология и геофизика, 1976, № 10.

ЗНАМЕНСКИИТ, $Pb_4In_2Bi_4S_{13}$ – НОВЫЙ МИНЕРАЛ ИЗ ФУМАРОЛ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ, О. ИТУРУП, КУРИЛЫ

¹Чаплыгин И.В., ¹Мозгова Н.Н., ²Брызгалов И.А., ³Белаковский Д.И.,
⁴Первухина Н.В., ⁴Борисов С.В., ⁴Магарилл С.А.

¹ИГЕМ РАН, ichap@igem.ru, Москва, Россия; ²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ³Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия; ⁴Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, Новосибирск, Россия

Знаменскиит, $Pb_4In_2Bi_4S_{13}$ – новый минерал индия открыт в высокотемпературных fumarолах вулкана Кудрявый (№ 2014-026). Ранее здесь отмечались повышенные содержания индия в минерализованных породах (до 265 г/т, среднее из 51 проб) [1], а позднее установлены новые минералы индия кадмоиндит ($CdIn_2S_4$) и абрамовит ($Pb_2SnInBiS_7$), а также описаны минералы систем $ZnS-CdS$ и $Pb-Bi-S$ с концентрациями индия до первых вес.% [2–6].

Вулкан Кудрявый расположен в кальдере Медвежья плейстоценового возраста в северной части о. Итуруп. Его стратовулканический конус андезито-базальтового состава наложен на эродированный дацитовый купол, сформировавшийся на посткальдерной стадии. Со времени последнего магматического извержения в 1883 году на вулкане проявлена высокотемпературная площадная fumarольная деятельность. Общая площадь полей около 3000 м². Максимальная температура газов 940°C была измерена в 1992 г, а после небольшого фреатического извержения в 1999 г. и донныне составляет 870°C. Вулканические газы по составу представляют собой существенно водный флюид (мол.%): H₂O 92–98, S_t 1.5–2.8, CO₂ 1.0–2.4, HCl 0.1–0.8, H₂ 0.6–1.5, другие газы <1. Валовый вынос ~30000 т/сут [7]. Эти газы формируют в приповерхностной области зональные коры видимой мощностью первые десятки сантиметров, верхняя часть которых сложена оксидно-сульфатно-силикатным материалом, а нижняя обогащена сульфидами.

Знаменскиит встречен на глубине от 15 до 30 см при температуре около 600–700°C в нижней зоне в пределах fumarольного поля на плоской вершине экструзивного купола в северо-восточном кратере вулкана Кудрявый. В составе fumarольных инкрустаций в тесной ассоциации с ним встречены козалит, лиллианит, хейровскийит, галенит, абрамовит, кадмоиндит, Cd-вюртцит, пирит. Удлиненные, размером до 0.4 мм в длину и 0.05 мм в поперечнике, непрозрачные кристаллы знаменскиита образуют друзовидные выделения. Кристаллы обычно имеют штриховку вдоль удлинения и легко расщепляются на иглы. Коробчатые скелетные кристаллы также встречаются часто. Цвет минерала свинцово-серый. Блеск металлический. Черта черная. Кристаллы минерала имеют неровный излом и очень хрупки. В отраженном цвете двуотражения и анизотропии не заметно. Коэффициенты отражения СОМ дл. волны, % ($R_{\max} R_{\min}$): 470 nm (38.4 35.6), 546 nm (38.3 36.2), 589 nm (37.1 35.4), 650 nm (36.6 35.2). Измеренное значение микротвердости $VHN_{10}=110$. Состав знаменскиита по данным микрорентгеноспектрального анализа (вес.%): Pb 30.37, Cd 2.48, Sn 0.03, Bi 34.66, In 11.15, S 18.38, Se 1.05, Cl 0.15, I 0.08, сумма 98.32. Эмпирическая формула, рассчитанная на 23 атома ($Pb_{3.30}Cd_{0.49}In_{2.18}Bi_{3.73}(S_{12.88}Se_{0.30}Cl_{0.10}I_{0.01})_{13.29}$). Идеализированная формула $Pb_4In_2Bi_4S_{13}$. Идеальная формула $Pb_4In_2Bi_4S_{13}$ подразумевает состав (вес.%): Pb 35.86, Bi 36.17, In 9.94, S 18.03, сумма 100.00. Сильные линии порошкограммы [d в E (I) (h k l)]: 3.98 (7) (2 6 0); 3.56 (6) (2 7 0); 3.37 (10) (4 6 0); 3.239 (4) (3 3 1); 2.936 (4b) (0 6 1); 2.743 (10) (4 5 1); 2.008 (5) (0 0 2); 1.719 (3b) (4 6 2). Параметры элементарной ячейки, полученные по результатам монокристалльной съемки: $a=21.331(1)E$, $b=26.435(1)E$, $c=4.006(1)E$, $V=2258.92 E^3$, $Z=4$, Пространственная группа $Pbam$, $D_{\text{расч}}=6.504 \text{ г/см}^3$. Знаменскиит изоструктурен синтетическому соединению $Pb_4In_2Bi_4S_{13}$ [8].

В структуре 4 атома Pb располагаются в тригональных призмах с центрированными гранями (координационные числа 7 и 8 для Pb1, Pb2 и Pb4 и для Pb3, соответственно) и расстояниями Pb-S от 2.931 до 3.251 E, один атом In располагается в тетраэдре (In-S 2.469 E x2, 2.496 и 2.509 E) и два в октаэдрах (In-S от 2.595 до 2.777 E). Четыре атома Bi располагаются в октаэдрах (Bi-S от 2.630 до 3.062 E). Катионные полиэдры образуют трехмерную

решетку, объединяясь общими гранями и ребрами в направлении оси *b*, и общими ребрами и вершинами в плоскости *ac*. Низкое совершенство монокристаллов не дает оснований для более детального описания структуры, в том числе для фиксации возможных изоморфных замещений в позициях катионов. Близкие по строению синтетические соединения с Se с изоморфными замещениями Bi-In (составы $Pb_4In_xBi_{6-x}Se_{13}$, $x=2.1-2.8$) были рассмотрены в обстоятельной работе [9]. Кристаллографический анализ ряда сульфидов Pb, In, Bi, включая синтетический $Pb_4In_2Bi_4S_{13}$, показавший ведущую роль упорядочения катионов в образовании структуры, был сделан в [10].

Наиболее вероятным механизмом образования минералов в фумарольной обстановке мы считаем химические газотранспортные реакции. Этот механизм позволяет объяснить разделение химически родственных элементов в процессе переноса и отложение собственных минералов редких металлов. Наиболее красноречиво это подтверждается находками отдельно рениита ReS_2 [11, 12] и молибденита при разных температурах на вулкане Кудрявый.

Минерал назван в честь русского геолога Владимира Сергеевича Знаменского (1939–2002), много лет посвятившего изучению геологии и месторождений Курильских островов, и стоявшего у истоков изучения минерализации вулкана Кудрявый.

Обобщение минералогических и геохимических данных по высокотемпературным фумаролам вулкана Кудрявый позволяет выдвинуть новую идею об образовании концентраций редких металлов, в том числе – рения и индия, в вулканических обстановках, характеризующихся высокими температурами и предполагающими перенос металлов в газовой фазе в условиях температурного градиента. Геологические обстановки в молодых кальдерах и на активных вулканах при длительной высокотемпературной дегазации магматического очага являются подходящими для формирования редкометальной минерализации, которая может быть интересна для отработки в ближайшем будущем.

Литература

1. Данченко В.Я. Редкие металлы в рудах Курильских островов. Ю.-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН. 1999. 89 с.
2. Чаплыгин И.В., Мозгова Н.Н., Брызгалов И.А., Мохов А.В. // ЗВМО. 2004. 133 (4). С. 21–27.
3. Юдовская М.А., Трубкин Н.В., Копорулина Е.В. и др. // ЗВМО. 2007. 136 (5). С. 37–43.
4. Chaplygin I.V., Mozgova N.N., Bryzgalov I.A. et. al. // Can. Mineral. 2005. V. 43. P. 695–701.
5. Chaplygin I.V., Mozgova N.N., Mokhov A.V. et. al. // Can. Mineral. 2007. V. 45. P. 709–722.
6. Чаплыгин И.В., Мозгова Н.Н. // Мат-лы XVII Росс. симп. по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твердых тел (РЭМ-2011). Июнь 2011. Черноголовка. С. 214.
7. Бочарников Р.Е., Князик В.А., Штейнберг А.С., Штейнберг Г.С. // ДАН. 1998. Т. 361. № 5. С. 671–674.
8. Kramer V. // Acta Cryst. 1986. C42. P. 1089–1091.
9. Wang M.-F., Huang W.-H., and Lee C.-S. // Inorg. Chem. 2009. V. 48. P. 6402–6408.
10. Borisov S.V., Magarill S.A., Pervukhina N.V. // J. Struct. Chem. 2011. V. 52. P. 533–539.
11. Korzhinsky M.A., Tkachenko S.I., Shmulovich K.I. et. al. // Nature. 1994. V. 369. P. 51–52.
12. Знаменский В.С., Коржинский М.А., Штейнберг Г.С. и др. // ЗВМО. 2005. 134 (5). С. 32–40.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРЖУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА

Хазиев Р.Р., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Нургалиева Н.Г.

radmir361@mail.ru, Институт геологии и нефтегазовых технологий, г. Казань, Россия

В настоящей работе рассмотрены геохимические особенности и интенсивность химического выветривания отложений уржумского яруса в овраге Монастырский с целью проверки гипотезы о данных отложениях как «переотложенной коре выветривания» (термин Б.П. Кротова [Кротов, 1931]). Для этого используются специфические литохимические модули.

Объект исследования (овраг Монастырский) расположен в Тетюшском районе РТ, в 12 км севернее от г. Тетюши. В разрезе оврага Монастырский выделяется пять свит (снизу вверх первая, вторая, третья, четвертая, пятая) [Форш, 1963]. Первая и вторая свиты входят в состав уржумского яруса [Геология Приказанского района, 2007].

Первая свита обнажается на правом борту оврага, где образует серию крутых стенок. Мощность составляет около 45 м. Представлена свита ритмичным переслаиванием красноцветных глинисто-карбонатных и песчано-алевритовых отложений с прослоями известняков и доломитов, в верхней части присутствуют прослои палыгорскита. Характерным фактом является, что в этой свите практически отсутствуют слои, содержащие палеонтологические остатки, что делает сложным более детальное дробление на пачки и серии по палеонтологическим данным.

Вторая свита обнажается аналогично первой в правом борту оврага, а также в различных частях тальвега оврага. Мощность составляет 36 м. Её нижняя граница проводится по кровле розовато-серого доломитового мергеля, отнесенного к первой свите. Отличительной особенностью является содержание 3-х глинисто-карбонатных пачек.

Как отмечается в [Маслов, 2005;] глинистые отложения верхней перми часто окрашены в красные цвета благодаря присутствию тонко рассеянного гематита. Происхождение последнего может быть двояким: он может формироваться в окислительных условиях аридного климата, или он может быть постседиментационным.

В качестве объекта исследований были взяты образцы из глинистых слоев первой и второй свиты. Образцы отбирались через 45-50 см.

Для получения литохимических модулей был использован метод РФА. Всего было проанализировано 93 образца; из них 64 образца из отложений первой свиты и 28 образцов из отложений второй свиты.

РФА реализовывался на рентген-флуоресцентном спектрометре BRUKER S2 Ranger.

В работе [Nurgalieva et al, 2014] уржумские отложения изучались методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и методом электронного парамагнитного резонанса. Здесь были выделены геохимические зоны и циклы на примере эталонного разреза Черемушка, связанные со сменой режима солености вод и усиления доминирования континентальных обстановок осадконакопления.

Для определения экзогенных преобразований источников сноса изучаемых пород, а также реконструкции палеоклимата были использованы широко применяемые литохимические модули, известные в мировой практике. Это индекс химического изменения пород CIA [Маслов, 2005], индекс зрелости осадков ICV [Скляр, 2001], химический индекс выветривания CIW [Sampa Ghosh et al, 2010], гидролизатный модуль (ГМ), алюминиевый модуль (АМ) [Маслов, 2005], плагиоклазовый модуль (ПМ) [Юдович и др., 2000].

В образцах глин отобранных из отложений первой и второй свиты наблюдается прямая зависимость между модулями АМ и ГМ, с достаточно высоким коэффициентом корреляции: 0,86 для отложений первой свиты; 0,83 – для второй.

Для первой свиты значения модуля ГМ варьируют в пределах 0,33-0,5 (среднее 0,43) и отложения классифицируются как вторично переотложенные; значения модуля АМ – 0,26-0,35 (среднее 0,31) классифицируются как гидролизатные породы, связанные с железистыми корами выветривания. Полученные значения позволяют сделать вывод, что породы

претерпели очень сильное химическое выветривание и аттестуются как переотложенные коры выветривания [Маслов, 2005, Скляров, 2001].

Для второй свиты значения анализируемых модулей имеют более широкий диапазон значений, что говорит о частой смене условий седиментации отложений. Значения модуля ГМ варьируют в пределах 0,16-0,39 (среднее 0,27); АМ – 0,1-0,28 (среднее 0,19). Периодическая смена содержания кремнезема (ГМ) и алюмокластики (АМ), вероятно, указывает на частую смену источников сноса [Юдович и др., 2000].

В составе второй свиты идет циклическое переслаивание карбонатов и глинистых пород, что свидетельствует о колебаниях уровня бассейна седиментации с частой сменой режима солености.

Значения модулей CIW, CIA также имеют высокие значения и сопоставляются с данными, проинтерпретированными выше. Однако они имеют более широкий интервал значений (для первой свиты CIW – 20-95(среднее 64), CIA – 11-76 (среднее 47); для второй свиты CIW – 11-75(среднее 42), CIA – 10-67(среднее 38)) . Оба модуля имеют четкую прямую зависимость с сильной корреляционной зависимостью ($R^2=0,994$ и $0,987$).

Снижение модуля IСV до 1 и ниже свидетельствует об интенсивном химическом выветривании. При педогенной трансформации глинистых пород модуль IСV снижается до значений 1,1 – 1,29 [Sampa Ghosh et all, 2010]. Модули ПМ и IСV имеют сильную прямую связь ($R^2=0,938$ и $0,952$ для первой и второй свиты соответственно).

ПМ по отношению к CIA и CIW ведет себя одинаково. В обеих свитах наблюдается обратная связь с очень высоким значением коэффициента корреляции (для первой свиты $R^2=0,994$; для второй $0,987$). Здесь данное явление интерпретируется следующим образом: при аридном осадконакоплении степень химического выветривания увеличивается (что можно наблюдать по модулям CIA и CIW). При гумидизации климата, что отмечается высокими значениями ПМ, степень выветривания пород уменьшается.

Анализ литохимических параметров показал, что на протяжении уржумского века наблюдаются частые смены гидрохимического режима бассейна седиментации. В пределах разреза присутствуют коры выветривания, перемежающиеся со слоями глин, не подвергшихся значительному выветриванию, несмотря на их красную окраску.

Литература

1. Геология Приказанского района. Путеводитель по полигонам учебных геологических практик / научн. ред. А.И. Шевелев. – Казань : ЗАО «Новое знание», 2007. – 208 с.
2. Интерпретация геохимических данных : учеб. пособие / Е.В. Скляров и др. ; под ред. Е.В. Склярова. – М. : ИнтернетИнжиниринг, 2001. – 288 с.
3. Кротов Б.П. К вопросу о татарском ярусе. Татарский ярус – кора выветривания, Записки Российского минералогического общества, Ч. LX, 1931.
4. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных : учебное пособие. – Екатеринбург : Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
5. Форш Н.Н. О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока русской платформы по комплексу литолого-стратиграфических, палеомагнитных и палеонтологических данных // Тр. ВНИГРИ. Вып. 204. Л. : Гостоптехиздат, 1963, 211 с.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб. : Наука, 2000. – 479 с.
7. Sampa Ghosh, Soumen Sarkar Geochemistry of Permo-Triassic mudstone of the Satpura Gondwana basin, central India: Clues for provenance // Chemical Geology. – 2010. – P. 78-100.
8. Nurgalieva N.G., Khaziev R.R., Gareev B.I., Batalin G.A. Urzhumian Stage In Geochemical Variations // ARPN Journal of Engineering and Applied Sciences. – 2014. – 9(5) – P. 757-764.

ТИПОМОРФИЗМ КВАРЦА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ АРГО-ЮРЯХСКОГО ШТОКА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Махмутов Б.И.

maxbulat@mail.ru, Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Институт геологии и нефтегазовых технологий, г. Казань, Россия

Кварц – один из самых широко распространенных минералов в земной коре и представляет собой важнейший породообразующий минерал большинства магматических и метаморфических пород. На долю данного минерала в литосфере приходится порядка 12 %. Поэтому весьма актуальным является вопрос детального кристаллохимического изучения кварца различных генетических типов и различных парагенетических ассоциаций.

Материал для изучения был отобран в процессе прохождения производственной практики из гранитоидного магматического Арго-Юряхского штока, в бассейне реки Арго-Юряха Магаданской области. Для проведения экспериментальных исследований были отобраны монофракции зерен кварца из гранитов названного массива. При макроскопическом описании гранит представлял собой крупнозернистый агрегат зерен кварца, полевого шпата и биотита с размером кварцевых частиц от 1 до 3 мм. Кроме магматического кварца, дополнительно были отобраны образцы из гидротермальных жил, секущих Арго-Юряхский гранитный шток. Заведомо более поздние, гидротермальные кварцевые жилы района имеют малую мощность: от 5 до 45 см, характеризуются видимой рудной минерализацией арсенопирита, пирита и сфалерита. По фондовым материалам геологической службы Магаданской области гидротермальные жилы Арго-Юряхского гранитного штока потенциально золотоносны.

Задачами экспериментальных исследований было: кристаллохимическое изучение магматического и гидротермального кварца района методами радиоспектроскопии (электронный парамагнитный резонанс), выявление типоморфных особенностей минерала, сравнительная характеристика магматогенного кварца гранитоидов и гидротермального кварца жил. Исследования были проведены в лаборатории физики минералов Казанского федерального университета. Экспериментальные работы производились на специализированном комплексе EPR Slectrometer X-band CMS 8400.

Используемая в работе методика предназначена для определения методом электронного парамагнитного резонанса содержания в кварце таких изоморфных примесей, как алюминий, титан, германий и др. Предельный порог обнаружения алюминия методом ЭПР составляет 10-4 %, титана – 10-5 %, германия – 10-6 %, а максимальные, измеряемые с помощью ЭПР концентрации примесей достигают значений 0,1 %. Используемая экспериментальная методика позволяет анализировать генетически различные образцы как природного, так и синтетического кварца, а также оперативно оценивать предельную чистоту кварцевого минерального сырья.

Конкретное определение содержаний изоморфных примесей в кварце методом ЭПР проводилось на основе измерения концентраций имеющихся парамагнитных центров. Данные центры образуются при естественном радиационном облучении кварца и обусловлены возникновением областей с локальным избытком электрического заряда, или изоморфным замещением примесей Al, Ti, Ge ионов четырехвалентного кремния в кристаллической структуре минерала.

В спектрах электронного парамагнитного резонанса магматического кварца из гранитоидов Арго-Юряхского гранитного штока присутствует триплет с реперными линиями g – факторов 2,0133, 2,001 и 1,9968. Данные линии характерны для парамагнитного центра [Al³⁺/Li]. Это означает, что алюминий изоморфно замещает кремний в кристаллической структуре изученного кварца [2].

В спектрах электронного парамагнитного резонанса низкотемпературного гидротермального кварца присутствует реперная линия с g – фактором 2,0006, связанная с электронным парамагнитным центром [Ge³⁺/Li]. Данный парамагнитный центр представляет

собой дефект, образованный в результате изоморфного замещения кремния германием с участием межузлового иона-компенсатора [1]. Судя по имеющимся литературным данным, ионами-компенсаторами в кристаллической структуре кварца могут выступать катионы щелочных химических элементов (Li^+ , Na^+ , K^+ , Rb^+ , Cs^+).

Анализ спектров электронного парамагнитного резонанса позволяет утверждать, что концентрация алюминиевых центров в магматических кварцах гранитоидов Арго-Юряхского гранитного штока примерно в 20 раз выше, чем в кварцах более поздних гидротермальных жил. Таким образом, проведенные исследования по выявлению типоморфных особенностей кварца позволяют считать метод ЭПР весьма информативным при определении генетической принадлежности кварцевого минерального сырья.

Литература

1. Машковцев Р.И. Структура и электронное состояние собственных дефектов и примесей в кристаллах кварца, берилла и КТА по данным электронного парамагнитного резонанса и оптической спектроскопии. Новосибирск, 2009. С. 35-43.
2. Экспрессное определение методом ЭПР содержаний изоморфных примесей в образцах кварцевого сырья. Москва, ВИМС, 1991. 89 с.

РАДИОАКТИВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ПОРОДАХ-КОЛЛЕКТОРАХ ВЫСОКОВЯЗКИХ НЕФТЕЙ И ПРИРОДНЫХ БИТУМОВ АШАЛЬЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Махмутов Б.И.

maxbulat@mail.ru, Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Институт геологии и нефтегазовых технологий, г. Казань, Россия

Одним из перспективных источников углеводородного сырья на современном этапе разработки месторождений являются месторождения высоковязких нефтей и природных битумов. К таким источникам УВ необходимо отнести месторождения высоковязких нефтей и природных битумов на территории Республики Татарстан, локализованные на сравнительно небольших глубинах (в среднем до 400 м) в пермских отложениях.

Одним из перспективных объектов являются породы-коллекторы Ашальчинского месторождения, расположенные на территориях Черемшанского и Альметьевского районов Республики Татарстан. В тектоническом отношении месторождение приурочено к западному склону Южно-Татарского свода. В локальном плане месторождение находится в пределах Черемшано-Ямашинской структурной зоны II порядка и совпадает с брахиантиклиналью северо-западного простирания. Месторождение было открыто еще в 1963 году, но в разработку введено только 1981 году.

В связи с истощением основных запасов нефти, появляется необходимость введения в разработку и нетрадиционные типы коллекторов УВ, в частности, интенсивно разрабатываются комплексом современных методов (паро-тепловые методы, термические и др.) месторождения высоковязких нефтей и природных битумов. Для успешного применения конкретных методов разработки необходимо детально изучить вещественный состав пород-коллекторов, особенности нефте- и битумонасыщения пород, связанные как с особенностями формирования пород, так и со структурой пустотного пространства и др.

С целью детальной характеристики особенностей пород месторождения, которое включает два объекта: Северо-Ашальчинское и Южно-Ашальчинское месторождения, отбирался керновый материал по разрезу ряда скважин. В каждой изученной скважине отбились породы – покрышки пермской системы биармийского отдела казанского яруса, которые были представлены лингуловыми глинами, а также терригенные битумонасыщенные образцы продуктивного горизонта пермской системы приуральского отдела уфимского яруса. Изученные породы скважин Северо-Ашальчинского месторождения расположены на расстоянии 400 м друг от друга, а на Южно-Ашальчинском на 700 м.

Результаты литолого-минералогических исследований свидетельствуют, что породы-покрышки различаются по степени плотности в южной части. Лингуловые глины на территории Южно-Ашальчинского месторождения характеризуются большей плотностью, слабо битуминизированные, с обилием выделений рудных минералов – пирита. Породы-коллектора также различаются по структурно-текстурным особенностям: на территории южной части – это мелкозернистые песчаники, слабо-цементированные, но с высокой степенью битумонасыщенности. Продуктивные горизонты Северо-Ашальчинской части месторождения представлены в основном песчаниками среднезернистыми, тип цементации пористый, участками базальный с глинисто-карбонатным цементом. Однако степень битумонасыщения меняется по разрезу изученных скважин участками от сплошного типа нефтенасыщения до насыщения с преобладанием «пятнистого» типа.

В процессе анализа каменного материала скважин был установлен факт различного содержания радиоактивных изотопов в породах покрышках и коллекторах исследуемого месторождения. Анализ проводился методом радиометрического анализа на специализированном комплексе гамма-спектрометре «Прогресс-гамма» ФВКМ.412131.002-03. Гамма-спектрометр предназначен для измерения активности альфа-, бета- и гамма-излучающих нуклидов.

Основное внимание при исследованиях уделялось изучению радиоактивных изотопов химических элементов калия-40 (K^{40}), радия-226 (Ra^{226}) и тория-232 (Th^{232}) в образцах покрышек, продуктивного и водоносного горизонтов месторождения.

Необходимо отметить, что калий (K) встречается в природе в виде двух стабильных нуклидов: K^{39} (93,10% по массе) и K^{41} (6,88%), а также одного радиоактивного K^{40} (0,02%). Период полураспада K^{40} $T_{1/2}$ примерно в 3 раза меньше, чем $T_{1/2}$ урана-238 (U^{238}) и составляет 1,28 миллиарда лет. При β -распаде K^{40} образуется стабильный кальций-40 (Ca^{40}). После проведенного радиометрического анализа были сопоставлены данные по покрышкам и породами продуктивного горизонта Южной и Северной частей Ашальчинского месторождения. Повышенное содержание радиоактивного изотопа K^{40} характерно для всех образцов покрышек, которые представлены плотными лингуловыми глинами с отпечатками раковин "лингул". Повышенное содержание K^{40} в покрышках связана с составом глинистых минералов, в структуре которых содержится калий, в то же время K^{40} связан и с содержанием органического вещества угольного ряда. Степень насыщения пород битумом также коррелирует с интервалами сильной битумонасыщенности пород.

Однако на территории Южно-Ашальчинской части месторождения аномально большие показатели радия-226 (Ra^{226}) чем в северной части месторождения, которые были зафиксированы как в породах-коллекторах, так и в покрышках – лингуловых глинах.

Литература

1. Комплекс спектрометрический для измерений активности альфа-, бета- и гамма-излучений нуклидов «ПРОГРЕСС». Утверждено ФВКМ.412131.002-03РЭ-ЛУ.
2. Буртняк В.М., Забулонов Ю.Л., Лисиченко Г.В., Одукалец Л.А. Многофункциональный анализатор исследования керна скважин и выявления радиоактивных аномалий. Институт геохимии окружающей среды НАНУ и МЧС Украины. Киев, 2010. Т. 6. № 3. С. 30-35.
3. Муслимов Р.Х., Абдулмазитов Р.Г., Хисамов Р.Б., Миронава Л.М., Гатиятуллин Н.С., Ананбев В.В., Смелков В.М., Тухватуллин Р.К., Успенский Б.В., Плотникова И.Н., Войтович Е.Д. Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разведка нефтяных месторождений / под ред. проф. Р.Х. Муслимова. – В 2-х томах. – Т.-1. – Казань : Изд-во «Фен» Академия наук РТ, 2007. – 316 с.
4. Каюкова Г.Л., Романов Г.В., Муслимов Р.Х. и др. Химия и геохимия пермских битумов Татарстана. – М. : Наука, 1999. – 304 с.

ИЗОТОПЫ УРАНА В АЛМАЗОНОСНЫХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ ТРУБКИ «КАРПИНСКОГО-1» МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА

Яковлев Е.Ю., Киселев Г.П.

yakov24lev99@mail.ru, Институт экологических проблем Севера УрО РАН,
Архангельск, Россия

Теоретическая модель радиоактивного распада для родоначальника ряда и его дочерних продуктов предусматривает наступление векового равновесия, выражающегося в уравнивании активностей нуклидов, по истечении небольшого времени (по сравнению с длительностью геологических процессов). Для рассматриваемого в работе уранового ряда (изотопы U^{238} и U^{234}) этот период составляет примерно 1 млн лет. Исходя из этого, в природных соединениях возникших более 1 миллиона лет тому назад в семействе урана должно наблюдаться радиоактивное равновесие. Но в природных условиях данное равновесие не сохраняется по причине различных физико-химических процессов. Особенно широко эффект разделения четных изотопов урана (эффект Чердынцева-Чалова) проявляется в объектах гидросферы Земли [4]. Нарушение векового равновесия в природных условиях происходит, как правило, ввиду различия в подвижности радионуклидов. Степень неравновесия зависит как от интенсивности, так от длительности воздействия природных растворов на горные породы, поэтому нарушение радиоактивного равновесия в цепочке распада урана широко используется для изучения различных процессов в системе «вода-порода» [3]. Соответственно, минералы и горные породы, подвергшиеся воздействию природных вод, обедняются в той или иной степени ураном-234 [1].

Многочисленными исследованиями изотопного состава урана различных горных пород и минералов показано существенное отклонение отношения $^{234}U/^{238}U$ от равновесного [3]. Как правило, значительно обогащены ураном-234 современные осадочные отложения, такие как торф, донные осадки, почвы. Это связано с тем, что вынесенные атомы ^{234}U из коренных пород накапливаются в переотложенных породах под действием природных вод [2,4]. Обогащение ураном-234 также характерно и для современных вулканогенных отложений. Для древних же пород, отношение активностей четных изотопов урана по указанным выше причинам, приближается к равновесному. Исследования изотопного состава урана твердых фаз в пределах ряда рудных месторождений Северного Тянь-Шаня позволили выявить пространственные закономерности изменения величины γ , выражающиеся в уменьшении избытка ^{234}U от центра к периферии рудных полей, до фоновых значений, близких к 1. Закономерное увеличение изотопного отношения урана наблюдается и в подземных водах, дренирующие рудные тела [3]. Таким образом, неравновесный уран твердой и жидкой фаз является своего рода прогностическим критерием для поисков месторождений полезных ископаемых. Необходимо, однако, отметить, что в настоящее время изотопный состав урана кимберлитовых тел остается малоизученным и суждение о перспективности использования неравновесного урана для исследования алмазоносных месторождений остается открытым вопросом.

Нами исследовался уран-изотопный состав ряда образцов алмазоносных и вмещающих пород трубки Карпинского-1 месторождения им. М.В. Ломоносова, относящегося к Золотицкой группе Зимнебережского района Архангельской алмазоносной провинции. Цель данного исследования заключалась в анализе изотопного состава урана в алмазоносных и вмещающих породах и оценке степени и возможных причин фракционирования в системе «руды-вмещающие породы». Для этого были изучены изотопы суммарного урана образцов.

Для определения изотопного состава урана в суммарном уране пород, готовились препараты путем полного растворения породы воздействием раствора концентрированных кислот HF и $HClO_4$ в соотношении 4:1. Полностью вскрытая таким образом проба переводилась в азотнокислый раствор, из которого изотопы урана экстрагировали ТБФ с последующей очисткой от мешающих радионуклидов с близкими энергиями альфа-частиц. Активность изотопов урана, осажденных электролитическим путем на диски из нержавеющей

стали, замерялась с помощью альфа-спектрометра «Прогресс-2000» с полупроводниковым детектором. Выход урана контролировали по активности введенного в препарат индикатора – искусственного изотопа ^{232}U .

Результаты определения уран-изотопного состава радиохимически подготовленных образцов представлены в таблице 1. Приведенные табличные данные указывают на существенные различия в содержании урана и величине γ ($\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в изученных образцах. Для всех образцов характерно относительно низкие концентрации урана. Главным образом, данные свидетельствуют о значительном отклонении изотопного отношения урана, как в сторону избытка, так и в сторону дефицита легкого изотопа урана-234, величина γ при этом изменяется от 0.96 до 1.60. Большая часть изученных образцов характеризуются величинами $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$, за исключением проб Кар-1 и Кар-5, где наблюдается дефицит урана-234. Это можно объяснить преобладанием процесса преимущественного удаления ядра отдачи ^{234}Th выщелачивающими природными растворами-подземными водами. Объяснение высоких значений $\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в суммарном уране сталкивается с затруднениями, если рассматривать породу как полностью открытую геохимическую систему. В данном случае не учитывается процесс закрытого разделения изотопов урана без участия жидкой фазы в отдельных минеральных фракциях породы с различными концентрациями урана, который в последующем и определяет наблюдаемый уран-изотопный состав исходной породы [1].

Таблица 1

Изотопный состав и концентрация урана в алмазоносных и вмещающих породах
трубки Карпинского-1

Проба	Краткое описание пробы	Масса, г	Радиохимия, дата	Концентрация урана, $n \cdot 10^{-6}$, г/г	$\gamma = ^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \pm 0.02$, Бк/Бк
Кар-1	Туффит (руда)	10.00	05.11.14	0.15	0.96
Кар-2	Туффит (руда)	10.00	07.11.14	0.78	1.22
Кар-3	Песчаник красный	10.00	08.11.14	0.81	1.45
Кар-4	Песчаник коричневый в контакте с туффитом	10.00	11.11.14	1.08	1.16
Кар-5	Песчаник в контакте с туфом	10.00	14.11.14	1.39	0.96
Кар-6	Алевролит зеленый	10.00	16.11.14	0.12	1.10
Кар-7	Песчаник	10.00	24.11.14	0.98	1.60

Таким образом, вопрос значительного фракционирования изотопов урана, проявляющегося в увеличении избытка ^{234}U в пределах рудных месторождений, по сравнению с нерудными областями, может быть однозначно решен только с позиций изучения отдельных минеральных фракций пород, проведения экспериментов по сравнительному выщелачиванию, для установления степени участия природных растворов в формировании исходного изотопного состава пород. При этом, немаловажно для выявления пространственных закономерностей увеличение статистики опробований, как по площади, так и в разрезе кимберлитовых полей.

Литература:

1. Богданов Р.В. Феноменология межфазового разделения изотопов ^{234}U и ^{238}U в закрытых минеральных системах // Вестник СПбГУ. 2005. Сер. 4. Вып. 4. С. 77-83.
2. Зверев В.Л., Кравцов А.И., Илупин И.П. и др. Изотопы урана в кимберлитовом магматизме Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. №4. С. 946-950.
3. Киселев Г.П. Четные изотопы урана в геосфере / Институт эколог. пробл. Севера УрО РАН. Екатеринбург, 1999. – 220 с.
4. Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. – Фрунзе : Илим, 1975. – 236 с.

СИНТЕТИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ ШИБКОВИТА И НИАХИТА – ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОХИМИИ В КОНТЕКСТЕ ГЕНЕЗИСА

¹Кирюхина Г.В., ^{1,2}Якубович О.В., ¹Димитрова О.В.

g-biralo@yandex.ru, ¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
²ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Эксперименты по синтезу аналогов минералов были проведены с использованием минерализаторов в гидротермальных условиях ($T = 280^\circ\text{C}$ и $P = 70$ атм), максимально приближенных к условиям природных гидротермальных систем. По результатам рентгеноспектрального и рентгеноструктурного анализов продуктов кристаллизации были идентифицированы синтетический аналог минерала шибковита $\text{K}(\text{K}_{1.67}\text{H}_2\text{O}_{0.33})(\text{Ca}_{1.3}\text{Na}_{0.7})\text{Zn}_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$ [1] и новая модификация минерала ниахита $\text{NH}_4\text{MnPO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ [2]. Кристаллические структуры обоих соединений установлены на основе рентгеновских экспериментальных данных, полученных от монокристаллов: $R = 0.0402$, $a = 10.5327(2)\text{Å}$, $c = 14.2019(3)\text{Å}$, пр.гр. $P6/mcc$, $Z = 2$, $\rho_{\text{выч.}} = 2.90\text{г/см}^3$ («шибковит») и $R = 0.0259$, $a = 17.582$ Е, $b = 4.909$ Е, $c = 5.731$ Е, пр.гр. $D_{2h}^{16} = Pnam$, $Z = 4$, $\rho_{\text{выч.}} = 2.497\text{ г/см}^3$ («ниахит»).

Шибковит относится к группе миларита, которая содержит 22 минеральных вида и описывается общей формулой $^{[12]}C^{[9]}B_2^{[6]}A_2^{[4]}T_2^{[4]}[T_1^{[12]}O_{30}](\text{H}_2\text{O})_x$, где $A = \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Sn}^{4+}, \text{Ti}, \text{Mg}, \text{Zr}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}, \text{Na}, \text{Sc}, \text{Y}, \text{REE}$; $B = \text{Na}, \text{K}, \text{H}_2\text{O}, \text{Y}$; $C = \text{K}, \text{Na}, \text{Ba}, \text{Y}$; $T_2 = \text{Li}, \text{Be}, \text{V}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Si}, \text{Mn}^{2+}, \text{Zn}, \text{Fe}$; $T_1 = \text{Si}, \text{Al}$ [3]. Практически каждый представитель рассматриваемой группы встречается в нескольких различных геологических обстановках: субщелочных породах (сиенитах, щелочных гранитах, кальцитовых жилах и гранитных пегматитах, например, в пегматитах на морене ледника щелочного массива Дара-и-Пиоз); в ассоциациях с вулканическими породами или в высокотемпературных контактово-метаморфических ареолах, в частности, в ксенолитах вулканических пород вулкана Беллерберг, расположенного на территории Эйфель (Германия), известной необычными и новыми минеральными видами, образованными благодаря пирометаморфическому взаимодействию обогащённых кремнеземом и кальцием ксенолитов с левкит-тефритовой лавой и последующему их метасоматическому изменению; а также в метеоритах в хондрах неравновесного, низкожелезистого обыкновенного хондрита Мезо-Мадарас (Румыния), в энстатитовом хондрите Индарх (Азербайджан), в силикатных включениях в железном метеорите Коломера (Испания). Лишь два представителя группы, содержащие молекулы H_2O в своём составе, обнаружены в гидротермальных продуктах кристаллизации. Это кальциевые разновидности, собственно миларит (долина Гиуф, Швейцария и др. [4]) и арменит (месторождение Армен, Норвегия и др. [5]).

Основным элементом структуры синтетического шибковита являются двухэтажные шестичленные кольца $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$ из связанных вершинами кремнекислородных тетраэдров. ZnO_4 -тетраэдры объединяют $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$ -кольца в трёхмерный анионный каркас смешанного типа. Полиэдры Zn делят противоположные рёбра с двумя октаэдрами, статистически заселёнными атомами Ca и Na; в крупных пустотах каркаса – атомы K и молекулы H_2O . На основании кристаллохимического анализа структурных особенностей синтетического «шибковита» в сравнении с другими членами группы миларита показано, что условия кристаллизации минералов и синтетических аналогов группы определяют наличие или отсутствие кристаллизационной воды в структурах соединений.

Новая синтезированная полиморфная разновидность минерала ниахита центросимметрична. Основу структуры природной и синтетической фаз составляют слои шахматного типа из соединённых вершинами MnO_6 -октаэдров, к которым с двух сторон над свободными клетками прикреплены PO_4 -тетраэдры, направленные несвязанными вершинами к соседним слоям. Между слоями расположены NH_4 группы, которые образуют водородные связи, объединяющие слои между собой. В синтетическом «ниахите» слои из октаэдров и тетраэдров инвертированы относительно друг друга в отличие от структуры природной фазы, за счёт чего структура теряет полярность, а параметр элементарной ячейки, параллельный оси чередования слоёв, увеличивается в два раза.

Как мы показали ранее [6, 7], структура типа ниахита $\text{NH}_4\text{MnPO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ может быть получена в результате трансформации кристаллической структуры литиофилита LiMnPO_4 (структурный тип трифилина). Слои из Mn-октаэдров и P-тетраэдров одной топологии являются повторяющимися полисомами обеих кристаллических построек. Параметры элементарных ячеек в плоскости слоев близки по величине, как это типично для полисоматических серий минералов, переменной же величиной является третий параметр вдоль направления переслаивания. В кристаллических структурах минералов изоморфного ряда трифилина-литофилита $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$, слои непосредственно связаны друг с другом через общие кислородные вершины октаэдров и тетраэдров с образованием 3D каркаса. Мелкие октаэдрические пустоты структуры заселяются атомами лития. В структурах обеих модификаций ниахита слои той же топологии переложены аммонийными группами, а взаимодействие между слоями осуществляется посредством водородных связей. В элементарных ячейках литиофилита LiMnPO_4 и centrosymmetric модификации ниахита $\text{NH}_4\text{MnPO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, кристаллизующихся в одной пространственной группе, содержится по два слоя из октаэдров и тетраэдров, а величина параметра элементарной ячейки, перпендикулярного плоскости слоёв, отражает структурные различия, закономерно увеличиваясь от 10.429 Å в литиофилите [8] до 17.582 Å в новой модификации ниахита.

В работах [6, 7] мы выдвинули гипотезу о возможном вторичном происхождении ниахита как продукта изменения трифилина. Фрагменты подобия структур ниахита и трифилина свидетельствуют об их возможной генетической связи. Получение синтетического «Fe-ниахита» в низкотемпературных гидротермальных условиях совместно с типично пегматитовым минералом цвизелитом Fe_2FPO_4 , позволило предположить весьма вероятным нахождение природного аналога ниахита среди вторичных фосфатов пегматитов, где он может сформироваться на основе трифилина-литофилита в низкотемпературных восстановительных условиях при наличии ионов аммония в системе [5] (окислительные условия обычно сопровождаются преобразованием минералов серии трифилина-литофилита при выщелачивании лития и постепенном окислении сначала ионов Fe^{2+} , а затем и Mn^{2+} до состояния Fe^{3+} и Mn^{3+} , в минералы феррисиклерит-сиклеритового ряда, а затем гетерозит-пурпуритового). Наше предположение получило косвенное подтверждение в экспериментальных работах по получению синтетических аналогов минералов трифилин-литофилитового ряда с использованием «ниахитовой» $\text{NH}_4\text{MPO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ($M = \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Co}, \text{Ni}$) матрицы в качестве прекурсора [9-12].

Литература

1. Кирюхина Г.В., Якубович О.В., Димитрова О.В. // Кристаллография. 2015. Т. 60. № 1. С. 42.
2. Кирюхина Г.В., Якубович О.В., Димитрова О.В. // Кристаллография. 2015. Т. 60. № 2. С. 199.
3. Hawthorne F.C., Kimata M., Černý P. et al. // Amer. Mineral. 1991. V. 76. P. 1836.
4. Armbruster T., Bermanec V., Wenger M. et al. // Eur. J. Mineral. 1989. V. 1. P. 353.
5. Armbruster T. // Amer. Mineral. 1999. V. 84. P. 92.
6. Yakubovich O.V., Karimova O.V., Dimitrova O.V. et al. // Acta Cryst. C: Cryst. Str. Commun. 1999. V. 55. P. 151.
7. Якубович О.В., Каримова О.В., Мельников О.К. и др. // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 40.
8. Losey A., Rakovan J., Hughes J.M. et al. // Can. Mineral. 2004. V. 42. P. 1105.
9. Wu Ch., Xie J., Cao G. et al. // Cryst. Eng. Comm. 2014. V. 16. P. 2239.
10. Li G., Azuma H., Tohda M. // Electrochem. Solid State Lett. 2002. V. 5. № 6. P. A135.
11. Bramnik N., Ehrenberg H. // J. Alloys Compd. 2008. V. 464. P. 259.
12. Liu J., Hu D., Huang T. et al. // J. Alloys Compd. 2012. V. 518. P. 58.

НЕКОТОРЫЕ ВИДЫ «ШУНГИТОВЫХ ПОРОД» КАК ПРИРОДНЫЙ КОНДЕНСАТОР

Куликова В.В., Куликов В.С.

vkulikova@yandex.ru, ИГ Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Авторами в рамках темы плана НИР «Ранняя земная кора юго-восточной фенноскандии: модели формирования и преобразования в архее и палеопротерозое (раздел «Геологическая карта»)» на участках Шуньга и Зажогоино (Медвежьегорский р-н, Карелия) изучались шунгитовые породы на предмет их возрастной идентификации. Предыдущие исследования авторов показали присутствие в них «космогенных» частиц: тэнита-камасита, ярлонгита, интерметаллов и др., а также некоторые признаки *планарных структур в кварце*.

Породные препараты исследовались на микроанализаторе «INCA Enerdgy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в ИГ Карельского НЦ РАН.

Получены следующие результаты. На неоднородной поверхности препарата *из Зажогоино* установлены «трещинки» длиной 1.5–3 мм по пленке углерода и слойку кварца, представленного в основной массе преимущественно гексагональными, а иногда и кубическими (?) зернами. Нами ранее был описан кварц из месторождений Шуньга и Максово, образующий отдельные скопления «дырчатых» зерен, соответствующих по размерности и строению радиоляриям, что, однако, противоречит принятой гипотезе о палеопротерозойском возрасте комплекса. По (Кошечев и др., 2013; Кульков и др., 2012 и др.), при $P_{атм.}$ существуют модификации: α -кварц – наиболее стабильная низкотемпературная тригональная фаза; при 573°С структура зерна изменяется на высокотемпературную гексагональную, а при 1470°С последняя преобразуется в кубическую фазу высокотемпературного кристобалита ($T_m=1713^{\circ}C$). Принято, что «кварц классифицируется как абсолютно хрупкий материал, разрушающийся без признаков пластического деформирования», но теперь также установлено, что при *механическом разрушении* твердых тел на поверхности сколов имеет место пластическая деформация. Авторами *впервые* были обнаружена *классическая-? планарная структура кварца как признак его пластического течения*, которое начинается непосредственно от центральной части хорошо ограненных индивидов. Длина новообразованных пластинок составляет около 300 мкм. Последние имеют примерно одинаковую толщину – 1–5 мкм, а внутреннее строение характеризуется дефектами и пустотами.

Редкие жилы кварца в породах макроскопически имеют зональное строение, но внутри зон обнаруживаются сочетания пластин и гексагонов, а на сколах последних развиты фиблярные структуры. В тонких, но изогнутых пластинах кварца отчетливо проявлены планарные структуры с подобным вышеуказанным «дырчатым» строением. Кварц является минеральным полупроводником и вместе с германием имеет широкое использование в полупроводниковой электронике. В естественном виде при растяжении, в том числе искусственным путем с образованием планарных структур, кварц приобретает пьезоэлектрические свойства для создания ультразвуковых колебаний. В шунгитовых породах встречаются микрокристаллы хорошо ограненного кварца, иногда подверженные растяжению, которые также могут обладать такими свойствами.

Механизм и динамика процесса пластичного течения зерен кварца может иметь и внеземное начало. Полученные результаты перспективны для рассмотрения «космогенного» толкования территории (Исаев, 2006).

Некоторые виды шунгитовых пород представляют собой тонко (менее микрона) слоистые породы, представленные слойками кварца, и пленок (преимущественно шестигранных пластинок) углерода, иногда с нанометровыми слойками, сложенными иголками самородного железа. По своим параметрам такое сообщество отвечает многослойному плоскому микроконденсатору, в котором диэлектриком служит кварц. Известно, что конденсатор это электротехническое устройство, накапливающее заряд (два проводника, разделенных слоем диэлектрика (полупроводника?)). Наиболее доказательно это видно на примере подготовки препарата к работе на микрозонде. Шунгитовые породы не напыляют-

ся углеродом, поскольку являются электропроводящими, а диэлектриком служат слои кварца. По существу, сама залежь является многослойным конденсатором огромной емкости с неограниченным номинальным напряжением.

На участке Шуньга *впервые* для шунгитовых пород обнаружен самородный алюминий в виде «нитей», которые находятся на контакте пленок углерода, разделенных нанослойками кварца. Некоторые представления о появлении и росте нитей самородных минералов дают результаты экспериментов (Романов и др., 2014). Эти авторы представили физическую модель роста нитевидных кристаллов из металлических пентагональных малых частиц. В рамках модели выход дислокационных петель внедрения на их поверхность вызывает приращение длины нитевидного кристалла от его основания, а углубление петель вакансионного типа сопровождается их аккумуляцией на внутренней полости. Нано- и микроразмерные металлические частицы могут иметь оси пятерной симметрии, что проявляется в синтезировании частиц специфических габитусов: декаэдра, икосаэдра, пентагональной призмы и прочих. Необычная форма пентагональных малых частиц и присутствующие в них механические напряжения обусловлены особой внутренней дефектной структурой пентагональных малых частиц с множественным двойникованием.

Среди прочих модификаций их поверхности было экспериментально отмечено образование нитевидных кристаллов призматической или конической формы, расположенных в большинстве случаев в местах выхода осей пентагональной симметрии на поверхность.

Расчеты авторов эксперимента показывают, что рост нитевидных кристаллов на пентагональных малых частицах можно описать как результат релаксации внутренних механических напряжений через многократные акты зарождения и движения призматических дислокационных петель с выбросом петель внедрения на поверхность, что приводит к росту нитевидного кристалла и одновременной концентрации вакансионных петель внутри частиц, *в дальнейшем формирующих полость*. Насколько это соотносится с природным появлением нитей в шунгитах, необходимы тщательные исследования.

Нитевидные кристаллы Al длиной до 0,5 мм при толщине нитей несколько мкм установлены в габбро-долеритах; в богатых алюминием породах; в высокотемпературных гидротермальных Sn – W рудах, в вулканическом пепле. В изучаемом препарате между «нитеями» находятся гнезда сульфатов Fe (явапайит), а также более поздние самородные Sn и W. Авторы рассматривают эту ассоциацию как продукты фумарольных возгонов неясного возраста, отчетливо проявленных в карьерах Зажогоино и Максово. Следы устья фумарол, откуда вынесены в газообразном состоянии из трещин в кратере вулкана или лавового потока, либо образовавшиеся в результате взаимодействия вулканических газов между собой или с почвой хлориды, сульфаты и др. является доказательством повсеместного развития здесь не долеритовых силлов, а потоков и покровов лав.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о существовании природного конденсатора, использование которого проблематично, но дает надежду на углубленное изучение физико-химических свойств шунгитовых пород с целью их более адекватного, чем в настоящее время, использования в разных отраслях промышленности.

Литература

1. Исаев В.А. Структурные примеси в кварце 2006. С. 11-23.
2. Кошечев В.П., Моргун Д.А., Штано Ю.Н. Моделирование процесса отклонения релятивистских частиц в осевых и плоскостных каналах кристалла кремния // Письма в ЖТФ, 2013, том 39, вып. 20. С. 77-85.
3. Кульков В.Г., Васильева Ю.В., Дешевых В.В. Низкочастотное внутреннее трение на границах зерен, содержащих протяженные поры // Письма в ЖТФ, 2012, том 38, вып. 23. С. 40-45.
4. Романов А.Е., Дорогин Л.М., Колесникова А.Л., Kink I., Ясников И.С., Викарчук А.А. Модель роста нитевидного кристалла из пентагональной малой частицы // Письма в ЖТФ, 2014, том 40, вып. 4. 26.02.2014. 05;06, с. 72-78.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АПОКАРБОНАТНЫХ ТАЛЬКИТОВ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

¹Грановская Н.В., ²Кочергин А.В., ¹Прокопов Н.С., ¹Попова Н.М.
grannv@sfedu.ru, ¹Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия;
²Уральское горно-геологическое агентство, г. Уфа, Россия

В литературе приводятся различные сведения о температурах кристаллизации талька, главным образом, при повышенных температурах и давлениях [5, 6]. Существуют гипотезы формирования тальцитов при внедрении кислых интрузий в магнезиальные породы. Тальк может входить в состав минеральных парагенезисов фации зеленых сланцев, возникающих при метаморфизме магнийсодержащих карбонатных осадков в температурном интервале 250-550°C при давлении от 1,5 до 3,5-4 кбар. Известны также тальк-кианитовые ассоциации, предположительно вызванные диафорезом метаморфических комплексов, содержащих мраморизованные доломиты [1].

В работах, затрагивающих вопросы генезиса апокарбонатного талька, главное внимание уделяется описанию флюидных включений в карбонатах, кварце, тогда как сведения по тальку в основном косвенные. Так, для Саткинского магнезитового месторождения температуры гомогенизации газовой-жидких включений для магнезитов составляют в среднем 290°C, для кварца – около 150°C, а тальк кристаллизуется при более высоких температурах – 250-300°C [3, 4]. Для тальк-магнезитовых месторождений в Западных Карпатах температуры гомогенизации флюидных включений в метасоматических магнезитах составляют от 148 до 310°C [7]. В результате последующего зеленосланцевого метаморфизма и метасоматоза под воздействием кремнеземсодержащих растворов магнезиты превращаются в тальк, но РТ-параметры этого процесса не описываются.

Цель исследований. Определение температур образования апокарбонатных тальковых руд по флюидным включениям в тальке и сингенетичном кварце.

Объекты исследований – проявления апокарбонатных тальцитов Белорецкого метаморфического комплекса Башкирского мегантиклинория [2]. Данные объекты пространственно и генетически связаны с магнезитовыми месторождениями в доломитовых комплексах авзянской свиты среднего рифея (Отнурок, Абовское, Новодоломитовое, Егорова поляна) и кзылташской свиты нижнего рифея (Азналкинское). Отличительной чертой вмещающих пород являются метаморфические преобразования в фации зеленых сланцев и отсутствие плутоногенных источников рудообразующих компонентов. Происхождение талькового оруденения в пределах рифейских комплексов Белорецкой площади наиболее убедительно объясняется метаморфогенной природой гидротермальных растворов за счет динамометаморфических процессов. Тальковые руды представлены прожилками талька, гнездами, линзами тальцитов (содержащих более 75% талька), а также пластовыми телами тальковых сланцев. Характерна приуроченность тальковой минерализации к магнезитам и доломитам, подвергшимся перекристаллизации, смятым в складки различных порядков, окварцованным и сопровождающимся жильным кварцем.

Привнос кремнезема при метасоматических процессах талькообразования в магнито-вых породах является обязательным условием, что позволяет предположить сингенетичность кварцевых жил и апокарбонатного талька на исследуемых объектах. Многочисленные кварцевые жилы и прожилки, сопровождающие тальковую минерализацию, секут доломитовые и магнезитовые залежи. Кварц прозрачный, хрусталеносный, в зальбандах жил присутствуют оторочки, гнезда, вкрапленность талька и кальцита. Это позволило использовать сингенетичный кварц для определения температур образования талька.

Методика исследований включала применение вакуумной декрепитации, газовой хроматографии (декрепитометр ВД-5, совмещенный с газовым хроматографом «СROM-5»), Для микротермометрических исследований использовался микроскоп Leica DMLP и среднетемпературная термокамера Leica с диапазоном измерений до 360°C.

Результаты. В жильном кварце тальковых проявлений Белорецкой площади широко развиты первичные системы флюидных включений, которые сходны для объектов, локализующихся как в среднерифейских, так и нижнерифейских магнезиально-карбонатных комплексах. Видимые флюидные включения имеют размер от 2 до 20 мкм, их первичность определяется по форме негативных призматических кристаллов, равномерному распределению в объеме минерала. Среди первичных флюидных включений выделяется три разновидности: 1) газовой-жидкие (с содержанием газа не более 7-10%); 2) углекислотно-водные и водно-углекислотные (с переменным содержанием жидкой CO_2 – от 20 до 80 %); 3) газовой-жидкие с твердыми фазами. Гомогенизация газовой-жидких вакуолей в жидкую фазу происходит при температурах в среднем от 160 до 200°C. Данные температуры могут свидетельствовать о нижней температурной границе минералообразования и вероятно несколько занижены в присутствии большого количества углекислоты во включениях. Совместное нахождение флюидных включений с разным фазовым наполнением указывает на процессы вскипания минералообразующих растворов, что обычно является следствием резкого падения давления и возможно происходит при раскрытии трещин.

По данным вакуумно-декрепитометрических исследований определен более широкий температурный интервал, соответствующий вскрытию первичных включений – от 160 до 260°C с максимумом при 220-240°C. Газово-хроматографические анализы при дифференцированном нагревании проб кварца в среднетемпературных интервалах показывают присутствие во флюидных включениях большого количества CO_2 , часто вдвое и более раз превышающее количество H_2O .

В результате исследований нам удалось обнаружить и изучить флюидные включения непосредственно в тальке, который наблюдался в виде вкраплений в пластинках жильного кварца Азналкинского проявления. Первичные газовой-жидкие включения в тальке, имеют призматическую форму, размеры от 1 до 5 мкм. Содержание газовой фазы – около 7 объемных процентов, температуры гомогенизации в жидкую фазу составляют 198-200°C.

Выводы. Образование апокарбонатных тальцитов может происходить за счет гидротермального метасоматоза магнезиальных карбонатных пород при температурах менее 250°C в условиях резкого падения давления.

Литература

1. Алексеев А.А. Тимофеева Е.А. Кианит-тальковые сланцы из белорецкогоязлогитоносного метаморфического комплекса (Южный Урал). // Докл. РАН, 2008. № 3. Т. 419. С. 363–367.
2. Кочергин А.В., Грановская Н.В. Закономерности локализации тальковой минерализации Башкирского антиклинория // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. С. 148-151.
3. Крупенин М.Т., Гараева А.А., Клюкин Ю.И. Флюидный режим магнезитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // Литосфера, 2013, №2. С. 120-134.
4. Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. Физико-химическая модель формирования Саткинских месторождений кристаллического магнезита // Доклады академии наук. 2013. Т. 452, № 4. С. 438-440.
5. Месторождения талька СССР. М.: Недра, 1973. 224 с.
6. Смолин П. П. Киргитейское месторождение маложелезистого талька в Красноярском крае и вопросы генезиса промышленно-генетических типов тальковых руд. М. : Изд-во АН СССР, 1961. С. 66-102.
7. Kodera P., Radvanec M. Comparative mineralogical and fluid inclusion study of the Hnusta-Mutnik talc-magnesite deposit (Western Carpatian, Slovakia) // IGCP 443 Newsletter №. 2. – 2002. Spec. Is. BoletimParanaense de Geociencias. Curitiba, Brasil. 2002. № 50. P. 131–150.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА КМА

Бочаров В.Л.

gidrogeol@mail.ru, Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Геохимия радиоактивных элементов – урана и тория – тесно связана с процессами длительной эволюции природных магматических систем. Проявляя в магматическом процессе типично литофильные свойства, эти элементы имеют тенденцию к накоплению в кислых и щелочных дифференциатах. Поэтому из всех магматических формаций продукты щелочного и карбонатитового магматизма обладают наиболее высоким потенциалом в отношении радиоактивных элементов [1].

Целью настоящей работы является исследование геохимии радиоактивных элементов в ходе эволюции ультраосновных щелочно-карбонатитовых магматических систем на примере протерозойского дубравинского щелочно-карбонатитового комплекса юго-западной части КМА. Интрузивный массив представляет собой дугообразное интрузивное крутопадающее ($75\text{--}80^\circ$) тела с общим юго-восточным склонением, протяжённостью 7 км при максимальной ширине в плане 600 м.

Внутренняя структура дубравинского комплекса определяется наличием трёх интрузивных фаз: 1) ранняя щелочно-ультрамафитовая, представленная преимущественно щелочными пироксенитами (эгирин-авгитовыми) и редко субкальциевыми диопсидитами, иногда с оливином; 2) последующая собственно карбонатитовая, сформировавшая магнетитовый в севидах и нельсонитах – собственно карбонатитовому этапу. Отметим, что основная масса фосфора сосредоточена в карбонатитах, то есть наиболее продуктивным в отношении апатит-магнетитового оруденения был карбонатитовый этап развития рудно-магматической системы, хотя отдельные локальные скопления богатых апатитовых руд связаны с ранними силикатными породами [2].

Анализы урана и тория в горных породах и мономинеральных фракциях были выполнены методом ICP MS на масс-спектрометре Finnigan Element, при этом использовались международные стандарты BE-N, IF-G.

Концентрации урана и тория определены во всех типах пород дубравинского карбонатитового комплекса (табл. 1). Средние их значения для пироксенитов, силикокарбонатитов, мелано- и лейкокарбонатитов, нельсонитов и щелочных сиенитов близки, однако размах варьирования существенно различен. Наибольшая вариабильность содержаний радиоактивных элементов ($n \cdot 10^{-4}$) свойственна щелочным пироксенитам, наименьшая – карбонатитам и щелочным сиенитам. Важным параметром радиогеохимического фона ассоциации щелочных ультрамафитов и карбонатитов является устойчиво высокое торий-урановое отношение (1,9–4,28).

Одним из главных концентраторов урана и тория в щелочных ультрамафитах и карбонатитах являются акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен (табл. 2). Особый интерес представляет анализ распределения урана и тория в апатите из карбонатитов. Акцессорный циркон распространён в породных ассоциациях крайне ограниченно и радиогеохимический фон обязан здесь своему существованию, главным образом, апатиту, сфену и в меньшей степени пороодообразующим минералам. Радиоактивность апатита имеет отчётливую ториевую направленность при весьма широких колебаниях содержаний урана и тория.

Несмотря на близость физико-химических свойств урана и тория, отмечается устойчивое фракционирование этих элементов в магматическом процессе. Важно отметить, что особенности распределения урана и тория в апатите в целом согласуются с поведением радиоактивных элементов в самих породах карбонатитового комплекса, что может служить одним из критериев единства магматического источника для всей породной ассоциации полифазных карбонатитовых интрузий. При этом рост отношения тория к урану отражают фракционную кристаллизацию минералов карбонатитового комплекса.

Таблица 1

Распределение урана и тория в породах дубравинского комплекса ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Породы	Количество определений	U			Th			Th/U
		min	max	mid	min	max	mid	
Щелочные пироксениты	14	1,92	7,14	4,22	6,88	12,46	10,82	2,56
Апапироксенитовые метасоматиты	5	1,77	6,62	3,44	6,25	11,5	10,42	3,02
Щелочные сиениты	4	3,68	1,93	2,32	7,14	10,84	7,46	3,21
Нордмаркиты	4	2,25	6,65	4,65	6,22	14,26	11,4	2,45
Щелочные граниты	3	3,26	5,18	4,82	5,88	11,34	9,18	1,90
Силикокарбонатиты	7	1,61	3,38	2,25	5,45	11,22	9,64	4,28
Нельсониты	5	1,88	4,12	3,16	6,22	12,12	9,68	3,06
Мелакарбонатиты	8	1,75	5,12	3,14	5,68	13,06	11,12	3,54
Лейкокарбонатиты	9	1,88	4,85	2,88	6,04	11,14	9,64	3,34

Таблица 2

Содержание урана и тория в минералах дубравинского комплекса ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Минералы	Количество определений	U			Th			Th/U
		min	max	mid	min	max	mid	
Щелочной пироксен	4	0,008	0,071	0,032	0,014	0,066	0,049	1,53
Щелочной амфибол	4	0,001	0,069	0,042	0,005	0,065	0,048	1,14
Кальцит	6	0,0033	0,12	0,009	0,007	0,22	0,0024	2,67
Микроклин	4	0,0045	0,009	0,012	0,022	0,081	0,06	5,0
Биотит	5	0,0065	0,016	0,0085	0,034	0,094	0,045	5,2
Апатит	14	0,025	0,064	0,049	0,08	0,22	0,14	2,8
Сфен	6	0,025	0,058	0,042	0,055	0,14	0,12	2,2

Концентрация урана и тория достигают экономически значимых величин в фоскоритах и ряде карбонатитов. Главным процессом концентрирования радиоактивных элементов является кристаллизационная дифференциация. Отношение Th/U, которое характеризует степень фракционирования радиоактивных элементов, закономерно увеличивается в процессах дифференциации щелочной системы – от хондритовых значений в высокомагнезиальных недифференцированных магмах до существенно более высоких в поздних продуктах эволюции в карбонатитах [3].

Другим механизмом, вызвавшим фракционирование урана и тория, может быть частичное плавление мантии в условиях различных глубин. Менее глубинный характер щелочного магматизма северо-западной части Воронежского кристаллического массива (район КМА) по сравнению с Маймеча-Котуйской провинцией Полярной Сибири [2] подтверждается отсутствием супервысокомагнезиальных высокотемпературных пород маймечитового состава и, как следствие, более низким уровнем накопления радиоактивных элементов.

Литература

1. Когарко Л.Н. Условия накопления радиоактивных металлов в процессах дифференциации ультраосновных щелочно-карбонатитовых формаций / Л.Н. Когарко // Геол. руд. месторождений, 2014, т. 56, № 4. – С. 262–271.
2. Бочаров В.Л. Апатитоносные карбонатиты КМА / В.Л. Бочаров, С.М. Фролов. – Воронеж : Изд-во «Петровский сквер», 1994. – 123 с.
3. Keppler H. Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes / H. Keppler, P.J. Wyllie // Nature. 1990, v. 348. – P. 531–533.

К РЕКОНСТРУКЦИИ РЕДОКС-ОБСТАНОВОК НАКОПЛЕНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА ПАЛЕОКОНТИНЕНТА БАЛТИКИ

¹Маслов А.В., ²Подковыров В.Н., ³Гражданкин Д.В.

¹maslov@igg.uran.ru, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия; ²vpodk@mail.ru, ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия; ³fboeoua@mac.com, ИНГГ СО РАН, Новосибирск, Россия

В последние годы существенно вырос интерес исследователей к реконструкции окислительно-восстановительных обстановок докембрийских и, в частности, неопротерозойских бассейнов седиментации [Canfield, 1998; Anbar, Knoll, 2002; Shen et al., 2003; Arnold et al., 2004; Holland, 2006; Canfield et al., 2008; Poulton et al., 2010; Johnston et al., 2010, 2012; Poulton, Canfield, 2011; Planavsky et al., 2011; Och, Shields-Zhou, 2012; Cumming et al., 2013; Partin et al., 2013; Reinhard et al., 2013; Lyons et al., 2014; Gilleaudeau, Kah, 2015 и др.]. Связано это с тем, что неопротерозой в целом, а особенно его вторая половина (750–545 млн лет), являлись временем «революционных изменений среды», повторяющихся оледенений и тектонических перестроек, в существенной степени способствовавшим быстрой эволюции метазоа [Xiao, 2014; Knoll, 2015] и появлению у животных способности к биоминерализации [Shields et al., 1997].

Считается, что в архее моря содержали растворенное Fe^{2+} [Farquhar et al., 2000; Holland, 1984]. После 1.9–1.8 млрд лет поверхностные слои океана стали оксигенизированными, но более глубокие его горизонты оставались аноксическими [Canfield, 1998; Poulton et al., 2004]. Устойчивые окислительные обстановки ниже поверхностного слоя появляются только в эдиакарии [Fike et al., 2006; Shen et al., 2008].

Выполненная нами ранее оценка редокс-параметров придонных вод верхнедокембрийских бассейнов осадконакопления, существовавших на территории современного западного склона Урала, позволила сделать вывод о том, что в рифейских, преимущественно мелководно-морских и «сверхмелководных», бассейнах Южного Урала аноксических обстановок не существовало [Маслов и др., 2003]. Для вендского этапа эпохой существования бассейна с ограниченной циркуляцией придонных вод и высоким редокс-потенциалом рассматривалось только время накопления темноокрашенных глинистых отложений бутонской свиты Среднего Урала.

В настоящей работе для анализа окислительно-восстановительных обстановок придонных слоев воды в неопротерозойских бассейнах седиментации, существовавших вдоль восточной и северо-восточной периферии (в современных координатах) палеоконтинента Балтика, мы использовали данные о распределении в глинистых породах (всего по почти 400 индивидуальным образцам) ряда литостратиграфических подразделений верхнего рифея и венда Южного и Среднего Урала, а также Мезенской и Московской синеклиз т.н. редокс-чувствительных редких и рассеянных элементов (т.н. элементы группы RSTE), к числу которых относятся V, Cr, Co, Ni, Mo, Th, U и некоторые др.

В раннем и среднем рифее основными типами седиментационных бассейнов на рассматриваемой территории были относительно небольшие эпикратонные моря с различного размера седиментационными ваннами, где накапливались тонкозернистые обломочные осадки значительной мощности [Маслов и др., 2001]. Для верхнерифейской осадочной последовательности западного склона Южного Урала, по данным детального литолого-фациального анализа [Маслов, 1988; Маслов и др., 2001, 2002], вырисовывается отчетливо выраженная трансгрессивная линия эволюции – от терригенных континентальных, аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений на самых ранних этапах до карбонатных бассейновых фаций в конце каратавия. Особенности строения и пространственного распределения осадочных образований позднего рифея позволяют предполагать появление примерно в его середине крупного перикратонного бассейна, охватившего всю восточную и северо-восточную периферию палеоконтинента Балтика [Siedlecka et al., 1995; Маслов, 1997; Оловянишников, 1998], а вендские и нижнекембрийские (?) толщи формировались в предгорном бассейне [Беккер, 1968; Grahdankin, 2004; Gee, Pease, 2004; Кузнецов, 2009 и др.].

Как указано выше, исследованные нами тонкозернистые обломочные/глинистые породы из осадочных последовательностей верхнего рифея и венда восточной, северо-восточной и северной периферии палеоконтинента Балтика накапливались преимущественно в аллювиально-дельтовых, прибрежно-континентальных, прибрежно- и мелководно-морских обстановках шельфовых и предгорных бассейнов, часть из них являются также относительно глубоководными образованиями (федотовская, бутонская, перевалокская и ряд других свит). Однако, несмотря на заметное различие условий формирования, практически все они (и весьма мелководные, и относительно глубоководные), как это следует из предпринятого нами рассмотрения особенностей распределения в них элементов группы RSTE, накапливались в достаточно хорошо аэрируемых водоемах (ни в одном из почти 400 проанализированных нами образцов глинистых сланцев значения коэффициентов обогащения для V, Cr, Co, Ni, Mo, Th и U не достигают сколько-нибудь существенных величин). Этому выводу не противоречат и данные по изотопии железа и серы в породах эдиакария Вычегодского прогиба [Johnston et al., 2012].

Таким образом, можно предполагать, что в неопротерозое в осадочных бассейнах, существовавших на восточной, северо-восточной и северной периферии палеоконтинента Балтика, окислительные обстановки господствовали как в прибрежных, так и дистальных зонах, т.е. исходя из полученных нами данных можно предполагать, что свойственное раннему и среднему рифею (мезопротерозою) мозаичное распределение восстановительных и окислительных зон в бассейнах [Sperling et al., 2014; Gilleaudeau, Kah, 2015], примерно после 900–800 млн лет назад сменилось значительно более широким распространением окислительных обстановок. Возможно это было обусловлено существенно более низким, чем предполагалось ранее, положением хемоклина в океане, но, возможно, и тем, что, как и большинство красивых гипотез, «океан Канфилда» не выдержал проверки нарастающим количеством фактов, и множество локальных факторов так нарушили свойственную ему стратификацию воды, что кислород смог достичь весьма глубоких зон океана на значительном удалении от его берегов. Следует также отметить, что в последнее время всё большую популярность среди специалистов получает гипотеза биологического «нагнетания» кислорода в глубоководные обстановки. Как свидетельствует палеонтологическая летопись, в середине неопротерозоя отмечается существенный рост разнообразия эукариотных организмов, а в бентосных экосистемах начинают доминировать эукариотные водоросли. Предполагается, что именно это наделило морские экосистемы уникальной способностью к эпизодическим усилениям потока ОВ на глубину. Возможные биогеохимические механизмы этого: 1) увеличение скорости оседания ОВ в связи с увеличением среднего размера клеток и их предрасположенностью к формированию тонкодисперсных агрегатов [Burd, Jackson, 2009]; 2) увеличение скорости оседания в связи с появлением биологически контролируемой минерализации [Cohen et al., 2011]; 3) увеличение общей биомассы эукариот [Nagy et al., 2009]. Запуск более эффективного биологического конвейера, обеспечивающего приток углерода в глубины океана, способствовал выведению его из толщи воды, что должно было, соответственно снизить расход кислорода. Фактически, потребность в O₂ снизилась в толще воды (в результате концентрация O₂ здесь начала расти) и переместилась в осадок. Таким образом, и снижение хемоклина, и периодическое нарушение стратификации вод могли иметь биологическую природу.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 12-05-00497, 14-05-10007, 14-05-00415 и 15-05-01512).

О ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ КИМБЕРЛИТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зинчук Н.Н.

nzninchuk@mail.ru, Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный, Россия

Кимберлитовые трубки взрыва Восточно-Европейской платформы (ВЕП) наиболее характерны для Архангельской алмазоносной провинции (ААП), где они прорывают нерасчленённые рифейские отложения и породы верхнего венда (валдайская серия) в объеме (снизу вверх) тамбуканских, лямецких, вайцицких, сюзьминских, верховских, архангельских и зимнегорских слоёв, объединяемых в усть-пинезскую свиту или редкинский горизонт. Жерловые (кратерные) фации кимберлитовых диатрем в пределах рассматриваемой территории перекрываются отложениями урзугской свиты среднего карбона. Залегают рифейские отложения на выветрелой или частично размытой поверхности гетерогенного по составу и строению кристаллического фундамента, отдельные блоки которого сложены гранитами или гнейсами. Граниты представлены мелкокристаллическими биотитовыми разновидностями светло-серого цвета. Изученные тела этой территории сложены несколькими разновидностями кимберлитовых пород. Наиболее ранние фазы кимберлитового магматизма (ксенотуфобрекций) обычно приурочены к периферийным и верхним частям диатрем. Автолитовые брекции образуют «рудные столбы» в центральных частях трубок и с ксенотуфобрекциями они связаны постепенными переходами посредством туфобрекций. Автолитовая (эруптивная) кимберлитовая брекция диатрем ААП имеет кристаллическую структуру и брекчиевую текстуру. Обломочный материал в ней представлен автолитами, псевдоморфозами по оливину, ксенолитами вмещающих пород и редкими обломками пород кристаллического фундамента. Связующая масса брекции сложена агрегатом вторичных минералов метасоматического происхождения с реликтами первичного магматического цемента. В отличие от этого, порфиновый кимберлит – порода эффузивного облика, порфировой структуры и массивной текстуры, содержащая псевдоморфозы вторичных минералов по оливину и флогопиту. Основная масса породы в рассматриваемых кимберлитах апостекловатая, сильно измененная вторичными процессами. Характерной особенностью рассматриваемых кимберлитов является высокое содержание в них ксеногенного материала (обломков вмещающих пород и зерен кварца). Его количество в разных типах пород переменчиво: в вулканогенно-осадочных образованиях от 90 до 100% объёма, в ксенотуфобрекциях – 10-20%, а в отдельных участках до 40-45%. Кварц в кимберлитовой туфобрекции содержится в переменном количестве – от 2 до 20-27% объёма породы, где он представлен изометричными преимущественно угловатыми зёрнами размером 0,1-0,3 мм. Главной особенностью вещественного состава автолитовых брекций является устойчиво высокое содержание кимберлитового материала и пониженное – ксеногенного; количество автолитов в брекции составляет 35-45%. Содержание ксеногенного материала в автолитах значительно ниже, чем в цементирующей массе, тем не менее и в них довольно часто встречаются зёрна кварца, микроклина, мелкие обломки аргиллитов и фрагменты кристаллических пород фундамента. В кимберлитовых телах ААП широко развит сапонит ($b=0,917-0,919$ нм), в повышенных количествах присутствует тальк, часто гидратированный ($b=0,921$ нм); встречается также серпентин ($b=0,922-0,928$ нм) и кальцит. Согласно полученным данным, сапонит образует две характерные формы макровыделений: удлиненно-пластинчатую, приуроченную к псевдоморфозам по оливину, и мелкочешуйчатую, слагающую значительную часть основной массы породы. Взаимоотношения сапонита с серпентином имеют разный характер. Так, отмечено развитие сапонита по предварительно серпентинизированной породе. Большая же часть сапонита образовалась непосредственно по первичным компонентам кимберлитов: оливину, основной массе и другим составляющим брекции, как, например, ксенозернам кварца, полевых шпатов, обломкам кварцитов, песчаников и гнейсов. При этом сапонит распространен в широком интервале глубин – от поверхности до 700 м и более. Изменение глинистых минералов по разрезу изученных рифей-среднекаменноугольных отложений определяется в основном

тремя факторами. Первый отражает природу и степень преобразования аллотигенного материала. Второй – определяет наложенное на него влияние гидрогеохимического характера бассейна осадконакопления. Третий – связан со степенью постседиментационного преобразования осадков. В целом ассоциации глинистых минералов в наиболее древних – рифейских отложениях, залегающих на породах фундамента, по аналогии с синхронными породами юга Сибирской платформы, непосредственно связаны с петрохимической неоднородностью слагающих фундамент пород. Рифейские отложения, содержащие гидрослюда с примесью хлорита, связаны с денудацией блоков фундамента, сложенного гнейсами. Особенно четко эта зависимость накапливающихся ассоциаций глинистых минералов от природы фундамента проявляется в базальных слоях осадочного чехла земной коры при условии накопления осадков на начальных стадиях развития трансгрессирующего бассейна, т.е. в условиях весьма мелководных и опресненных его частей. При этом, размыв гранитных блоков исключал возможность постседиментационного (или диагенетического) образования в захороняющихся осадках хлорита, являющегося, наряду с бартьеринном, одним из наиболее ранних минералов слоистого типа. В процессе расширения морской трансгрессии и возникновения нормального морского режима осадконакопления за счёт последовательного изменения характерной для верхнего слоя осадка окислительной обстановки на восстановительную (по мере его перекрытия) происходит обогащение ассоциации глинистых минералов аутигенным хлоритом.

Проведённые исследования пород кимберлитов, вмещающих и перекрывающих их, позволяют утверждать, что: а) Преобладающими минералами рифей-вендских отложений являются кварц, полевые шпаты, гидрослюда, ассоциирующая с неупорядоченными монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями, а также хлорит и каолинит, что объясняется высоким содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O ; б) Кимберлитовые трубки выполнены туффитами, туфами, ксенотуфобрекчиями, автолитовыми брекчиями и порфировыми разностями кимберлитов. Главными компонентами кимберлитовых пород являются зерна кварца и полевых шпатов, ксенолиты аргиллитов, алевролитов, песчаников и псевдоморфозы ряда вторичных минералов по оливину. Среди вторичных фаз доминируют сапонит, тальк и серпентин, что выражается в повышенном содержании SiO_2 , Al_2O_3 и низком CaO и CO_2 ; в) Породы урзугской свиты сложены в основном аргиллитами и кварцевыми песчаниками, в которых глинистые минералы представлены гидрослюдой и монтмориллонитом с небольшой примесью хлорита. Источником повышенного содержания в кимберлитах ВЕП SiO_2 и Al_2O_3 служит терригенная примесь вмещающих пород венда. Образование сапонита, вместо обычного для кимберлитов других платформ серпентина, осуществлялось путем воздействия кислых постмагматических растворов на первичные минералы и основную массу кимберлитов (оливин и др.). Повышенное содержание SiO_2 в гидротермальных растворах кимберлитов обусловлено поступлением его из ассимилированного ими терригенного материала вмещающих пород. Установленные особенности кимберлитов ААП позволяют утверждать об определяющем воздействии вмещающей среды на содержание в кимберлитах подвижных компонентов, а также на природу развивающейся в них вторичной минерализации. Следует подчеркнуть, что ни во вмещающих породах рифея и венда, ни в перекрывающих отложениях урзугской свиты в ассоциациях глинистых минералов присутствие сапонита, представляющего собой главный порообразующий минерал кимберлитов ААП, не отмечается. Следовательно, идентификацию сапонита в перекрывающих кимберлиты отложениях урзугской свиты, ледниковых и других четвертичных образованиях следует рассматривать как прямое указание на участие в их формировании продуктов размыва и переотложения кимберлитов. Поскольку сапонит относится к малоустойчивым минералам, он может сохраняться только в ореолах ближнего переноса при быстром захоронении в условиях закрытой системы. Поэтому его обнаружение служит убедительным доказательством близкого расположения кимберлитов, что характерно только для ААП.

ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА

Зинчук Н.Н.

nnzinchuk@rambler.ru, Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный, Россия

Особое внимание при поисках алмазов на древних платформах Мира уделяется отрицательному влиянию пород трапповой формации. Например, на ряде участков Далдыно-Алакитского алмазоносного района Сибирской платформы были установлены значительные деформации и перемещения трапповыми интрузиями как самих кимберлитов, так и вмещающих их нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород, а также перекрывающих терригенных отложений позднего палеозоя, вмещающих шлиховые ореолы кимберлитовых минералов. Хорошей моделью для исследования данных изменений послужила трубка Краснопресненская, открытая в верховьях р.Алакит, интродуцированная пологосекущим пластовым телом траппов средней мощностью до 90 м, от которого отходит серия оперяющих апофиз мощностью от десятков сантиметров до 20 м. Изменения минерального состава по вертикали подчеркивают тенденцию увеличения кислотности, щёлочности и железистости пород по направлению от краевых частей интрузива к центру, что является следствием процесса кристаллизационной дифференциации. Обогащение оливином нижних частей интрузива можно объяснить гравитационной дифференциацией. Кимберлитовые породы трубки сложены в основном серпентином и карбонатами. Серпентин представлен лизардитом и хризотилом, а карбонаты – кальцитом и доломитом. Присутствует также свежий или в различной степени изменённый флогопит. Наличие зоны закалки и мелкозернистость самого долерита у контакта с вмещающими породами свидетельствуют о незначительных изменениях их в магматическую стадию становления силла. На ход изменения выполняющих до внедрения основной магмы пород трубки оказывали влияние такие факторы, как степень их неоднородности и место расположения по отношению к контакту с вмещающими терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя. По направлению к силлу одни минералы (магнетит и тальк) встречаются по всему изученному разрезу, являясь сквозными, и не могут отражать тех условий, которые связаны непосредственно с внедрением основной магмы. Другие (хлорит, диопсид, волластонит и везувиан) располагаются на определённом расстоянии от силла и характеризуют изменение физико-химической среды, в которой происходило их образование. Апокимберлитовые породы трубки, которые расположены между силлом и его нижней апофизой, во многом аналогичны таковым из надсилловой части. Они представлены вторичными образованиями по автолитовой кимберлитовой брекчии и также как и в надсилловой части являются неоднородными уже по своей природе. Под воздействием интрузии долеритов как во вмещающих карбонатных породах нижнего палеозоя, так и в кимберлитах (σD_3-C_1) образовалась зона метаморфически изменённых пород, мощность которой висячем (по отношению к силу) блоке соизмерима с мощностью собственно долеритового силла. В апокимберлитовых метасоматитах трубки Краснопресненская развиты скарновая (волластонит-диопсид-гроссуляр-андрадитовая) и более поздняя (наложенная) пропилитовая (кальцит-серпентин-хлоритовая) минеральные ассоциации. Хлориты из этих метасоматитов характеризуются отсутствием трехмерной структурной упорядоченности и представлены полубеспорядочными разновидностями из пакетов A с достаточно совершенным строением отдельных слоёв. В связующей массе кимберлитовой туфобрекчии и автолитовой брекчии вне указанной метасоматической зоны, а также в цементе слабо метасоматически измененной автолитовой кимберлитовой брекчии и в виде порфировых вкрапленников встречаются пластинчатые индивиды флогопита, в различной степени затронутого процессами хлоритизации. Флогопит из туфобрекчии верхних горизонтов трубки существенно разупорядочен, но всё же на 1 эллипсе его электронограммы наблюдаются слабые отражения, соответствующие смеси модификаций $1M+2M_1$. Максимального совершенства флогопит достигает на глубине 337 м (скв.К-67), причём ему свойственна в этом случае политипная модификация $1M$ с очень слабой приме-

стью $2M_1$. Указанные особенности слоистых силикатов определяются, с одной стороны, условиями их образования, а с другой – наложенным на них воздействием внедрившегося в исходные породы долеритового силла. Образование хлоритов, в том числе редко проявившегося упорядоченного политипа $1TC$, протекало при относительно невысоких температурах. Образование упорядоченного политипа $1TC$ из кристаллохимически наиболее выгодных слоёв типа A могло произойти лишь в стабильных условиях роста. Возникновение хлорита возможно при наличии в физико-химической системе определенного содержания глинозема. В отличие от хлоритов флогопита, согласно выявленным в породах двум модификациям ($1M$ и $2M_1$), представляют собой полигенные образования. Политип $1M$ связан с наиболее ранними процессами постмагматического изменения серпентина из кимберлитов, тогда как наблюдающаяся в скарнах смесь политипов $1M + 2M_1$, соответствует стадии наложенного низкотемпературного гидротермального процесса последующих преобразований флогопита $1M$ под воздействием долеритового силла. При этом появление в сочетании с $1M$ политипа $2M_1$ у флогопита может быть также связано с метасоматической перекристаллизацией серпентина из первичного кимберлита в стабильных условиях и при невысокой ($<700^\circ\text{C}$) температуре. В кимберлитах на контактах с долеритовыми интрузивами отмечаются также существенные изменения глубинных минералов, в том числе и алмазов. Пикроильменит в результате инконгруэнтного растворения интенсивно замещается анатазом. Кристаллы, друзы, корочки новообразованного анатаза обычно не имеют плотного контакта с материнским зерном и могут кристаллизоваться даже на некотором расстоянии от него во вмещающей породе. При этом пикроильменит замещается не только с поверхности, но и по порам в объёме зерна. По фронту реакции на замещенном зерне образуется рельеф растворения, морфология которого определяется кристаллографической ориентировкой соответствующего участка поверхности. Благоприятные условия для растворения существуют на различных дефектах кристаллической решетки пикроильменита. Кристаллы новообразованного анатаза имеют типичную для него морфологию – обычно тетрагональная дипирамида, в которой сочетаются призма и пинакоид. Габитус кристаллов дипирамидальный, однако, в некоторых случаях благодаря сильному развитию пинакоида становится таблитчатым. У таблитчатых кристаллов анатаза к единичной дипирамиде добавляются формы более высоких индексов, а призма угнетается.

Таким образом, первичные кимберлитовые минералы (пироп, пикроильменит и хромшпинелиды) неустойчивы в зоне метасоматоза, связанного с интрузиями траппов, и испытывают глубокие физико-химические изменения. В подобных условиях неустойчив также и алмаз, подвергающийся каталитическому окислению. В зоне метасоматоза можно ожидать появление на алмазах своеобразных каверн каталитического окисления и общее снижение его содержания. Под воздействием трапповой интрузии на кимберлиты в начальные стадии метаморфизма при изменении флогопита и хлорита происходит уменьшение степени упорядоченности их структур. Однако в отличие от хлорита, тенденция уменьшения степени упорядоченности флогопита по мере приближения содержащих его пород к трапповой интрузии выражена слабее и усиливается лишь с началом процесса хлоритизации минерала. Описанные изменения связаны с интрузиями дифференцированных траппов; «сухие» траппы не оказывают практически никакого воздействия на кимберлитовые минералы или эти изменения очень незначительны. Под влиянием внедрившейся в кимберлитовое тело основной магмы произошла метаморфизация карбонат-серпентиновой породы, в результате чего возникли приконтактные новообразования. Метаморфизация наиболее удаленных от силла участков проявилась в перекристаллизации слагающих тело трубки минералов, которая по направлению к силлу сменяется хлоритизацией, доминирующей по всей прилегающей к долериту части трубки. Особенности вещественного состава изменённых кимберлитовых и трапповых пород следует учитывать при планировании и проведении прогнозно-поисковых работ на алмазы (особенно на территориях, где одновременно распространены эти магматические образования).

САМОРОДНЫЕ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ В БОБРУЙСКОЙ КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЕ (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)

Левицкий В.И., Солодилова В.В., Завадич Н.С., Павлова Л.А., Левицкий И.В.

alevit@mail.ru, Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, Россия

solodilova@geology.org.by, Научно-производственный центр по геологии, Минск, Беларусь

В породах габбро-долеритовой (габбро, габбро-диабазы, долериты) и риодацит-риолитовой (дациты, трахидациты, риодациты, трахириодациты, риолиты, трахириолиты, аляскитовые и субщелочные гранитоиды) формаций Бобруйской кольцевой структуры выявлена минерализация с самородными и интерметаллическими соединениями (Солодилова, 2012). При проведении палеорекопструкций по геохимическим данным метавулканы риодацит-риолитовой формации могут быть отнесены к островодужным образованиям окраин континентов, гранитам А-типа, в ряде случаев к гранитам рапакиви, а габбро-долеритовой – активным континентальным окраинам или зрелым островным дугам.

На настоящий момент идентифицированы минералы: пороодообразующие – фаялит, слюды, моноклинный и ромбический пироксены, ферроактинолит; акцессорные – сфен, касситерит, рутил, флюорит, шпинель, рутил, Се- и La-алланиты, апатит, циркон, бадделеит, торит, ксенотим, монацит, ренит; самородные – Cu, Fe, Sn, Zn, Pb, Al, C (возможно W, Zr, Mo) и интерметаллические – Cu_2Zn , PbSn, CuZnSn, CuSn, FeCr, CrFe; карбиды и оксинитриды – муассанит – SiC, синаит – Si_2N_2O ; природные сплавы – латунь, бронза; сульфиды – пирротин, пирит, галенит, сфалерит, пентландит, молибденит, халькопирит; окислы – магнетит, ильменит, маггемит, вюстит, титаномагнетит, эсколаит; вторичные – гранат, хлорит, кальцит, диаспор, гематит.

Самородные металлы и интерметаллические соединения встречаются в участках преобразований основных и кислых магматических пород. Большинство встречается в виде пластинчатых и проволочковидных выделений серебристого и красноватого цветов. Пластинки серебристого цвета, имеют размер не больше 1 x 0,3 мм, красноватого цвета – максимумно 0,1 x 0,3 мм, проволочковидные – 0,4 * 3-4 мм. Самородное железо образует листоватые магнитные пластинки серебристого цвета, варьирующие по толщине, с обохрещенной поверхностью, с зазубренными краями зерен размером до 5 мм.

В пластинках серебристого цвета доминируют самородные элементы почти монометаллических составов (%) – Sn (Sn= 89,3-98,7; Pb=0,5-10,65, Zn=0-0,09; Cu=0- 0,46), Pb (Pb=95,83-98,59; Sn=1,05-3,32; Zn=0; Cu=0-0,52); Zn (Zn=94,65-98,99; Pb=0-1,64; Y= 0-0,12), ...

В пластинках и проволочках красноватого цвета преобладают интерметаллические соединения меди с Zn, Sn, встречается и самородный Pb. В выделениях распространена самородная Cu с незначительными количествами ультрадисперсных Pb, Sn, Zn (%) и интерметаллических соединений Cu_2Zn (тунгсенит- Pb=0,11-0,14; Zn=15,73-20,79; Cu 76,38-83,89; Ag=0-0,1), самородным Pb (Pb=88,05; Sn=11,01), PbSn (Pb=60,34, Sn =34,85), CuZnSn (Zn=2,16, Cu 38,49, Sn=58,76) и CuSn (Cu=39,18, Sn=60,35, Pb=0,12)...

Все изученные обособления серебристого и красноватого цветов, как правило, имеют гетерогенное строение, которая обусловлена присутствием самородных и интерметаллических соединений Cu, Pb, Sn, Zn. В них хорошо видна только медь. Все остальные распределены в виде ультрадисперсной вкрапленности с размерами 1-50 мкм, установленных при микрозондовых исследованиях. Они могут быть отнесены к наноминералам.

В железных фазах отмечается более крупные пластинчатые (до 5 мм) серебристого и стального цвета. Их состав, по-видимому, относится к изоморфному ряду от чистого Fe соединения, в котором отмечается до 65 % Cr. Кроме них здесь отмечаются выделения хром-феррида и ферхромида.

Самородная и интерметаллическая минерализация в Бобруйской кольцевой структуре проявлена в породах габбро-долеритовой и риодацит-риолитовой формаций. Можно выделить

два этапа: магматический при кристаллизации магм, постмагматический – после кристаллизации магм, при метасоматических преобразованиях основных и кислых магматических пород. Ранним магматическим породам габбро-долеритовой и риодацит-риолитовой формации присуща повышенная железистость и щелочнометалльность (при доминировании К), появление высокожелезистых алюмосиликатов – амфиболов, пироксенов, амфиболов, развитие самородного Fe с примесью Cr. Наложенные метасоматические ассоциации, развитые по кислым и основным породам характеризуются формированием ассоциаций, которые традиционно связываются с восстановительным режимом – муассанит, самородные элементы и интерметаллические соединения Cu, Pb, Sn, Zn, закись железа – иоцит. При этом совместное нахождение и взаимоотношения в одних зернах иоцита, магнетита, гематита говорит о последовательном замещении самородного Fe, иоцитом, магнетитом, гематитом, возможно лепидокрокитом. Это указывает на принадлежность системы к мантийной по природе и восстановительной – по флюидному режиму.

Примеров нахождения наноструктур в природе, не так много. В большинстве типов изученных пород с наноминералами в Бобруйской структуре отмечаются содержания редких элементов, редко превышающие кларки в 2-3 раза, обычно они на их уровне и даже ниже. По-видимому, при петрогенезисе большая часть редких элементов при таком восстановительном флюидном режиме (доминирование C, N, H) не имела возможностей для изоморфного их вхождения ни в породообразующие, ни в акцессорные минералы. Поэтому редкие элементы образовали собственные нанофазы. Этот фактор, способствовал разнообразию и появлению большого количества видов, включая, самородные и интерметаллические.

Принципиально важным, требующим дальнейшего изучения, является и обнаружение среди минералов Бобруйской кольцевой структуры соединений, которые присущи внеземным образованиям – описаны в метеоритах, импактитах, реголитах Луны (Грунт из материкового района Луны, 1979, Лунный грунт из Моря Кризисов, 1980 и др.). Среди них наиболее информативными являются минералы, включающие различные количества Si, N, C, O с примесью Ni, Fe. Один из них синаит ($\text{Si}_2\text{N}_2\text{O}$) был описан в хондритах (Rubin, 1997 и др.) и по экспериментальным данным устойчив при аномально высоких давлениях – 28-64 ГПа (Sekine et al, 2006). Его появление в Бобруйской структуре требует объяснений. Это может отражать как более сложную природу структуры и присутствие в ней минералов присущих метеоритам и импактитах, так и конвергентность признаков минералов.

Установленная самородная и интерметаллическая минерализация может иметь практическое значение для установления перспектив рудоносности этой и других подобных структур погруженного кристаллического фундамента в Белоруссии, а также научную значимость для геохимии и минералогии как уникального проявления в мире редких по составу и количеству минеральных видов, среди которых доминируют ультрадисперсные нанофазы. В любом случае Бобруйская кольцевая структура – уникальный объект для познания флюидного режима глубинных зон Земли. Исследование вещественного состава структуры только начато, а приведенные данные являются предварительными.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ Бел_а 14-05-90003

Литература

1. Грунт из материкового района Луны. – М. : Наука, 1979. – 708 с.
2. Лунный грунт из Моря Кризисов – М. : Наука, 1980. – 360 с.
3. Солодилова В.В., Завадич Н.С., Левицкий В.И., Павлова Л.А. Первые данные о самородных элементах и интерметаллических соединениях в кислых вулканитах Бобруйской кольцевой структуры // Доклады НАН Беларуси. – 2012. – Т. 56. № 2. – С. 110-115.
4. Rubin A. Sinoite ($\text{Si}_2\text{N}_2\text{O}$) Crystallisation from EL chondrite impact melts // American Mineralogist. – V. 82. – 1997. – P. 1002-1006.
5. Sekine T, He Y., Kobayashi F., Shibata K. Sinoite ($\text{Si}_2\text{N}_2\text{O}$) shocked at pressures of 28-64 GPa // American Mineralogist. – V. 91. – 2006. – P. 463-466.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КОЛУМБИТА ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ БЕЛОЗИМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Соколов С.В.

vims-sokol@mail.ru, Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени Н.М. Федоровского (ФГУП «ВИМС»), Москва, Россия

Белозиминское месторождение располагается в пределах одноименного массива ультраосновных-щелочных пород, входящего в состав Восточно-Саянской карбонатитовой провинции. Кора выветривания образовалась главным образом по амфибол-флогопит-кальцитовым карбонатитам, которые местами были интенсивно изменены в процессе анкеритизации, и по более поздним, собственно анкеритовым, карбонатитам. Породы, слагающие кору этого месторождения, рассматриваются как руды на ниобий и фосфор, а также как потенциальный источник тантала и редкоземельных элементов.

Минералы ниобия в коре выветривания представлены пироксолом $A_{2-m}B_2O_6(O,OH,F)_{1-n} \cdot pH_2O$ (часто колумбитизированным) и ферроколумбитом $FeNb_2O_6$. **В нашей ранней публикации (Соколов, 2012) были приведены сведения о полувыветрившей развитие в коре данного месторождения ниобиевой минерализации, но тогда речь шла главным образом о пироксолое. В настоящем сообщении дается более обстоятельная характеристика другого ниобиевого минерала – колумбита.**

Колумбит встречается преимущественно в виде ксеноморфных зерен и только в редких случаях образует в разной степени идиоморфные кристаллы, достигающие размеров 2.5-3 мм. Помимо того, широким распространением в коре пользуются замещающие пироксоловые агрегаты мелкозернистого колумбита. Его развитие по пироксолоу кальцитовых карбонатитов может начинаться еще в ходе эндогенного процесса, и связано с формированием более поздних анкеритовых карбонатитов. Колумбит проникает в кристаллы пироксолоа по микротрещинам, либо слагает внешние реакционные каемки. При физико-химических параметрах корообразования замещение пироксолоа происходит значительно интенсивнее, приводя к разрастанию колумбитовых оторочек. Как результат, от пироксолоа остаются лишь реликтовые участки, и в конце концов возникают полные псевдоморфозы колумбита по его кристаллам, сохраняющим свой октаэдрический облик. Процесс колумбитизации нередко сопровождается изменением состава пироксолоа, что выражается в уменьшении содержания фтора, кальция и натрия, повышении роли стронция и появлении бария, возрастании количества ниобия при снижении концентрации тантала.

Данные о химическом составе колумбита были получены посредством электронно-зондового микроанализатора JXA-8100 Superprobe, снабженного EDS детектором INCA-400 (аналитик Г.Н. Нечелюстов, ВИМС). Эталонировка для отдельных элементов проводилась по стандартам, в качестве которых использовались главным образом синтезированные вещества и металлы, а также природные минералы строго определенного состава.

Из полученных результатов, которые в обобщенном виде представлены в таблице, видно, что в проанализированных колумбитах установлены резкое преобладание железа над марганцем, невысокие содержания стронция и очень низкие концентрации редкоземельных и радиоактивных элементов, не достигающие пределов обнаружения.

Изученные колумбиты соответствуют нескольким генетико-морфологическим разновидностям, которые обладают в целом выдержанными количествами железа, но при этом различаются по содержанию ниобия, тантала, титана, марганца и стронция. По этим свойствам в коре выветривания было выделено четыре группы колумбитов.

Колумбиты первой группы представляют коренные карбонатиты. Из них два образца характеризуют химический состав идиоморфных кристаллов, а три других относятся к включениям минерала в апатите, которые имеют размеры в поперечнике от 40 до 70 мкм. Все эти колумбиты низкомарганцевые, наиболее титанистые (по содержанию TiO_2 приближаются к титаноколумбиту) и обогащены танталом (0.70-3.04 мас. % Ta_2O_5). Примечательно, что именно в первичных колумбитах с относительно высокими концентрациями

тантала установлены самые низкие содержания ниобия (68.81-70.10 мас. % Nb₂O₅) по сравнению со вторичными колумбитами, возникающими в процессе формирования коры. Следовательно, в их составе прослеживается обратная корреляция между содержаниями ниобия и тантала.

Таблица

Химический состав колумбита, мас. %

Группы образцов	MnO	FeO _{общ}	SrO	TiO ₂	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅
1 (n = 5)*	<u>0.77-1.45**</u> 1.08	<u>19.38-19.81</u> 19.61	<u>0.04-0.46</u> 0.17	<u>4.50-4.97</u> 4.78	<u>0.41-0.57</u> 0.47	<u>68.77-70.10</u> 69.22	<u>0.70-3.04</u> 1.79
2 (n = 3)	<u>0.97-1.10</u> 1.04	<u>19.60-19.92</u> 19.76	<u>0.74-0.76</u> 0.75	<u>3.20-3.66</u> 3.43	<u>0.40-0.60</u> 0.47	<u>72.63-72.98</u> 72.76	<u>0.19-0.37</u> 0.28
3 (n = 4)	<u>1.81-1.96</u> 1.89	<u>19.55-20.03</u> 19.79	0.00	<u>2.02-2.30</u> 2.12	Не опр.	<u>74.62-75.44</u> 75.06	0.00
4 (n = 9)	<u>1.78-2.92</u> 2.27	<u>19.38-21.53</u> 20.22	0.00	<u>1.03-2.00</u> 1.41	Не опр.	<u>73.75-75.93</u> 75.00	<u>0.00-0.110</u> 0.028

* В скобках показано количество проанализированных образцов.

** Над чертой – предельные содержания, под чертой – среднее значение.

В неизменном карбонатитовом колумбите в небольшом количестве фиксируется стронций (0.04-0.46% SrO), тогда как во многих коровых разновидностях этот элемент не установлен. Только в колумбитах, которые замещают стронцийсодержащие пироксиды карбонатитов (образцы группы 2), количество SrO достигает уровня 0.75 мас. %. Отметим, что обоим стронциевым колумбитам присущи более высокие, чем в других образцах, количества титана и тантала.

Образцы группы 3 были отобраны из зон, возникающих при развитии колумбита по пироксиду стандартного состава. Следует сказать, что подобные “рубашки” сохраняют пироксид, который малоустойчив в условиях гипергенеза. Когда же процесс замещения доходит до конца, образуются полные псевдоморфозы колумбита по пироксиду. Они представлены образцами группы 4.

Колумбиты третьей и четвертой групп отличаются от двух предыдущих наиболее высокими содержаниями пентоксида ниобия, более низким титаном и отсутствием в составе стронция. Некоторые расхождения между ними в установленных количествах марганца, титана и тантала вызваны, по всей вероятности, различиями в химическом составе замещаемых пироксидов.

В ходе проведенного в ВИМСе обогащения отобранной из коры выветривания рудной пробы был получен редкометалльный концентрат. По данным рентгенофазового анализа он содержит почти в 2 раза больше колумбита, чем пироксид. Сравнение химического состава этих минералов показывает, что количество Nb₂O₅ в колумбите (68.81-75.93%; в среднем по 21 анализу 73.32%) заметно выше, чем в пироксиде (55.82-65.97%; среднее по 22 анализам 61.88%). Таким образом, в рудах коры выветривания Белозиминского месторождения колумбит и по количеству, и по содержанию Nb₂O₅ является главным ниобиевым минералом.

Литература

1. Соколов С.В. Минералы ниобия из коры выветривания карбонатитов Белозиминского месторождения // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Школа «Щелочной магматизм Земли»: материалы XXIX Международной конференции. Судак 14-18 сентября 2012 г., Москва 21-22 сентября 2012 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2012, с. 131-133.

О РОЛИ ИОННОЙ МИГРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕРВИЧНЫХ И ВТОРИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ

Алексеевко В.А.

vl.al.alekseenko@gmail.com; ecogeohim@mail.ru, Научно-исследовательский институт геохимии биосферы Южного Федерального университета; Морской государственный университет; г. Новороссийск, Россия

На основании изучения большого числа месторождений был выведен ряд зонального отложения химических элементов в направлении движения миграционного потока [2]. Также дано теоретическое обоснование этого процесса [1] с предположением о миграции элементов в ионной форме. Располагая ионы по мере увеличения размеров их радиусов ($n \cdot 10^{-8}$ см), получим схематический ряд последовательности отложения элементов, мигрировавших в виде простых ионов: $Ni^{3+}(0,35) \rightarrow Cr^{6+}(0,52) \rightarrow Cr^{3+}(0,64) \rightarrow Co^{3+}(0,64) \rightarrow W^{6+}(0,65) \rightarrow Sn^{4+}(0,67) \rightarrow Fe^{3+}(0,67) \rightarrow Mo^{4+}(0,68) \rightarrow As^{3+}(0,69) \rightarrow Ni^{2+}(0,74) \rightarrow Mg^{2+}(0,74) \rightarrow Co^{2+}(0,78) \rightarrow Fe^{2+}(0,80) \rightarrow Cu^{2+}(0,80) \rightarrow Zn^{2+}(0,83) \rightarrow Sb^{3+}(0,90) \rightarrow Cu^{+}(0,96) \rightarrow Cd^{2+}(0,99) \rightarrow Sn^{2+}(1,02) \rightarrow Hg^{2+}(1,12) \rightarrow Ag^{+}(1,13) \rightarrow Bi^{3+}(1,20) \rightarrow Pb^{2+}(1,26) \rightarrow \Gamma(2,2)$.

Дальность миграции ионов, по А.Е. Ферсману [4], обратно пропорциональна энергетическому коэффициенту. С его учетом можно выявить существенное несоответствие занимаемому положению для Sb^{3+} , Cu^{+} , Bi^{3+} и Pb^{2+} . Так Sb следует поставить между $As^{3+}(R_i=0,69; \text{ЭК}=4,3)$ и $Ni^{2+}(R_i=0,74; \text{ЭК}=2,18)$. Bi необходимо поместить между $Fe^{2+}(R_i=0,8; \text{ЭК}=2,12)$ и $Cu^{2+}(R_i=0,8; \text{ЭК}=2,10)$. На новом месте Bi будет расположен между элементами, радиус и энергетический коэффициент которых на 1/3 меньше, чем у Bi . Если же основной считать роль энергетического коэффициента, то Bi должен расположиться между Sb , занявшей новое место, и Ni . У Pb^{2+} энергетический коэффициент равен 1,65, однако повышенная активная поляризация иона Pb^{2+} отвечает повышению этого коэффициента до 1,85 [4]. Это заставляет поставить Pb между $Cu^{2+}(R_i=0,98; \text{ЭК}=2,0)$ и $Zn^{2+}(R_i=1,02; \text{ЭК}=1,8)$. Cu^{+} , имеющая энергетический коэффициент 0,7, должна переместиться вправо, заняв место между ртутью ($\text{ЭК}=1,7$) и серебром ($\text{ЭК}=0,6$).

В выведенном ряду встречается группа элементов, образующих ионы разной валентности: (Ni^{3+} и Ni^{2+}), (Cr^{6+} и Cr^{3+}), (Co^{3+} и Co^{2+}), (Sn^{4+} и Sn^{2+}), (Fe^{3+} и Fe^{2+}), (Bi^{5+} и Bi^{3+}), (Cu^{2+} и Cu^{+}). Ионы Cr обеих валентностей обладают малыми радиусами и большими энергетическими коэффициентами. Это и преимущественное распространение в комплексных ионах позволяет обоим ионам находиться практически вместе в начале ряда. У ионов Sn в природных геохимических процессах преобладает валентность, равная четырем, и только в сравнительно редких минералах герценбергите (SnS) и тиллите ($SnS \cdot PbS$) его валентность равна двум. Fe часто встречается и двух- и трехвалентное; аналогичная картина наблюдается и для ионов Cu . У Bi основные минералы содержат трехвалентный ион, а Bi^{5+} образует соединения крайне редко, в присутствии сильных окислителей. В присутствии сильных окислителей могут появляться соединения Ni^{3+} совместно с Co^{3+} .

Следует учитывать, что часто «основной ион» вызывает осаждение других, которые еще находятся в растворах. Образование сульфосолей Cu^{+} «прекращает» миграцию недиссоциированных молекул As и Sb ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$ и др.), а при благоприятных условиях Cu^{+} вызывает осаждение ионов Bi и Sn ($CuBiS_2$; $Cu_6Bi_4S_9$; Cu_2FeSnS_4 и др.). Pb^{2+} могут осаждаться Bi , Sn , Sb ($Pb_5Sb_4S_{11}$; $Pb_{13}Sb_7S_{23}$; $Pb_2Bi_2S_5$; $Pb_6Bi_2S_9$; $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$ и др.). Часть ионов может изоморфно войти в кристаллические решетки образующихся минералов (например, Ag в галенит); часть – в кристаллические решетки порообразующих минералов, например Zn в доломит.

Hg может мигрировать в газообразной форме после отложения и встречается в породах в повышенных содержаниях дальше, чем показано в миграционном ряду. Место в рассматриваемом ряду As и Sb также часто определяется летучестью соединений.

Сравнение теоретически установленной зональности при миграции элементов в ионной форме [1] с выявленной при практическом изучении месторождений [2] показало

их идентичность. Следовательно, если элементы и переносились по рудоподводящим каналам в потоке в неионной форме (предполагается, что это комплексные соединения), то на геохимических барьерах, с изменением термодинамических и геохимических условий, должна произойти первичная и вторичная диссоциация комплексов. Дальнейшая миграция ионов подчиняется выше рассмотренным закономерностям.

На стратифицированных полиметаллических месторождениях, кроме первичных ореолов, окружающих рудные тела, выделяются региональные. Их протяженность достигает десятков км при протяженности рудовмещающих толщ в сотни км. Детальное изучение (свыше 20 000 проб) региональных ореолов показало, что в них число косвенных элементов-индикаторов обычно колеблется около 20. Из них больше половины связаны между собой в группы, объединяющие элементы с положительной корреляцией, значимой с вероятностью 95 % и с коэффициентами корреляции 0,7–0,97. В пределах ореола элементы объединяются в 2–3 группы, а обособляемые в каждой группе, характеризуются близкими по величинам размерами ионных радиусов и энергетических коэффициентов.

В одной из групп в региональном ореоле карбонатно-терригенных толщ у элементов (Cr, Ti, Mo, V) ионные радиусы равны 0,64 – 0,68 Å, а в другой (Yb, Y, Ni, Co, Sc) – 0,74–0,97 Å. Величины ЭКов соответственно 4,75–8,5 и 2,18–4,5. Так как образование рассматриваемой толщи шло в части палеобассейна, удаленной от суши, то рассматриваемые элементы не могли (по крайней мере, в своем большинстве) совместно попасть с суши в виде минеральных обломков. Это позволяет считать, что отложение косвенных элементов – индикаторов шло в палеобассейне в значительной мере из ионных растворов.

Образование вторичных литохимических ореолов и потоков рассеяния происходит при миграции элементов, как в ионной форме, так и в результате механического перемещения отдельных минералов. Однако даже в потоках рассеяния с максимальной ролью механического перемещения [3], выделяются отдельно солевые потоки, образующиеся за счет миграции и отложения в рыхлых образованиях растворимых соединений элементов – индикаторов, диссоциирующих с образованием ионов. Таким образом, *при формировании рудных месторождений, первичных и вторичных ореолов роль миграции элементов в ионной форме чрезвычайно велика.*

Рассмотрим особенности поглощения химических элементов растениями над месторождениями. Основным показателем накопления элементов является *коэффициент биологического поглощения* (КБП), представляющий отношение содержания определенного химического элемента в золе растений к содержанию в питающей среде.

С увеличением энергетических коэффициентов химических элементов резко уменьшается их биологическое накопление. *Это позволяет говорить о первостепенной роли ионов в питании растений, а также предполагать наличие ряда общих законов миграции химических элементов, как в косной части биосферы, так и в живых организмах.*

Приведенный материал свидетельствует о значительной роли в природных процессах миграции химических элементов, находящихся в ионной форме. Следовательно, при различных геолого-геохимических построениях можно с успехом использовать такие показатели как размеры ионных радиусов и энергетические коэффициенты.

Работы выполнены при финансовой поддержке проекта базовой части госзадания Министерства образования и науки РФ, 1894.

Литература

1. Алексеенко В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. 1973, 1974 (Казахстан); 1979 (М. : Недра); 1989 (М. : Высш. шк.); 2000, 2005 (М. : Логос).
2. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М. : Наука, 1981.
3. Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата : Изд-во АН КазССР, 1959.
4. Ферсман А.Е. Избр. соч. Т. 1-5. М. : Изд-во АН СССР, 1952-1959.

ВКЛЮЧЕНИЯ В АНДРАДИТЕ НОВО-КАРКОДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УРАЛ) И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

Пономарева Н.И., Шелемова Я.А.

n_ponomareva@mail.ru, Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия

Ново-Каркодинское месторождение демантоида находится в районе г. Верхний Уфалей Челябинской области и приурочено к южной краевой части Каркодинского габбро-перидотитового массива (1). В этом же массиве, в ~ 7 км к северо-западу от Ново-Каркодинского, располагается знаменитое Полдневское месторождение демантоида (2).

Детальное исследование физических свойств и химического состава андрадитов Ново-Каркодинского месторождения было выполнено С. Ю. Кропанцевым (1,3,4), поэтому нами основное внимание уделялось изучению включений в андрадите и оценке условий его образования.

На Ново-Каркодинском месторождении выделяется, как минимум, две генерации андрадита: красно-коричневый андрадит I и хромсодержащий андрадит II, который в виде цепочек зелёных кристалликов рассекает красно-коричневый андрадит.

Микроскопические исследования андрадита Ново-Каркодинского месторождения показали, что в минерале присутствуют многочисленные включения.

Наиболее часто в андрадите I встречаются: диопсид, энстатит, актинолит-тремолит, серпентин, доломит. Диопсид наблюдается в виде прозрачных кристалликов вытянутой, шестоватой формы, величиной от 0,2 до 0,5 мм. Энстатит образует мельчайшие лейсты размером до 0,050 мм. **Актинолит-тремолит** присутствует в виде игл либо пластинок, величина их не превышает 0,03-0,05 мм. Серпентин (хризотил) в гранате образует короткие волокна вблизи включений тремолит-актинолита. Доломит установлен в виде микроскопических зёрен неправильной формы, размером до 0,1 мм..

Микроскопические исследования демантоида показали, что включения в нём отличаются от описанных выше и по морфологии, и по составу. Они представлены, в основном, тонкими волокнами хризотила. Довольно часто асбестовидные волокна веерообразно расходятся от одного или нескольких центров – включений–кристалликов магнетита или хромита. Наши исследования показали, что волокна довольно часто плавно изгибаются, иногда напоминая спелый ржаной колос. По составу волокнистые включения соответствуют хризотилу. Такие включения характерны не только для уральских месторождений, но и для многих месторождений мира: Италии, Ирана, Намибии (5-8), где они также определены как биссолит (актинолит-асбест) или хризотил-асбест (9-10). Некоторые исследователи (11), наблюдая волосовидные включения в зернах демантоида, считают, что они являются трубчатыми (полыми) образованиями, при этом они отмечают индукционную штриховку на внутренней поверхности трубочек. Однако, А.С. Таланцев (12) предполагал, что трубчатые включения образовались в результате выщелачивания гидрокарбоната магния – артинита, который обнаружен в ряде уральских серпентинитовых массивов, в том числе и в содержащих демантоидную минерализацию. Артинит наблюдается в сноповидных агрегатах тончайших волосков.

Кроме того, П.В. Шмелевым (13) показано, что для улучшения качества (чистоты) камня применяют химическое выщелачивание включений, что приводит к образованию полых каналов, менее заметных, чем волокна асбеста. Поэтому можно предположить, что появление в демантоидах из Ново-Каркодинского месторождения полых волосовидных трубчатых образований является результатом искусственного (при облагораживании камня), либо естественного химического выщелачивания включений при более поздних наложенных процессах.

Детальное изучение взаимоотношений между минералами Ново-Каркодинского месторождения позволило выделить две ассоциации: раннюю, представленную диопсидом,

тремолитом, энстатитом и андрадитом I и более позднюю, включающую серпентин и хромсодержащий андрадит II. Как показано С. Ю. Кропанцевым (1), температура образования демантоида оценивается приблизительно в 200 – 350. По-видимому, температура формирования красно-коричневой разновидности андрадита I была несколько выше.

Анализ минеральных равновесий, выполненный на основе методов расчётной химической термодинамики (14, 15) для $T=350-450^{\circ}$ показал, что наиболее благоприятными условиями для сосуществования чисто железистого и хромсодержащего андрадита с серпентином является температура, соответствующая 450° . При этом ранняя ассоциация диопсид, тремолит и андрадит I устойчива в окислительной обстановке: $Eh=0,7$ В при $pH=5,6$ при $T=450^{\circ}C$, а хромсодержащий андрадит совместно с андрадитом I и серпентином существуют в более щелочных условиях ($pH \sim 8,5$) и при несколько меньших значениях окислительно-восстановительного потенциала $Eh=0,4$ В.

Таким образом, можно предположить, что смена андрадита I андрадитом II происходит при поступлении щелочных растворов, обогащенных хромом, при этом возможно температура новых порций растворов была выше, поскольку поле устойчивости хромсодержащего андрадита значительно увеличивается с повышением температуры.

Наиболее поздний процесс связан с формированием доломита, который интенсивно замещает андрадит, что, безусловно, связано с поступлением углекислотных растворов, воздействие которых могло, по-видимому, привести к выщелачиванию включений из демантоида и к образованию трубчатых полостей.

Литература

- (1) Кропанцев С. Ю. Ново-Каркодинское месторождение демантоидов // Материалы Всероссийской научной конференции. Уральская школа-97. 1997.
- (2) Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М., 1982.
- (3) Кропанцев С.Ю. Кристалломорфологические особенности демантоида и топазита из месторождений Каркодинского ультрамафитового массива (Средний Урал) // Материалы Всероссийской научной конференции. Уральская школа-98. 1998.
- (4) Кропанцев С.Ю. К вопросу о дисперсии показателей преломления уральского демантоида // Материалы Всероссийской научной конференции. Уральская школа-2000.
- (5) Adamo M., Bocchio R.R, Diella V, Pavese A., Vignola P., Prosperi L. Demantoid from Val Malenco, Italy: Review and update. 2009. *Gems&Gemology*, Vol. 45, N. 4.
- (6) *Demantoid Garnet*. Japan Germany Gemmological Laboratory. 2006.
- (7) Fritz E.A., Koivula J.I., Laurs B.M., Gunter M.J., Green C.L. Inclusions in andradite from Namibia. *Gems& Gemology*. 2007. Vol. 43, N. 4.
- (8) Fritz E.A., Laurs B. M. Andradite from Baluchistan, Pakistan. 2007. *Gems&Gemology*. 2007. Vol. 43, No. 4.
- (9) Gьbelin E.J., Koivula J.I. Photoatlas of Inclusions in Gemstones. 1996.
- (10) Корнилов Н.И., Солодова Ю.П. Ювелирные камни. М., 1987.
- (11) Кисин А.Ю., Мурзин В.В. Новые данные о включениях в уральских демантоидах. Материалы Всероссийской научной конференции. Уральская школа-97, 1997.
- (12) Таланцев А.С. О «полых включениях» в демантоидах. Материалы Всероссийской научной конференции. Уральская школа-2000.
- (13) Шмелев П.В. Признаки искусственного облагораживания ювелирных разновидностей андрадита. Материалы Всероссийской научной конференции. Уральская школа-98. 1998.
- (14) Говоров И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогия гидротермальных месторождений. М., 1977.
- (15) Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М., 1971.

РЕДКОЕ СОБЫТИЕ В ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА – ТРУБКА ВЗРЫВА ЕСТО-ШОРА С ПРОЯВЛЕНИЯМИ ЗОЛОТА И ХРИЗОТИЛ АСБЕСТА

Турлычкин В.М.

nigr-tula@mail.ru, ОАО «Росгеология»/ОАО «Тульское НИГП», г. Тула, Россия

Настоящее сообщение преследует цель показать проблемы геологии Западных отрогов Полярного Урала и наметить пути выявления промышленных объектов разнообразных полезных ископаемых северо-востока республики Коми, связанных с брекчиевыми трубками взрыва.

Есто-Шорская площадь, на которой выявлено и частично разведано россыпное месторождение золота находится в западных отрогах Полярного Урала, в пределах водосборного бассейна рек Малая и Большая Уса, территориально входит в Воркутинский район (90 км к С-В от г. Воркута).

В 2009-2012 гг. автором проведены полевые и камеральные исследования на лицензионной площади ЗАО «Северная территория» и установлены ряд признаков, свидетельствующих о широком разнообразии рудных и россыпных проявлений на данной площади, и удалось выявить источники формирования россыпей Есто-Шора. Аллювиальная россыпь занимает около 1 км² в верхнем течении р. Есто-Шор – правого протока основного русла, располагаясь в узкой трапецеидальной долине с крутыми склонами, покрытыми плитчато-глыбовыми свалами – осыпями. Нами определены три источника коренного золота, питающие и формирующие россыпную золотую залежь Есто-Шор.

Основной источник находится в верховьях двух составляющих р. Есто-Шор и связан с проявлениями титано-магнетитовых руд и золото-сульфидной минерализации. Вторым потенциальным источником формирования россыпей золота являются многочисленные глыбы кварцевых брекчий, явно не осадочного и не тектонического происхождения. Они по своему основному наполнению состоят из угловатых обломков жильного кварца двух генераций – 70-90% от массы, на втором месте – 3-7% состава представлены обломками, сыпью ильменит-рутила, хромшпинелидов, титанита, магнетита и др. В предшествующих исследованиях такие кварцевые брекчии на Есто-Шоре и в ближайшем окружении, принимались за конгломераты и по ним ошибочно определялся возраст.

Специально проведенное нами детальное картирование – зарисовки, фотографии глыб кварцевых брекчий показали, что эти образования ни в коем разе не являются конгломератами, в них нет никаких признаков окатанности или завальцованности основных обломков. Цементирующая масса – матрица более мелкозернистая состоит из осколков, угловатых обломков кварца, песчано-туфового облика.

Глыбы-валуны брекчированных жильных образований, преимущественно кварцевого состава, размером от 0,5 м³ до 2-3 м³ разбросаны на террасах и в русле р. Есто-Шор. В 300-400 м к востоку от линии 40 в русле Есто-Шор наблюдаются глыбовые «выкладки», образующие естественную гигантскую «брусчатку», площадью в 2500м² (50 x 50 м).

Полевыми работами в 2011 году нами были обследованы площади развилка верховий Есто-Шора в пределах каровых образований, расширенной цирковой полусферы со снежниками и выходами сближенных черных ленточных полос.

В этой жильной зоне с крутым падением на восток мощностью в 150-200 м наблюдаются сопряженные пучки глубинных пироксен-оливиновых даек и жильных тел кварц-хризотил-асбеста с золотом.

Дайковая горная порода, магматогенная и их пучки исходят от трубки взрыва и протягиваются на восток 2-2,5 км. Мощность жил с кварцем и хризотил-асбестом составляет 0,7-1,0 м. Кварц с хризотил-асбестом имеет пеструю окраску, пустоты выщелачивания придают пористо-ячеистую структуру. Разнообразие лимонита и гематита свидетельствует, что окисление и выщелачивание прошло по довольно разнообразным сульфидам (пириту, пирротину и др. с самородным золотом). Кроме отмеченного кварц-хризотил-асбестовые

жилы выявлены вблизи глубинных разломов (линия № L-40). В отдельных жилах, обнажающихся на верхних краях, вблизи предполагаемого жерла трубки взрыва, отмечена густая сеть коротко-волокнистого хризотил-асбеста, достигающая 5-7 % от вмещающегося серпентинита. В серпентинитах наблюдаются включения и вкрапленность полуокисленного халькопирита и пирротина, а в плоскостях обнаружена самородная медь. На площади образца 6x5 см четко зафиксировано 9 параллельно размещенных просечек хризотил-асбеста.

Исходя из полевых визуальных наблюдений, обобщая выявленную хризотил-асбестовую минерализацию на Есто-Шорском рудном поле, установлено шесть разновидностей волокнистого асбеста:

1. Серебристо-белый с шелковистым блеском;
2. Хризотил зеленовато-белого цвета с шелковистым блеском;
3. Коротко-волокнистый желтовато-белый;
4. Буровато-зеленого цвета с весьма слабым шелковистым блеском, в виде тонких иголок;
5. Серовато-зеленый длиноволокнистый (7-10 см) листоватый и волокнистый;
6. Хризотил асбест голубоватого цвета, плотного сложения – брусочки, иголки в срастании со скаполитом.

Кварц-хризотил-асбестовые жилы и жильные зоны несут в себе сульфидную минерализацию с золото-серебряным оруденением, мартит-магнетит-титанитами с платиноидами.

Источник золотой россыпи определен и размещен в верховьях Есто-Шора, где сконцентрированы жильные и дайковые пучки вблизи трубки взрыва, а также многочисленные скопления глыб кварцевых брекчий, потенциальных носителей золота. Перспективы расширения оценки золотой россыпи Есто-Шора очевидны: верховье – интервал 400-500 м, русловая часть и боковые притоки; переуглубленная часть в низовьях Есто-Шора.

Из выше отмеченного следует, что на Есто-Шорском рудном поле проявилась значительные по своим масштабам хризотил-асбестовая минерализация с выщелоченными сульфидами. В шлиховом материале из разведочных траншей, шурфов и небольших опытных карьеров крупные золотишки-самородки имеют срастания с гематитом, лимонитом, кварцем и кремнисто-углеродистыми сланцами (роговиками). Комплексное использование проявлений хризотил-асбеста, серпентин-кварц-скополитовых жил и зон с сульфидами в совокупности с отработкой россыпью золота может существенно поднять экономику района, несмотря на суровые полярные условия.

Наблюдаемые крупные глыбы кварцевых брекчий, вторичных кварцитов, туфо-эксплозивных образований с лапиллями и рассланцованные зеленокаменные породы свидетельствуют о том, что в верховьях Есто-Шора происходили значительные глубинные газозо-жидкие эманации по зонам глубинных разломов. Выбросы пирокластов (туфов, брекчий) происходили в основном из очага, расположенного по левому борту, левого составляющего Есто-Шора, вблизи истоков карового. Крупные глыбы кварцевых брекчий, туфов, туфобрекчий размещены в Центральной части излучены Есто-Шора в меньшей мере в крайнем восточном притоке.

Отмеченное говорит о том, что самородное золото извлекалось из кварц-сульфидных жильных образований, возможно из крупных скоплений мартитовых руд, зон пиритизаций, титано-магнетитово-шпинелевых обособлений.

Литература

1. Баженовское месторождение хризотил-асбеста под редакцией К.К. Золоева, Москва : «Недра», 1985.
2. Иванкин П.Ф. Внутрикоровые (скрытые) магматические эксплозии и рудогенез. Сб. Алма-Ата, КАЗНИМС, 1967.
3. Малышев В.А. Трубки взрыва. Недра. Лен. отд., 1984.
4. Наливкин Д.В. Геология СССР. Изд. АН М.-Л. 1962.
5. Нарсеев В.А., Левин Г.Б. Брекчиевые образования золоторудных месторождений // Рудоносные брекчии и их поисковые значения. Алма-Ата, КазНИМС, 1977.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ХРОМИТОВОЙ РУДЫ

Бахтерев В.В.

UGV@bk.ru, Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича УрО РАН,
г. Екатеринбург, Россия

Микроволновым излучением принято называть неионизирующее электромагнитное излучение с частотой от 300 МГц до 300 ГГц. Такое излучение вызывает движение молекул за счет перемещения ионов и вращения диполей, но не приводит к изменению в структуре молекул [1].

Взаимодействие микроволнового излучения с веществом может сопровождаться его отражением, поглощением и прохождением через объем образца без ослабления. По характеру взаимодействия с микроволновым излучением материалы можно разделить на три группы. Проводники, поверхность которых полностью отражает микроволновое излучение. При этом металл не нагревается, так как потеря энергии в его объеме практически нет. Диэлектрики, пропускающие микроволновое излучение через свой объем практически без изменений (такowymi являются, например, полиэтилен, плавленый кварц, фарфор и др.). Наконец, диэлектрики, при прохождении через объем которых происходит поглощение микроволнового излучения, сопровождающееся, в частности, разогревом образцов. Такими диэлектриками является большинство минералов и горных пород.

При наложении микроволнового поля движение диполей (полярных молекул или иных обособленных групп атомов) приобретает определенную ориентацию, связанную с характером налагаемого поля. При частоте 2,45 ГГц ориентация диполей молекул и их разупорядочение может происходить несколько миллиардов раз в 1 с, что и приводит к быстрому разогреву образца.

Микроволновая обработка имеет целый ряд преимуществ перед обычными методами нагревания конденсированных сред (твердых тел и жидкостей): быстрота, низкая инерционность нагревания, отсутствие контакта «нагреваемое тело – нагреватель», равномерность нагревания образца по всему объему, возможность избирательного нагревания компонентов смеси вещества. Благодаря этим особенностям микроволновое излучение представляет большие возможности для применения в горном деле [2].

Известны способы сортировки руд, например, основанные на нагревании микроволновым излучением и сепарации их по результатам измерения температуры. Установлено, что степень разогрева тем выше, чем выше уровень межповерхностной поляризации, вызванной движением свободных носителей заряда на "дефектных" участках пониженной проводимости: межкристаллитных прослойках, микротрещинах, флуктуациях химического состава. То есть, чем больше неоднородность горной породы, тем выше ее влияние на нагрев [3].

В настоящее время теория взаимодействия микроволнового излучения с диэлектриками пока еще не достигла такой степени развития, которая позволила бы заранее предсказать, будет или нет наблюдаться заметное поглощение поля диэлектриком. Поэтому необходимы обширные исследования по изучению воздействия микроволнового излучения на различные среды.

Цель настоящей работы: выявить связь между химическим (минеральным) составом хромитовой руды и эффективностью его взаимодействия (в частности, температуры нагревания) с микроволновым излучением для получения оперативного способа оценки качества руды (содержания оксида хрома, %).

Методика исследований и образцы. Образцы хромитовой руды отобраны из Аркашорского рудопроявления (Войкаро-Сынинский массив). Руды по содержанию хромшпинелидов средне-, густовкрапленные, сплошные. Тип руд по составу хромшпинелидов высокохромистый магнезиальный. В таблице для исследованных образцов приведены содержания оксида хрома по результатам химического анализа, а для трех образцов – результаты дериватографии и плотность. Исследованные образцы различны по минеральному составу, количеству и

содержанию примесей, содержанию влаги, пористости. Образец 1 – массивная высокохромистая магнезиальная руда слабо метаморфизована, с содержанием серпентина 3,5%, плотность 4,15 г/см³; образец 8 – вкрапленная руда с содержанием серпентина (42%), гидроокислов железа, хлорита, карбонатов, опала, брусита; трещиноватая, плотность 2,85 г/см³.

Таблица

Результаты анализов исследованных образцов

№№ пп	Максимальная температура нагрева, °С	Cr ₂ O ₃ , %	Потери при прокаливании, %	σ, г/см ³
1	49,1	52,7	1,64	4,15
2	54,8	47,0		
3	60,1	42,1		
4	73,2	38,3		
5	78,5	34,7	3,65	3,12
6	100,3	31,9		
7	120,0	30,1		
8	138,3	29,5	6,03	2,85
9	145,1	25,2	6,13	2,82

Образцы хромитовой руды вырезали в форме кубика с ребром 0,15 м, нагревали в бытовой микроволновой печи, мощность на прогрев 450 Вт, время прогрева 5 минут. Время нагрева выбирали, опираясь на экспериментальные данные работы [2]. После нагревания снимали в течение некоторого времени температурную кривую, пока температура образца не достигала 25 °С. Температура образцов до прогрева 20 °С.

Результаты исследований. Температуры нагрева образцов сопоставлены с содержанием оксида хрома в них. Рассматривая полученные результаты, выделим два момента.

Во-первых, при одинаковых условиях эксперимента образцы нагреваются до разных температур. Наименьшую температуру нагрева приобретает образец 1 (49,1 °С) с наибольшим содержанием хромшпинелидов (оксида хрома 52,7 %), наибольшую – образец 9 (145,1 °С) с наименьшим (оксида хрома 25,2 %). Температуры нагрева остальных образцов находятся в этом диапазоне.

Во-вторых, спад приобретенной температуры идет по одному закону. Примеры спада температуры для некоторых образцов: $T(1)=55,9-7,4\lg t$, $R^2=0,96$; $T(5)=94,3-15,6\lg t$, $R^2=0,98$; $T(8)=161,3-31,4\lg t$, $R^2=0,99$. Здесь: T – температура образца в градусах Цельсия; t – время, мин. Время остывания до температуры 20 °С составило (минут) для образцов: 1 – 48; 5 – 73; 8 – 105.

Заключение. Изложены результаты исследования образцов хромитовой руды при облучении микроволнами. Выявлена связь между качеством руды и температурой нагрева образцов. Приведенные результаты, несмотря на ограниченное число исследованных образцов, позволяют говорить о принципиальной возможности использовать полученную информацию для оперативной оценки качества хромитовой руды по содержанию в ней хромшпинелидов (оксида хрома).

Приведенные результаты справедливы для руд высокохромистого магнезиального типа. Для других типов руд вследствие их различного генезиса и состава рудообразующих хромшпинелидов, могут быть получены другие зависимости.

Литература

1. Пробоподготовка в микроволновых печах. Теория и практика / Сборник статей. Редакторы: Г.М. Кингстон, Л.Б. Джесси / пер. с англ. И.В. Кубраковой ; под редакцией Н.М. Кузьмина. М. : Мир. 1991. 336 с.
2. Ванецев А.С., Макшина Е.В., Олейников Н.Н., Третьяков Ю.Д., Романовский Б.В. Микроволновый синтез кобальтитов лантана-стронция и исследование их каталитической активности // ДАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 204-207.
3. Пат. 2102162 (РФ). Способ сортировки штуфов золотосодержащих руд / Канцель А.В., Сельцов Б.М., Голубев Ю.А., Канцель В.В., Мазуркевич С.А., Кучерский Н.И., Толстов Е.А., Мазуркевич А.П., Иноземцев С.Б., Щепетков В.А., 1996.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ОБЩНОСТИ СКАРНОВЫХ И КВАРЦЕВО-СУЛЬФИДНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Хасанов А.Х.

prof_hasanov@mail.ru, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан

В геологическом отношении Зеравшано-Гиссарская горная область представляет Южную окраинную зону Южного Тянь-Шаня – составной части Урало-Сибирской складчатой системы. По этой причине рассматриваемая территория имеет много общего с историей геологического развития, магматизмом и металлогенией упомянутого регионального складчатого пояса. Разнообразные рудные минерализации Южного Тянь-Шаня непосредственно обусловлены с комплексом рудно-метасоматических процессов, последовательность проявления которых в регионе в принципе соответствует схеме академика Д.С. Коржинского (1). Они охватывают достаточно длительное геологическое время, вслед за мощным инверсионным гранитоидным магматизмом в средне-верхнем карбоне (Гиссарский батолит) при широком диапазоне кислотности-щелочности глубинных флюидов. (2, 3).

Золоторудная минерализация, в целом изученная многими исследователями, представлена множеством типов (4, 5, 6, 7 и др.), которых обычно объединяют в скарново-кварц-золоторудную и кварцево-сульфидно-золоторудную формации.

Месторождения скарново-кварц-золоторудной формации связаны с известковыми апомгнезиально-известковыми скарнами (7, 8, 9) экзоконтактных зон малых интрузий и штоков (Чинарсай, Сарымат, Парз, Вору и др.) в периферии упомянутого батолита. Скарнообразование протекает в раннещелочную стадию одновременно с микроклинизацией гранитоидов центральных частей интрузивов и датируется (по абсолютному возрасту микроклина) низами нижней перми. Золоторудный процесс в скарнах является более поздним, наложенным, протекает в заключительной раннекислотной стадии метасоматоза и приурочивается к зонам окварцевания, березитизации, флогопитизации, амфиболизации и т.д. Золото в тонкодисперсном состоянии присутствует в сульфидах и непосредственно в кварце. Состав минералообразующих флюидов от бикарбонатно-сульфатного до хлоридно-бикарбонатного; температурный диапазон минералообразования – 400-75°C (8). Время золоторудного процесса в скарнах дискуссионно и может быть датировано по наложению на триас-юрские дайки щелочных базальтоидов (10).

Кварцево-сульфидно-золоторудная формация в Центральном Таджикистане имеет более широкое распространение. Месторождения подобного типа приурочены к серицит-альбит-кварцевым метасоматитам, окварцованным серицит-хлоритовым сланцам, реже окварцованным карбонатным породам, гранитоидам и их жильным дериватам, а в отдельных случаях к породам типа пикритов и камптонитов нижнемезозойского возраста. Продуктивная стадия представлена минеральной ассоциацией, состоящей из кварца, арсенопирита, пирита, других сульфидов, содержащих основное количество тонкодисперсного золота. На одном из подобных месторождений региона в частности указывается: «Максимальные содержания золота – 10.4 г/т отмечены в окварцованных «ягнобских сланцах» (11, с.113). Исследователи крупных месторождений Средней Азии – Мурунтау в Узбекистане – также подчеркивают, что золото здесь концентрируется в пирите, аксенопирите и непосредственно в кварце (12). Подобные мнения имеются и в других региональных монографических исследованиях (4,5,6). Минералообразование, судя по анализам водных вытяжек, протекает в сульфатно-хлоридно-бикарбонатной среде в диапазоне температур 250-110°C (8). О возрасте кварцево-сульфидной золоторудной формации можно судить по их наложению на дайку пикрит-камптонитового состава триас-юрского возраста и по абсолютной геохронологии – 220-228 млн лет подобного типа месторождений (13). Близкие параметры возраста установлены в золоторудных месторождениях Средней Азии (4,12).

Как видно рассмотренные скарново-кварцево-золоторудные и кварцево-сульфидно-золоторудные формации характеризуются сходными геолого-минералогическими, физико-химическими условиями и временным диапазоном формирования. Все это позволяет заключить, что они образованы в результате проявления единого заключительного слабокислотного метасоматоза (3), наложенного на карбонатно-терригенные породы Pz_{1+2} , гранитоиды (C_{2+3}), более ранние метасоматиты (скарны) и щелочные базальтоиды (J). Ведущим жильным минералом, содержащим золото, является кварц, что свидетельствует, как утверждал академик В.И. Вернадский, о совместном выносе из недр золота и кремнезема в виде коллоидных соединений высокой растворимости в водных флюидах. В этой связи представляется примечательной работа (14). В ней, по результатам термобарогеохимических исследований включений в кварцах некоторых золоторудных месторождений, указывается, что в среднетемпературных ($250^{\circ}C$) близонейтральных растворах содержится золото в виде одновалентных комплексов $Au(HS)_2^-$, $AuOHCl^-$, $AuOH$ и электронейтральных частиц (Au^0).

Литература

1. Коржинский Д.С. – Очерк метасоматических процессов. // В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». – Изд. АН СССР, 1955.
2. Хасанов А.Х. – Общая последовательность и длительность формирования магматических и рудно-метасоматических формаций Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань). – ДАН СССР, 1975, т.223, № 3, с.699-702.
3. Хасанов А.Х. – Генезис и возрастные соотношения кислотных метасоматитов и золоторудных формаций Гиссаро-Алая (Центральный Таджикистан). – ДАН СССР, 1982, т.262, № 3, с.686-688.
4. Хамрабаев И.Х. (гл. ред.) и др. – Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. – Изд. «Фан», Ташкент, 1961, 396 с.
5. Рундквист Д.В. (ред.), Кунаев И.В. и др. – Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. – Изд. «Недра», Ленингр. отд., 1986, 751 с.
6. Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Гусев А.И. и др. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. – Изд. Томского политех. ун-та, 2013, 458 с.
7. Литвиненко К.И., Хасанов А.Х. – Металлогенические особенности золоторудных и метасоматических формаций Южного Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). // Сб. «Металлогения Тянь-Шаня» (тезисы докладов). – Фрунзе, 1987, с.194-197.
8. Морозов С.А. – Генетические особенности золоторудных месторождений Центрального Таджикистана. – Изв. АН Тадж. ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 1, 1976, с.59-66.
9. Блохина Н.А. – Минералогия, геохимия и условия образования золотосульфидных месторождений в формации магнезиальных скарнов (Центральный Таджикистан). – Душанбе, Изд. «Дониш», 1984, 254 с.
10. Хасанов А.Х., Мамадвафоев М.М., Ефименко В.Н., Кузнецов Н.Н., Садков Н.И. – Новые данные о геологии и возрасте кварц-золоторудного проявления Гиссарского хребта. – Изв. АН Тадж. ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 4, 1978, с.105-110.
11. Мамадвафоев М.М. – Геология и перспективы золотоносности месторождения Пиндар (Центральный Таджикистан). // В сб.: «Современные проблемы геологических и сейсмологических исследований Таджикистана. – Душанбе, «Недра», 2013, с.108-118.
12. Бендин Н.П. – К минералогии золота месторождения Мурунтау. // В сб.: «Геология, минералогия и геохимия Узбекистана». – Ташкент, 1972.
13. Агеева А.И., Сгибнев В.И., Клименко Г.В. и др. – Изотопная геохронология Чоринского рудного поля. – Докл. АН Тадж. ССР, 1988, т.31, № 9.
14. Баранова Н.Н., Рыженко Б.Н., Дарьина Т.Г. – О содержании и формах нахождения золота и серебра в растворах включений в кварцах некоторых золоторудных месторождений. // В сб.: «Термобарогеохимия в геологии». – Владивосток, 1978, с.197-198.

МИНЕРАЛЫ СИСТЕМЫ Pb-As-Sb-S В РУДАХ БЕРЕЗИТОВОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Вах А.С., Авченко О.В., Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Карабцов А.А.

vakh@fegi.ru, Дальневосточный федеральный университет (ДВФУ), г. Владивосток, Россия;
Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН (ДВГИ ДВО
РАН), г. Владивосток, Россия; Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский
институт Дальневосточного отделения РАН (СВКНИИ ДВО РАН), Россия

На основе детальных исследований методом микрорентгеноспектрального анализа рассмотрены основные особенности состава сульфосольной минерализация в рудах Березитового месторождения, расположенного в пределах восточного окончания Селенгино-Станового террейна. Месторождение представлено двумя сопряженными крутопадающими воронкообразными флюидно-эксплозивными телами, локализованными в массиве палеозойских гранитоидов, которые сложены рудоносными метасоматитами турмалин-гранат-кварц-мусковитового состава [4]. На месторождении отчетливо выделяется два типа руд, существенно различающихся по геологической позиции, условиям залегания, минералогическому составу и степени золотоносности. Первый тип – ранние полиметаллические руды, которые слагают основную часть промышленного рудного тела, локализованы в метасоматитах в виде сложного штокверка. Минеральный состав их прост. Главные минералы – пирит, пирротин, галенит I, железистый сфалерит, магнетит. Второй тип, более поздний, представлен золотоносными маломощными жильными и прожилково-вкрапленными телами, которые приурочены к секущим основному рудное тело субширотным разрывным нарушениям. Он фиксируется локально в пределах рудно-метасоматических образований месторождения и вмещающих гранитах. По составу выделяются сульфидная, кварц-сульфидная и кварц-гранат-сульфидная ассоциации. Основными рудными минералами прожилково-вкрапленных руд – галенит II (часто с концентрациями Ag и Bi до 1-2 %), пирит, мало-железистый сфалерит, арсенопирит, халькопирит. Для этого типа руд характерно широкое развитие сульфосолей сложного состава и крупных выделений самородного золота.

Установлено, что полиметаллическая минерализация месторождения была сформирована на ранних стадиях рудного процесса и в ходе эволюции претерпевала локальные высокотемпературные преобразования. Процесс локального метаморфизма привел к перекристаллизации ранних парагенезисов метасоматических пород, что доказывается практически совпадающими P–T параметрами (3.9 кбар и 500⁰C), полученными по минеральным равновесиям рудоносных метасоматитов и гранатсодержащих даек метапорфиритов, секущих полиметаллическое оруденение [1]. Поздняя золоторудная минерализация, наложенная на полиметаллическое оруденение, имеет сложную регенированно-гидротермальную природу, формирование которой неразрывно связано с общим процессом высокотемпературного метаморфизма ранних полиметаллических руд

Сульфосольная минерализация второго этапа рудообразования в рудах Березитового месторождения представлена: сурьмяно-мышьяковистыми сульфосолями свинца, меди и серебра; блеклыми рудами смешанного теннантит-тетраэдрит-фрейбергитового составов; висмутовыми сульфосолями свинца, сурьмы и серебра; сульфотеллуридами висмута, свинца и серебра. Наиболее развиты в рудах представители первых двух классов сульфосолей.

Минералы системы Pb-As-Sb-S распространены в прожилковых и полиметаллических рудах, локализованных только в пределах рудоносных метасоматитов. Они представлены 4 сериями: иордонитовой, сарторитовой, менегинитовой и буланжеритовой. Наиболее распространены минералы иорданитовой серии, которые в рудах кварц-сульфидных ассоциации образуют иногда крупнокристаллические самостоятельные выделения. Порядок кристаллизации сульфосолей свинца в рудах месторождения отражается рядом сульфоарсени-ты свинца – галенит II – сульфоантимониты свинца.

Минералы иорданитовой и сарторитовой серии характеризуются прерывисто-непрерывным изменением состава в пределах одной минеральной ассоциации (и даже в пределах одного образца), при однородном составе отдельных зерен, что и определяет специфику проявления сульфосолевой минерализации в рудах данного месторождения. Состав минералов иорданитовой серии изменяется от иорданита (10.5 % мас. As) до геокронита (As – 4.02 и Sb – 8.96 % мас.). Близкие особенности изменения состава изоморфного ряда иорданит–шульцит описаны в литературе для золото-кварц-сульфидных руд месторождения Дарасун Восточного Забайкалья [3].

Сарторитовая серия представлена, по данным кристаллохимического расчета, предположительно дюфренуазитом, с значительным интервалом колебаний в его составе концентраций Pb и As (Pb от 51.29 до 66.32 % мас.; As – от 21.22 до 11.47 % мас.).

Сульфоантимониты свинца (буланжерит и менегенит), развитые преимущественно в составе сульфидной и кварц-гранат-сульфидной ассоциаций, более стехеометричны по составу. Характерной особенностью минералов менегенитовой серии является наличие в рудах сульфидной ассоциации Vi-содержащего менегинита [3], который формируется в виде структур распада в галените II. Минерал представлен гомогенными по составу зёрнами, содержание Vi в которых изменяется от 4 до 11 % мас., максимально известное для этого минерала в природе.

Впервые в рудах месторождения выявлены минеральные агрегаты промежуточного состава бурнонит-зелигманнитового ряда, с широкой областью изоморфизма между As и Sb, образованные в виде реакционных оторочек на контакте минералов иорданит-геокронитового ряда с галенитом II.

Широкая область нестехеометричности состава сульфосолей вероятней всего является характерной чертой руд сложного регенерированно-гидротермального генезиса. Она определяется двойственной природой формирования заключительной золото-сульфосолевой минерализации, которая протекала в относительно высокотемпературных условиях, в крайне неравновесной сульфидной системе, при частичной селективной мобилизацией ряда рудных элементов из ранее сформированных полиметаллических руд.

Выявленное широкое развитие в золотоносных рудах Березитового месторождения сложных сурьмяных, висмутовых и мышьяковых сульфосолей сближает его с Дарасунским и Кировским месторождениями, локализованными в единой структуре Монголо-Охотского орогенного пояса. Вероятно, в этом проявляется региональная минералогическая специфика мезозойской золоторудной минерализации в участках максимального пережима структур Монголо-Охотского пояса, сформированных в условиях глубинного трансформного сдвига двух крупных континентальных блоков – Сибирского и Северо-Китайского.

Исследования выполнены при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№ 15-05-00809), а также грантов ДВО № 15-I-2-0030, № 15-I-2-072 и № 15-I-2-073.

Литература

1. Авченко О.В., Вах А.С., Чудненко К. В., Худоложкин В. О. Генезис гранатсодержащих пород Березитового месторождения (Верхнее Приамурье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 1. С. 19-40.
2. Балицкая О.В., Вах А.С., Сивцов А.В., Мозгова Н.Н. Ультрамикросрастания сульфосолей системы Pb-Cu-Sb-Bi-S // Минерал. Журнал. 1987. № 3. С. 35-45.
3. Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Спиридонов Э.М. Первая находка минералов ряда иорданит-геокронит-шульцит на одном месторождении (Дарасун, Восточное Забайкалье) ДАН. 2011. Т. 438. С. 635-638
4. Вах А.С., Степанов В.А., Авченко О.В. Березитовое золото-полиметаллическое месторождение: геологическое строение и состав руд // Руды и металлы. 2008. № 6. С. 44–55.

ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТНОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕФАМЕНСКИХ СЛАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Махнач А.А., Стрельцова Г.Д., Мурашко О.В.

amahnach@geology.org.by, gstrel@geology.org.by, Научно-производственный центр по геологии Минприроды Республики Беларусь, Минск, Беларусь

Известно, что изучение стабильных изотопов углерода и кислорода может дать многое для понимания условий формирования углеродистых отложений. Именно с этих позиций рассмотрены распределение изотопов углерода и кислорода в карбонатном веществе горючих сланцев и ассоциирующих пород полесского надгоризонта (верхний фамен) Припятского прогиба и поведение этих изотопов в ходе седименто- и литогенеза сланценосных отложений. Кроме того, представляло несомненный интерес еще на одном объекте проанализировать влияние (не всегда однозначное) органического вещества (ОВ) на изотопный состав углерода и кислорода карбонатного материала.

Отложения полесского надгоризонта, входящие в состав надсолевого структурно-вещественного комплекса и содержащие в западной половине территории Припятского прогиба до четырех сланцевых горизонтов, вместе с вышележащими нижнетурнейскими образованиями объединяются в сланценосную формацию (Ажгиревич, 1982). В северной части Припятского прогиба отложения полесского надгоризонта представлены глинисто-мергельной толщей с прослоями доломитов, известняков и горючих сланцев; для пород характерна примесь преобразованного пеплового материала. В южной части прогиба значительна доля крупнозернистого терригенного материала и присутствуют пласты песчаников. Мощность полесского надгоризонта изменяется от нескольких десятков метров до 300–450 м и более, глубина залегания – 50–600 м. Полесские отложения залегают на породах стрешинского горизонта, верхняя часть которого является продуктом подземного выщелачивания отложений верхней солевой формации, а перекрываются образованиями разного возраста – от каменноугольных до кайнозойских.

Породы в нижней части полесского надгоризонта (старобинский горизонт) характеризуются преимущественно доломитовой карбонатностью, в верхней (ствижский и боровской горизонты) – известковой. В минеральной основе пород сланцевых горизонтов глинистая и карбонатная компоненты присутствуют в разных сочетаниях: от глин карбонатных до мергелей, реже глинистых известняков. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда и монтмориллонит, а в южной части прогиба, кроме того, отмечается небольшая примесь каолинита. Карбонатный материал пелитоморфный или тонкокристаллический, иногда представлен водорослевыми образованиями. Содержание ОВ, представленного в основном колло- и сорбоколлоальгинитом, неравномерное, местами достигает 20 %. Вторичные изменения представлены доломитизацией, кальцитобразованием, окремнением, барит-целестиновой и сульфидной минерализацией. Постдиагенетический кальцит встречается в виде заполнителя трещин, цемента в прослоях песчаников и как продукт перекристаллизации в прослоях известняков.

Полагают (Ажгиревич, 1982), что сланценосные отложения накапливались в аридных или семиаридных условиях в мелководноморском бассейне сначала повышенной, а затем нормальной и пониженной солености. Выполненный анализ поведения изотопов углерода и кислорода позволяет детализировать картину формирования этих отложений.

1. В разрезе верхнефаменских отложений сланценосной формации Припятского прогиба отчетливо прослеживается синхронность увеличения содержаний $C_{орг}$ и глинистости пород. Это связано с тем, что в отрезки времени, отвечающие пластам и прослоям керогенсодержащих пород, осуществлялось усиленное поступление с суши в морской бассейн не только глинистого материала, но и питательных веществ, вызывавших эвтрофикацию морского бассейна, сопровождавшуюся вспышками жизнедеятельности планктона.

2. Значения $\delta^{13}C$ карбонатного вещества (в среднем -1.6 ‰) в породах, богатых органическим веществом ($C_{орг}$ 5–18.2 %), существенно выше (-7.3 ‰), чем в породах, где его мало

($C_{\text{орг}}$ 0.48–5 %). Экскурсы увеличения концентраций $C_{\text{орг}}$ в керогенсодержащих интервалах разреза сланценосной формации непременно сопровождаются экскурсами повышения значений $\delta^{13}\text{C}$. Изотопный состав карбонатного углерода в керогенсодержащих и ассоциирующих породах является интегральным отражением резко различных изотопных составов углерода карбонатных минералов нескольких генераций, неразличимых визуально. Карбонатный углерод керогенсодержащих пород приобрел изотопный состав, близкий к стандартному для современных морских карбонатов, в результате добавки в осадок диагенетического карбонатного материала, образованного с участием очень тяжелой по изотопному составу углерода CO_2 , находившейся в равновесии с CH_4 в зоне микробиальной метаногенерации. Эта добавка практически «нейтрализовала» низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ диагенетических карбонатных минералов, которые, в свою очередь, несомненно, были добавлены на предыдущем этапе сульфатредукции в исходный планктоногенный осадок с близнулевыми значениями $\delta^{13}\text{C}$. Легкий и умеренно легкий изотопный состав карбонатного углерода пород, бедных органическим веществом, обусловлен, главным образом, добавкой в исходный осадок карбонатных новообразований, сформированных под влиянием CO_2 с чрезвычайно легким изотопным составом углерода в результате анаэробного окисления метана. Последний мигрировал в пласты осадков с низкой концентрацией ОВ из соседних пластов, богатых органическим углеродом, по механизму концентрационной диффузии.

Два образца горючих сланцев из южной части Припятского прогиба содержат очень легкий карбонатный углерод (-10.5 и -11.8 ‰), что обусловлено поступлением почвенной CO_2 с речными водами и временными водными потоками в морской седиментационный бассейн с Украинского щита.

3. Изотопный состав карбонатного кислорода в верхнефаменских сланценосных отложениях Припятского прогиба устойчиво легкий и в среднем одинаковый (25.7 – 25.8 ‰) в породах, богатых и бедных органическим веществом. В нижней части ствижского и в верхней части старобинского горизонтов установлены значения $\delta^{18}\text{O}$ (30.3 и 29.0 ‰ соответственно), характерные для современных морских карбонатов. Причиной облегчения изотопного состава карбонатного кислорода является мобилизация в новообразованных карбонатах изотопно-легкого кислорода из сульфатных ионов и ОВ при диагенетической бактериальной сульфатредукции. Баланс легкого сульфатного кислорода постоянно пополнялся в ходе диагенеза за счет диффузионного «насыщения» сульфата из наддонной морской воды. В осадках, богатых органическим веществом, сульфатредукция шла весьма интенсивно, и фракционирование изотопов кислорода между SO_4 и ОВ с одной стороны и новообразующейся CO_2 с другой иногда не успевало произойти достаточно полно. Вялое течение процесса редукции в осадках с низким содержанием $C_{\text{орг}}$ способствовало более сильному разделению изотопов. Отражением этого служит прямая корреляция значений $\delta^{18}\text{O}$ и $C_{\text{орг}}$ в интервале 276.9 – 285.7 м ствижского горизонта.

4. Постдиагенетические преобразования пород сланценосной формации носили локальный характер по литологическим окнам и трещинам и не затронули основной массы слабопроницаемых карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных пород. Эти преобразования, вероятно, обусловлены инфильтрацией содержащих почвенную CO_2 метеогенных вод, с участием которых происходили выпадение средне-крупнозернистого кальцита в пористых обломочных породах, бедных органическим веществом, и трещинах карбонатно-глинистых пород, а также перекристаллизация известняков. Свидетельством такого механизма постдиагенетических изменений служит весьма легкий изотопный состав и углерода (-10.9 ... -8.0 ‰), и кислорода (19.4 – 21.3 ‰) карбонатного материала единичных образцов. Данные процессы могли протекать во время перерыва в седиментации, который наступил после накопления сланценосных отложений и на многих участках западной половины Припятского прогиба продолжался в течение карбона, перми, триаса и ранней юры.

Литература

1. Ажгиревич, Л.Ф. Сланценосная формация верхнего палеозоя Белоруссии / Л.Ф. Ажгиревич. – Минск : Наука и техника, 1982. – 210 с.

ВОДНО-ХЛОРИДНЫЕ ФЛЮИДЫ В ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОМ МЕТАСОМАТОЗЕ ОСНОВНЫХ ПОРОД (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Ходоревская Л.И., Варламов Д.А.

khodorevskaya@mail.ru, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук,
г. Черноголовка, Россия

В высокотемпературных метаморфических комплексах, особенно в докембрийских щитах, часто наблюдается гранитизация или чарнокитизация, выраженная в направленном преобразовании вмещающих пород от практически неизменных до гранитоидов. Подобные процессы происходят при участии высоко концентрированных NaCl–KCl флюидов, которые, фильтруясь через породы, привносят одни компоненты, активно растворяют и выносят другие. К настоящему времени накоплены значительные экспериментальные данные по механизмам растворения породообразующих минералов, таких, как кварц, альбит, гроссуляр, волластонит [1 и библиография в статье]. Информации о взаимодействии темноцветных породообразующих минералов с солевыми растворами гораздо меньше. Взаимодействие амфибола с солевыми растворами NaCl или экспериментально не исследовано, хотя полевые наблюдения показывают, что изменения в составе этого минерала связаны с воздействием на него солевых флюидов.

В работе представлены результаты изучения взаимодействия амфибола (Hbl), состав которого близок к среднему составу метабазитов, с растворами NaCl и NaCl+KCl. Эксперименты проводились при 750-900°C и давлении 500 и 700 МПа на установке высокого давления с внутренним нагревом по закалочной методике. Исходным материалом служил чермакит из метасоматической жилы о-ва Кий (Белое море). Состав амфибола: SiO₂ – 44.05, TiO₂ – 1.09, Al₂O₃ – 15.75, FeO – 12.47, MnO – 0.05, MgO – 11.34, CaO – 11.91, Na₂O – 1.61, K₂O – 0.60, H₂O – потери при прокаливании – 1.11, сумма – 99.98 масс. %.

Система H₂O–NaCl–амфибол, 900°C, P=500 МПа.

В результате взаимодействия Hbl с растворами NaCl, где $X_{\text{NaCl}} = 0 - 0.5$, было установлено, что амфибол остается стабильным во всем интервале солёности флюида. В существенно водных растворах ($X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.9$) наряду с образованием мелких, хорошо ограненных кристаллов высокожелезистой шпинели появляется незначительное количество магнезиального клинопироксена. При более высоких концентрациях соли (уменьшение $X_{\text{H}_2\text{O}}$) клинопироксен исчезает, наряду со шпинелью формируются сильно железистые амфиболы, ферропаргаситы и феррогастингситы. Хлор, как в магнезиальный, так и в железистый амфибол почти не входит (менее 0.2 мас.%). При $X_{\text{H}_2\text{O}} < 0.7$ наряду с амфиболом появляются крупные, до 2 мм призмы металлического цвета хлорсодержащей магнезиальной слюды, идентичной флогопиту, в которой, практически полностью, калий замещается натрием.

Во всех опытах наряду с минеральными реакциями наблюдается инконгруэнтное плавление амфибола. В состав расплава входит 50 мас.% SiO₂ и 23-25 мас.% Al₂O₃, т.е., образуется расплав кварц и корунд нормативного состава, и только введение в систему флюидной фазы с $X_{\text{NaCl}} > 0.5$ определяет образование нефелин нормативных расплавов.

Таким образом, эксперименты показали, что существенное содержание NaCl во флюиде будет приводить к амфиболизации породы с образованием паргаситов, ферропаргаситов, феррогастингситов и выплавлению расплавов плагиогранитного состава. Алюминий не является инертным компонентом в присутствии флюидов H₂O–NaCl, обладает высокой мобильностью. В отличие от алюминия и кремния, Fe и Mg почти не выносятся флюидами, в составе которых отмечаются высокие X_{NaCl} . Подобный вывод следует и из работы [2]. Это следует учитывать при изучении процессов гранитизации и чарнокитизации, происходящих с участием высоких концентраций солей [3, 4]. Действительно привнос щелочей, кремнезема и глинозема могут обеспечить флюиды с высокой солёностью,

однако сопутствующий вынос из вмещающих пород Fe, Ca и особенно Mg вряд ли можно связывать с высоко концентрированными NaCl флюидами. Для сопутствующего выноса оснований необходимо радикальное изменение состава флюидной фазы (например, флюиды с высокой солевой составляющей должны сменяться высоко кислотными).

Система H₂O-KCl-амфибол, 750°C, P=750 МПа.

Если в системе амфибол-NaCl-H₂O основным минералом оставался амфибол, то уже небольшие добавки калия (KCl) в состав исходных растворов приводят к существенному изменению минеральных ассоциаций после опытов. Прежде всего клинопироксен становится устойчивым во всем интервале солёности растворов. По составу это высокомагнезиальный авгит с содержанием жадеитового минала, достигающим 15 мас.%. Аналогичным образом наличие KCl в системе приводит к появлению биотита с магнезиальностью ≈ 0.7 , без хлора. При низких отношениях K/(K+Na) в исходном флюиде = 0.1–0.3 наблюдается небольшое изоморфное замещение K \rightarrow Na в биотите, при более высоких соотношениях K/Na в растворах биотит практически не содержит натрия. Иногда по краям биотита формируется кайма лепидомелана. Плаггиоклаз и калиевый полевой шпат отмечены практически во всех опытах. При высоком содержании калия в исходном растворе K/(K+Na) > 0.5 амфибол практически исчезает, стабильны клинопироксен, биотит и гранат. По составу гранат приближается к андрадиту, т.е., не является характерным для метабазитов.

Плавление при данных параметрах наблюдается в опытах при X_{H₂O} $\approx 0.6 - 0.7$, что отвечает данным [5]. Появляющийся расплав представлен маленькими сферическими шариками. По составу расплав оливин нормативный с преобладанием калишпатовой составляющей, количество которой определяется соотношением K/(K+Na) в исходном флюиде.

В большинстве опытов исходный амфибол (паргасит) не меняет свою железистость, в нет нет хлора, однако отношение K/(K+Na) в амфиболах прямо коррелируется с соответствующим отношением во флюиде. Показано, что отношения K/(K+Na) < 0.3, характерные для амфиболов из основных гранулитов и метасоматических горнблендитов, возникают при отношениях K/(K+Na) < 0.3 в сосуществующем флюиде. Преобразования пород, проходящие при процессах чарнокитизации, происходят при несколько более высоких K/(K+Na) = 0.25–0.40 во флюиде. Таким образом, амфибол является чувствительным индикатором к соотношению K/(K+Na) в составе флюидной фазы.

Грант РФФИ № 14-05-00272 А

Литература

1. Newton R.C., Manning C.E. Role of saline fluids in deep-crustal and upper-mantle metasomatism: insights from experimental studies // *Geofluids*. 2010. V. 10. P. 58–72.
2. Budanov S.V., Shmulovich K.I. Experimental measurement of diopside solubility in H₂O-NaCl fluids at 650°C and 2 – 7.5 kbar // *Geochim. Int.* 2000. V.30. № 2. P. 237.
3. Кориковский С.П., Ходоревская Л.И. Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагаббро-норитов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандакшского залива, о. Горелый) // *Петрология*. 2006. № 4. С. 453-481.
4. Кориковский С.П., Аранович Л.Я. Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей губы): I. *Петрология и термобарометрия* // *Петрология*. 2010. № 4. С. 340-368.
5. Aranovich L. Y. and Newton R. C. H₂O activity in concentrated KCl and KCl-NaCl solutions at high temperatures and pressures measured by the brucite-periclase equilibrium // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 127. P. 261–271.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВОЙ ЖИЛЫ МОКРУША (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Утенков В.А., Зайцева М.Н.

vutenk@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Свита жил Мокруша расположена в 4,5 км к западу от Мурзинского гранитного массива. Характерное отличие большей части жил – пологое залегание, большая протяжённость, обилие миароловых пустот с самоцветной минерализацией, включая знаменитые топазы, асимметричность разреза и отсутствие внутреннего кварцевого ядра [4].

Ещё одна особенность геологического положения жилы, помимо пологого залегания, состоит в тесной ассоциации со своеобразными гранитами (так называемыми гранит-пегматитами [4]), которые не входят в состав Мурзинского массива, а вместе с пегматитами удалены от него. Граниты (гранит-пегматиты), развитые преимущественно в лежащем боку жилы, имеют мощность несколько м. От гранитов ватихского комплекса (западной части Мурзинского массива) эти граниты отличаются рядом признаков. Они содержат больше кварца, имеют массивную, а не гнейсовидную, текстуру и крупнокристаллическое строение, но без фенокристаллов калиевого полевого шпата. В них постоянно присутствует гранат. Характерный мечевидный биотит содержит много железа (аннит – сидерофиллит [4]). Количество биотита меняется в пределах 1-4 %, граната – 0,5-1 %, калиевого полевого шпата – 25-30 %, плагиоклаза – 35-40 %, кварца – 30-35 %. Высокое содержание кварца – характерная особенность гранитов, контактирующих с пегматитовыми жилами.

Другие особенности гранитов касаются состава полевых шпатов и взаимоотношений минералов. Плагиоклаз равномерно раскислен до № ~10. Признаком его более высокой первичной основности служат скопления мелкого серицита в центре кристаллов и слабая теневая зональность. Калиевый (калиево-натриевый) полевой шпат (КПШ, К-Na ПШ) часто обнаруживает простое двойникование (ортоклаз), содержит тонкие пертиты распада и ленточные пертиты – вытянутые, когерентно встроенные, альбитизированные реликты плагиоклаза. Кроме того, в КПШ часто видна структура распада с гематитом.

Внутриполевошпатовые изменения гранита контрастируют с отсутствием межполевошпатовых и вообще межзерновых реакций. Вместо них часто наблюдаются включения плагиоклаза или КПШ внутри кварца с характерными признаками совместного медленного (слоевого) роста. Внутреннее изменение состава полевых шпатов сведено к минимуму и отражает химический (начальный, высокотемпературный) механизм растворения воды в расплаве [3]. Отсутствие межполевошпатовых реакций отражает общее низкое содержание воды в расплаве. Сухость расплава сохраняется при постоянстве высокой температуры до конца кристаллизации, протекающей без отвода тепла (адиабатическое состояние). Признаки сухости в виде необычно длинных пертитов распада (от края до края зерна) сохраняются до границы с жилой. Осушение расплава (декомпрессия) и образование ультракислых гранитов (гранит-пегматитов) объясняется отделением высокоподвижной фторидно-солевой жидкости состава $(K,Na)_3AlF_6$ с большим содержанием воды [1].

Собственно пегматит (жила) – тыловая зона по отношению к граниту. Пегматит сложен симплектитовыми и микрографическими агрегатами, сменяющими друг друга в последовательности: $Kв + Пл_{12} \rightarrow Kв + K-Na ПШ \rightarrow Kв + КПШ$ (микроклин) [2]. Параллельно синхронизируется, замедляется и становится слоевым рост минералов. Отчётливая стадийность кристаллизации при образовании микропегматитовых структур соответствует понижению температуры (отводу тепла) и накоплению воды в остаточном расплаве вплоть до самой последней стадии, когда возникает кварц-микроклиновая микрографика. Агрессивное замещение минералов гранита парными микроагрегатами предполагает активное участие безкремниевое фторидно-солевого (алюмофторидного) расплава, сосуществующего с остаточным алюмосиликатным расплавом.

Деполимеризация остаточного расплава из-за последовательного накопления воды (с В и F) обеспечивает его сохранение при всё более низких температурах ($\ll 700^\circ\text{C}$), а значит, и условия медленного слоевого роста. В замкнутом пространстве возникает зональность [6] с укрупнением графических структур от краевого мелкографического пегматита к графическому со струйчатыми ихтиоглиптами и грубографическому пегматиту вплоть до блоковой зоны около миароловых пустот в центре жилы. Пустоты возникают в результате усадки при магматической кристаллизации [5]. Список минералов в них насчитывает 79 видов [4], в том числе морионы, бериллы, топазы.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы. Гранит-пегматит с крупнозернистой структурой, содержащий крайне железистый биотит вместе с гранатом – это, по сути, аплит, так как его главная функция состоит в дегазации расплава и адиабатическом разогреве (но не в краевом охлаждении). Фронтальное (снизу вверх) отдавливание остаточного силикатного расплава и опережающего алюмофторидного расплава ведёт к поздней стадийной кристаллизации характерных микроагрегатов. Таким образом, анализ условий кристаллизации полого залегающей жилы Мокруша приводит к парадоксальному выводу: краевой крупнозернистый гранит (гранит-пегматит, как его принято называть) является аплитом, а центральная мелкозернистая зона с доминирующими симплектитами и микрографикой – именно пегматитом в начальной стадии его зарождения.

Сложность магматической последовательности минералообразования усугубляется метасоматическими явлениями, распространяющимися от пегматита на вмещающий гранит. Передовую зону мелкозернистых агрегатов представляет симплектит кварца и кислого плагиоклаза (№ 10), замещающего крупный K–Na ПШ гранита (внешнего аплита). Реакция идёт по типу мирмекитообразования в кислотных условиях и, по существу, представляет осаждение Са. Непосредственно за ней следует развитие своеобразного симплектита, состоящего из железистого биотита и преобладающего кварца (по K–Na ПШ или ПЛ₁₀). Это реакция осаждения Fe. После них развивается кварц-мусковитовый агрегат, представляющий стадию кислотного выщелачивания. К этой же стадии относится образование кварц-турмалинового (с шерлом) симплектита.

Главный фактор, определяющий своеобразие жилы Мокруша, – начальная адиабатическая кристаллизация в пологой трещине, протекающая при дегазации и разогреве. Из-за длительного отсутствия теплоотвода вместо мелкозернистого аплита формируется крупнозернистый гранит-пегматит с мечевидным железистым биотитом. Фтор изменяет состав расплава, увеличивая в нём содержание SiO₂ и, соответственно, долю кварца, сопутствующего всем минералам гранит-пегматита. Остаточный расплав вместе с фторидной (с Al, Na, K) жидкостью концентрируется в полостях усадки, агрессивно взаимодействуя с гранит-пегматитом (аплитом). Результатом инконгруэнтного замещения является сохранение крупного мечевидного биотита в качестве реликтов внутри мелкографического пегматита.

Литература

1. Граменицкий А.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). – М. : ГЕОС, 2005. – 186 с.
2. Зайцева М.Н. Условия образования графических структур пегматитовой жилы Мокруша (Средний Урал) // VII Междунар. науч. конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Молодые – наукам о Земле» : тез. докл. – М., 2014. – С. 56–58.
3. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. – М. : Наука, 1984. – 160 с.
4. Попов В.А., Попова В.И. Копь Мокруша: очерк истории освоения и минералогия. – Миасс : РАН УРО, Ин-т минералогии, 1999. – 71 с.
5. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. – М. : Наука, 1974. – 156 с.
6. Смертенко В.М., Корендяев Г.А., Канторович В.И., Ворожев Е.С. Геологическое строение месторождения самоцветов Мокруша на Среднем Урале // Драгоценные и цветные камни. – М. : Наука, 1980. – С. 117–135.

ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНИТА В СЛЮДИТАХ МАЛЫШЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗУМРУДОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Джораев М.А.

Научный руководитель к.г.-м.н. В.А. Утенков

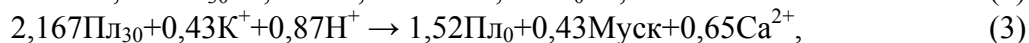
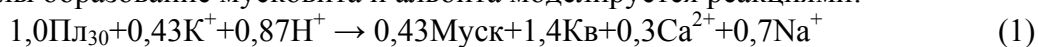
vutenk@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Известно, что слюдиты возникают на стадии внедрения в серпентиниты гранитного расплава, обогащённого летучими компонентами, в том числе фтором. Часто магматическая кристаллизация заканчивается образованием кварц-плагиоклазовых пород без калиевого полевого шпата. Возможно, это связано с отделением щёлочно-фторидно-солевого расплава [1] с калием. Под его воздействием вмещающие серпентиниты превращаются во флогопитовые породы. В рассматриваемом случае гранитная жила (мощность 7 см) полностью превращена в альбитит. По краям жилы развивается поздний мусковит. Особенно много крупного гребёчатого мусковита на границе жилы с полостью. Здесь он вполне сбалансирован с уступающим ему по объёму альбитом.

В центре жилы альбитита мусковит редок, а там, где он есть, он активно замещает альбит. В отсутствие мусковита в крупнозернистом альбитите появляются участки грануляции, где в агрегатах мелкозернистого альбита находятся пойкилобласты флюорита.

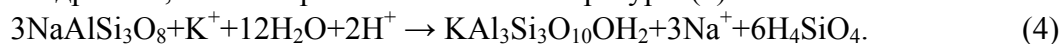
На контакте с флогопитовой породой метасоматические реакции развиваются наиболее интенсивно, причём в обе стороны. В альбитите распространено большое количество мусковита вместе с бериллом, флюоритом, апатитом и уранмикрولитом [4]. Флюорит в форме пельчатого агрегата чётко маркирует границу с флогопитовой породой и активно распространяется среди флогопита в сопровождении кианита. Изменения в жиле и боковых породах имеют сходную направленность. Сначала рассмотрим реакции в граните.

Внутри жилы образование мусковита и альбита моделируется реакциями:



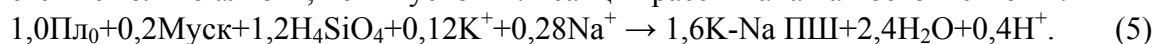
где Пл₃₀ – плагиоклаз с 30% анортита, Кв – кварц, Муск – мусковит. Реакции протекают в кислотных условиях (протон слева) с выносом Са, который связывается в мелком апатите. Реакции (1) и (2) сбалансированы по кварцу, чтобы в сводной реакции (3) возник суммарный парагенезис без кварца. Но при этом не возникает баланс по объёму. Отрицательный объёмный эффект реакций (1) и (3) составляет соответственно –6,7 и –4,7 см³/моль и превышает положительный объёмный эффект реакции (2) (+2,7 см³/моль). Из-за уменьшения объёма в альбитите иногда возникают мелкие пустотки и происходит разрастание альбита.

Равновесие альбита и мусковита (3) нарушается при дальнейшем увеличении кислотности в реакции гидролиза, то есть при понижении температуры (4):



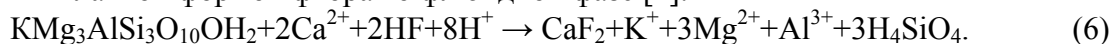
Мусковитизация альбита идёт с выносом кремнезёма (десиликация), что указывает на диффузионный тип процесса [3]. Объёмные эффекты реакции (4) отрицательный и, значительный ($\Delta V = -160$ см³/моль). Уменьшения объёма твёрдых фаз компенсируется разрастанием мусковита и заполнением пространства обильным флюоритом. Возникают и мусковит-флюоритовые симплектиты.

В зоне, где крупный альбит замещается мусковитом (4), появляется более поздний, чем мусковит, анортоклаз (К–Na ПШ) с альбитовой матрицей и тонкими антипертитами распада (~20%). Анортоклаз не сдвойникован в отличие от реликтов альбита. В анортоклазе растворяется не только альбит, но и мусковит. Реакция рассчитана на постоянство Al:



Эта финальная реакция в зоне гранита идёт уже с увеличением объёма ($\Delta V = +34,1$ см³/моль) и имеет щелочную направленность, противоположные реакциям (1)–(4). Дегидратация вместе с образованием К–Na ПШ указывают на разогрев (отсутствие отвода тепла).

Боковая порода (флогопитовый слюдит) отделена от полевошпатовой (альбитовой) породы узкой флюоритовой полоской. Флюорит распространяется внутри флогопитовой породы с гораздо большей интенсивностью, чем в альбитит. Замещение флогопита флюоритом с выносом всех компонентов флогопита происходит в метасоматической кислотной реакции с HF – главной формой фтора во флюидной фазе [2]:



Уменьшение объёма ($\Delta V = -125,1 \text{ см}^3/\text{моль}$) приводит к частичному переотложению флогопита в форме мелких симплектитоподобных включений во флюорите.

Чуть дальше от контакта с альбититом (~1,5 см) внутри флогопитовой массы появляются гнёзда и кристаллы кианита. Реакция образования кианита по флогопиту:



Здесь также происходит уменьшение объёма ($\Delta V = -127,6 \text{ см}^3/\text{моль}$). В обеих реакциях (6 и 7) оно компенсируется отложением вполне подвижного минерала-компонента (флюорита), сложенного двумя вполне подвижными компонентами – Ca и F или Ca и P (апатит). Признаки локального протекания реакций с частичным переотложением алюминия и изменения pH растворов отражают диффузионный характер процесса.

Инфильтрация кислотных растворов вдоль контакта гранита и слюдитов сменяется диффузионными реакциями в стороны от контакта. Сравнивая метасоматические изменения в граните и в слюдите, можно видеть их более интенсивное проявление именно в слюдитовых зонах. Если в альбититах (апогранитах) прослеживается изменение кислотных растворов вплоть до щелочных в связи с исчерпанием их кислотных свойств, то в зоне слюдитов есть только начальная тенденция уменьшения кислотности. Признаком диффузии в граните является последовательное исчезновение одного минерала [3], сначала кварца, затем – альбита. В слюдите растворение флогопита сначала идёт полностью, а затем с появлением кианита. Также признаком преобладающей диффузии является прогрессивная десиликация [3]. Вынос Mg и Si на периферию жил и слюдитов подтверждается наличием зон оталькования вмещающих серпентинитов.

В слюдитовых зонах изредка встречается примесь реликтового магнетита. Его гнёзда размером до 1,5 мм разбиты трещинами, заполненными флогопитом. Предположительно магнетит относится к ранней (серпентинитовой) стадии минералообразования, когда химическая обстановка была нейтральной.

Также в слюдитовых зонах встречается примесь уранмикролита в сростаниях со сфеном. Размеры этих агрегатов составляют 0,1-0,3 мм. Причём сфен всегда располагается вокруг или на периферии уранмикролита. Оба имеют бурую окраску. Но в сравнении с анизотропным сфеном уранмикролит изотропен. Очень характерно наличие широких контрастных ореолов побурения флогопита вокруг микролита, являющихся следствием радиоактивного облучения флогопита. Зональное распределение этих минералов позволяет предполагать, что раннее образование уранмикролита соответствует кислотным условиям разложения флогопита, а образование позднего сфена – щелочным.

Исследование показывает, что источником кислотных метасоматитов является отделяющийся от расплава фторидный флюид. Его инфильтрация вдоль контакта гранитной жилы и слюдита оказывает на них асимметричное влияние. Диффузионные эффекты в слюдите намного объёмнее, но менее контрастны, чем в граните.

Литература

1. Граменицкий А.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). – М.: ГЕОС, 2005. – 186 с.
2. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. – М.: Наука, 1981. 126 с.
3. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – М.: Наука, 1982. – 103 с.
4. Попов М.П. О находке уранмикролита на Квартальном месторождении (Средний Урал) / М.П. Попов, В.А. Муфтахов // Мат-лы Уральской летней минералогической школы 2003. – Екатеринбург, 2004. – С. 74-76.

МИНЕРАЛОГИЯ И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШОХКАДАМБУЛАК (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН, ЗАПАДНЫЙ КАРАМАЗАР)

Сафаралиев Н.С.

chokadambulak@mail.ru, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан

Шохкадамбулакское рудное поле расположено в западной части Кармазара. Западный Кармазар составляет юго-западную оконечность Кураминского хребта и гор Моголтау. Он представляет собой часть одного из наиболее сложных по геологическому строению и важных горнорудных районов Средней Азии. Контактново-метасоматические железорудные месторождения Шохкадамбулакского рудного поля располагаются на контактах гранодиоритов с карбонатными породами D_3-C_1 возраста [1].

На контакте гранодиоритов с известняками D_3-C_1 образованы мощные скарновые тела эпидот-амфибол-пироксен-гранатового состава. На месторождении отмечаются как биметасоматические, так и инфильтрационные скарны. Последние играют важную роль в распределении магнетитового и полиметаллического оруденения. С ними связаны, в основном, все магнетитовые тела. Биметасоматические скарны образованы на контакте известняков с гранодиоритами, образуя маломощную оторочку вдоль контакта. Инфильтрационные скарны, слагающие жилообразные тела в зонах тектонических нарушений, часто накладываются на биметасоматические скарны [2].

Кроме магнетитовой минерализации на скарны наложена полиметаллическая минерализация (Наследовский участок). В северной контактовой зоне массива в скарнах встречается кобальтовая минерализация. В экзоконтактных участках массива широко развиты роговики, мраморизованные известняки, брекчированные породы и др. Встречаются также кварцевые, кварц-гематитовые, кварц-сульфидные, кварц-баритовые, кальцитовые и кварц-карбонатные жилы [3, 4]. Размещение скарново-рудных тел связано с блоками-останцами кровли Шохкадамбулакского массива, принадлежащего южному крылу Курусай-Окуртауской антиклинали.

Барит на месторождении Шохкадамбулак обнаружен на Восточном и Центральном участках. На Восточном участке он встречается в скарновых телах, сложенных кварцем, гематитом и магнетитом на гипсометрических высотах 1400 м. Образует барит прожилки мощностью от 0,5 до 6-10 см. При этом в гипсометрически более высоких горизонтах прожилки более мощные и встречаются чаще, чем в нижних частях. На Центральном участке баритовые прожилки, мощность которых не более 3 см, также локализируются в скарновых телах. В баритовых прожилках кроме кварца и кальцита обнаружены выделения галенита. Описываемый барит является более ранней его генерацией. Он встречается в виде мелко-среднезернистых агрегатов белого и серовато-белого цвета. Барит второй генерации совместно с кварцем и кальцитом образует сложные маломощные (2-3 см) прожилки, в которых иногда присутствует и тонкозернистый гематит [1].

Общеизвестно, что флюидные включения имеют уникальные свойства сохранять информацию о составе и условиях образования и эволюции рудно-магматических систем. В этой связи исследования их позволяют реконструировать физико-химические особенности процессов минералообразования, выяснить генетические и прикладные вопросы минерало- и рудообразования. Для определения температур гомогенизации включений минералообразующих растворов использовались двухсторонне-полированные пластинки, реже кристаллические выколки.

В барите I обнаружено много включений флюидных растворов. Первичные консерваты ($Жв, Жв \gg Гп$), главным образом, плоские и имеют ограниченную (ромбовидную, прямоугольную, треугольную, топорovidную) форму. По агрегатному состоянию включения двухфазовые газовой-жидкие с соотношением газа к жидкости 1:6-1:10. Размер включений колеблется от 0,01 до 0,05 мм [2].

Вторичные включения (Жв>>Гп) в барите I по форме трубчатые, овальные и неправильные. Имеют такие же размеры, что и первичные включения. Наряду с двухфазовыми, среди вторичных вакуолей присутствуют и однофазовые газовые, являющиеся, вероятно, аномальными. В барите, наряду с включениями минералообразующих флюидов, были найдены вакуоли с законсервированными в них битумоидами как сингенетического, так и вторичного происхождения. По агрегатному состоянию они однофазовые и двухфазовые [5]. Гомогенизация первичных включений в барите I происходит в диапазоне температур 280-195°C, а вторичных – 140-85°C.

Включения в барите II очень мелкие (0,01 мм и менее). Соотношение фаз Г:Ж – 1:12-1:18. Форма их разнообразная – округлая, неправильная, изометричная и в форме негативных кристаллов. Гомогенизация включений в барите II происходит по первому типу в интервале температур 110-80°C [6].

Выполненные многочисленные определения температур гомогенизации флюидных включений в барите I и барите II позволили оценить температурные условия формирования баритовой минерализации Шохкадамбулакского месторождения. Установлено, что баритовая минерализация на месторождении Шохкадамбулак формировалась в диапазоне температур 280-80°C из сульфатных флюидов.

Следует отметить, что на месторождении барит локализуется в верхних его горизонтах. Поэтому проявления прожилковой минерализации барита на участках развития скарнов являются дополнительным критерием перспективности оруденения на глубину. Таким образом, присутствие барита на дневной поверхности свидетельствует о незначительном эрозионном срезе рудной зоны.

Литература

1. Сафаралиев Н.С. Минералого-термобарогеохимические особенности образования железорудного месторождения Шохкадамбулак (Чокадамбулак, Северный Таджикистан) : дис... канд. геолог.-минерал. наук: 25.00.05 / Носир Сайджалолович Сафаралиев. – Душанбе, 2013. – С. 12, 65-66.
2. Сафаралиев, Н.С. Минералого-геохимические особенности образования магнетитовых руд скарно-железорудного месторождения Шохкадамбулак / Н.С. Сафаралиев, А.Р. Файзиев // Проблемы геологии и освоения недр : труды XVII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 150-летию со дня рождения академика В.А. Обручева и 130-летию академика М.А. Усова, основателей Сибирской горно-геологической школы. Т. I; Томский политехнический университет. – Томск : Томский политехнический университет, 2013. – С. 142-143.
3. Каххаров А. О внутриминерализационной диабазовой дайке Чокадамбулакского скарно-магнетитового месторождения // Узбекский геологический журнал, 1958. – № 5. – С. 15–18.
4. Сафонов Ю.Г. Чокадамбулакское рудное поле // Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. – М. : Наука, 1968. – С. 146–149.
5. Файзиев А.Р. Термобарогеохимические параметры становления Шохкадамбулакского скарно-железорудного месторождения (Северный Таджикистан) / А.Р. Файзиев, Н.С. Сафаралиев // Материалы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. – Москва: ИГЕМ РАН, 2012. – С. 84-85.
6. Сафаралиев Н.С. Минералого-термобарогеохимические особенности образования железорудного месторождения Шохкадамбулак (Чокадамбулак, Северный Таджикистан) : автореф. дис. ... канд. геолог.-минерал. наук: 25.00.05/ Носир Сайджалолович Сафаралиев. – Казань, 2013. – С. 17.

СТАДИЙНОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-ШЕЕЛИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТАРОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

Алидодов Б.А., Файзиев Ф.А.

aliba-14@mail.ru; foteh81@mail.ru, Таджикский национальный университет,
Душанбе, Таджикистан

Тарорское рудное поле расположено в приосевой части Северо-Гиссарского антиклинория в пределах пояса скарновых редкометалльных месторождений Центрального Таджикистана. Площадь рудного поля сложена интенсивно дислоцированными осадочно-терригенными отложениями палеозоя, прорванными небольшими массивами гранитоидных пород. Гранитоиды в целом имеют ограниченное распространение. На контакте с гранитоидами осадочно-терригенные породы подвержены скарнированию (волластонитовые и пироксен-гранатовые скарны). Более интенсивные процессы связаны с гидротермальными изменениями пород, выраженными в доломитизации, окварцевании, амфиболизации, карбонатизации, мусковитизации и др.

Гипогенное минералобразование в пределах изученного региона началось еще в домагматическое время. В этот период происходили регионально-метаморфические процессы, приведшие к изменениям и преобразованиям осадочно-терригенных пород нижнего и среднего палеозоя, отвечающим по условиям протекания зеленосланцевой фации. Домагматические метаморфические процессы завершились внедрением в средне-верхнекарбонное время гранитоидных интрузий. Внедрение последних сопровождалось собственными метаморфическими процессами, выразившимися в динамотермальном и метасоматическом изменении вмещающих осадочно-терригенных пород. Широко распространенным изменением этого периода является ороговикование как в контактовых ореолах с гранитоидами, так и вдали от них. В контактной зоне с доломитами происходило образование магнезиальных скарнов. Внедрению гранитоидов предшествовало интенсивное складкообразование, что фиксируется ксенолитами дислоцированных плейчатых сланцев в гранитоидах. Не менее значительные пликативные дислокации имели место одновременно с проявлением магматической деятельности. Об этом свидетельствует синскладчатая кристаллизация минералов роговиков, ленточная слоистость их и т.д.

Для выяснения условий образования минералов и руд в пределах Тарорского рудного района были выполнены термобарогеохимические исследования флюидных включений в минералах, основы которых разработаны и изложены в известных работах [1, 2 и др.]. Микроскопические исследования флюидных включений, характеристика и установление генетических типов включений (первичности-вторичности) производилось на основании общих теоретических разработок и критериев, рассмотренных в работах [1, 3]. Основное внимание при исследованиях было уделено первичным включениям, отражающим условия образования включающего их минерала.

По результатам наших геолого-минералогических и термобарогеохимических исследований весь послемагматический период на изученных месторождениях подразделяется на три стадии: скарновую, кварц-рудную и послерудную кварц-карбонатную.

В начале послемагматического периода под воздействием высокотемпературных флюидов и газогидротерм в контактовых ореолах гранитоидов с карбонатными породами происходило образование известковых скарнов. Температуры процесса по данным гомогенизации газовой-жидких включений в гранате оцениваются интервалом 430-650°C*, давление 0,85 – >1,0 кбар, концентрации растворов 9-15 вес.% и более.

* Температуры здесь и в дальнейшем приведены без учета поправок на давление и концентрацию. Эти величины в соответствии с экспериментальными исследованиями не превышает 65-70°C.

На фоне изменившейся тектонической обстановки, в условиях преимущественного преобладания сжатия, вслед за образованием известковых скарнов, происходило формирование минералов кварц-рудной стадии, обнаруживающей четкую наложенность на минеральные образования скарновой стадии. Причем весьма характерно, что это наложение повсеместно сопровождалось интенсивной переработкой и перекристаллизацией минералов скарновой стадии. Наиболее характерными изменениями являются амфиболизация пироксенов, андрадитизация гранатов, окварцевание и карбонатизация. Температуры образования минералов кварц-рудной стадии по данным гомогенизации газовой-жидких включений в минералах оцениваются интервалом 220-470°C.

В пределах кварц-рудной стадии выделяются две подстадии – ранняя метасоматическая и поздняя сульфидная. Эти подстадии можно именовать как кварц-шеелитовую и кварц-сульфидную. Отложение минералов этих подстадий происходило без существенных перерывов и изменений физико-химической обстановки и, поэтому, отнесение их в ранг стадий, на наш взгляд, является неправомерным.

Минеральные продукты метасоматической и сульфидной подстадии можно рассматривать как парагенетические ассоциации. С ранней-метасоматической подстадией связано отложение шеелитовой и молибденитовой минерализации с небольшим количеством золота. Температуры процесса оценены в 300-470°C, давление – 0,75-1,0 кбар (по углекислотным включениям до 4,6 кбар), концентрации растворов – 8-26 вес.% и более. С поздней – сульфидной подстадий связано отложение промышленной минерализации золота совместно с сульфидами – арсенопиритом, пиритом, халькопиритом и др. Температуры образования минералов этой подстадии по данным гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, сингенетичном с сульфидами и золотом, оцениваются возрастающей кислотности растворов, при формировании ранних метасоматических минеральных ассоциаций с шеелитом и молибденитом, с последующим ее уменьшением и возрастанием щелочности растворов – при отложении главной массы сульфидных минералов с золотом.

Гипогенное минералообразование на изученных месторождениях завершается формированием послерудных кварц-карбонатных, преимущественно жильных и жилообразных тел при температурах 100-270°C, давлениях 0,20-0,75 кбар из гидротермальных растворов с минерализацией менее 7-20 вес.%. Образование их происходило на фоне тектонических подвижек, происходивших в условиях преимущественного преобладания растяжения с четким наложением на ранние минеральные продукты. От минеральных образований указанной стадии следует отличать гипергенные вадозно-гидротермальные кварц-карбонатные и карбонатные (иногда мраморноониксовые) жилы, которые приурочены к линейным, самым молодым (возможно альпийского по возрасту) тектоническим структурам.

Литература

1. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах, М. : Недра, 1972, 376 с.
2. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М. : Недра, 1979, 271 с.
3. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев : Наукова думка, 1982, 240 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФЕЛИНОВЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА

Осипенко В.Ю., Никанорова Ю.Е., Шнюков С.Е., Лазарева И.И.

victoria.osipenko@gmail.com, Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
научно-учебный институт «Институт Геологии», Киев, Украина

Украинский щит (УЩ) является классической областью распространения щелочных пород. На сегодняшний день в его пределах известно более 40 их массивов и проявлений, расположенных в Среднеприднепровском, Приазовском и Днестрово-Бугском мегаблоках [1, 3]. Нефелиновые породы типичных для УЩ массивов традиционно относят к двум разновозрастным формациям [3]: щелочно-ультраосновной (карбонатитовой) с возрастом 2,0 млрд лет (Проскуровский, Антоновский, Черниговский, Городницкая интрузия) и габбро-сиенитовой с возрастом 1,7 млрд лет (Малотерсянский, Октябрьский). Эти массивы размещены в основном на периферии УЩ, приурочены к зонам глубинных разломов большой протяженности, отличаются широким разнообразием пород рамы (гранитоиды, гнейсы, амфиболиты) и рассматриваются в качестве источника Р, Zr, Nb и REE [2].

Нефелиновые породы во всех массивах представлены главным образом нефелиновыми сиенитами (канадитами, фойяитами, мариуполитами), для Проскуровского, Антоновского и Черниговского они дополняются ийолит-мельтейгитами и якупирангитами, а Городницкая интрузия сложена лишь последними. Минеральный состав нефелиновых сиенитов во всех массивах в общих чертах подобен, хотя концентрации минералов варьируют в широких пределах (%): щелочные полевые шпаты (40-80), нефелин (5-50), амфибол, пироксен (эгирин-салит), биотит (5-60), кальцит (2-7), типичные акцессорные – апатит, циркон, ильменит, сфен (для Черниговского и Октябрьского массивов дополнительно – пироклор, ортит и бритоцит, бастнезит, ринкит, соответственно) [3]. Ийолит-мельтейгиты и якупирангиты (%): нефелин (15-65), полевые шпаты (5-40), пироксен (10-70), оливин (5-20), амфибол (2-10), слюды (1-10), типичные акцессорные – апатит, ильменит, магнетит (для Черниговского массива и Городницкой интрузии дополнительно – сфен, монацит, графит, сульфиды [3] и гранат, хромшпинелиды, рутил [5], соответственно).

Несмотря на общую схожесть в минеральном составе, геохимические особенности позволяют выделить породы Проскуровского и Антоновского массивов и Городницкой интрузии в отдельную группу, которая характеризуется, прежде всего, низким содержанием таких несовместимых элементов как Nb (3,5-76 ppm), Zr (19-186 ppm) и LREE (10-140 ppm), сравнительно низкой концентрацией TiO₂, [5]. Имеющиеся данные по изотопии Sr, Nd, С и О [2, 4] свидетельствуют о мантийной природе пород данной группы. Поэтому выявленная аномальная геохимическая специализация пород перечисленных массивов может быть объяснена различной геохимической специализацией источника их вещества.

Литература

1. Дубина О.В., Кривдік С.Г., Лукаш В.В., Безвинний В.П. Антонівський масив лужних порід (Побужжя): формаційна приналежність та деякі петрогенетичні аспекти // Геохімія та рудоутворення. – 2004. – № 22. – С. 60—67.
2. Кривдік С.Г. Лужний магматизм Українського щита: геохімічні та петрогенетичні аспекти. – Минерал. журнал. – 2000. – 22, №2/3. – С. 48-56.
3. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. – К. : Наука. – 1990. – 406 с.
4. Цымбал С.Н., Шумлянський В.Л., Богданова С.В., Биллстрем Ш. Щелочно-ультраосновные породы северо-запада Украинского щита: возраст, изотопия, геохимия. – Материалы международного (стран СНГ) совещания «Щелочной магматизм Земли и его рудоносность». – 2007. – URL: <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2007/74.pdf/>
5. Цымбал С.Н., Щербаков И.Б., Кривдик С.Г., Лабузный В.Ф. Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (Северо-Запад Украинского щита) // Минерал. журнал. – 1997. – 19. – №3. – С. 61-80.

КОРРЕЛЯЦИЯ СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В РУДАХ ПЕРВОЙ И ВТОРОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «МАЙСКОЕ» (ЧУКОТСКИЙ АО) И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ОБОГАЩЕНИЯ

Вилкова С.Э.

vilkova_svetlana92@mail.ru, Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
Санкт-Петербург, Россия

На месторождении «Майское» запасы золота находятся как в сульфидных (первичных), так и в окисленных рудах. Между первичными и окисленными рудами могут находиться руды переходной зоны, в которых также находится золото.

Помимо разделения руды по степени окисленности, первичные сульфидные руды также подразделяются на высокоуглеродистые (I рудная зона) и низкоуглеродистые (II рудная зона). Низкоуглеродистые руды обычно являются более крепкими и при измельчении дают меньше шламов.

Критериями разделения руды на сорта является содержание углерода органического в исходной руде, соотношение серы сульфидной и общей, наличие свободного, гравитационно извлекаемого золота и результаты флотационных тестов. Согласно данным критериям формируются штабеля, от которых отбираются малые технологические пробы для подбора оптимальных параметров ведения процесса. Данные параметры должны обеспечивать получение технологических показателей обогатимости пробы (соотношение выхода концентрата, содержание и извлечения золота), которые удовлетворяют проектным требованиям.

Одним из факторов препятствующих достижению высоких технологических показателей обогащения методом флотации, является высокое содержание органического углерода в рудах первой рудной зоны месторождения «Майское».

Один из возможных способов снижения содержания углерода органического в питании флотации – предварительная углеродная флотация.

Проведена серия экспериментов по углеродной флотации. Цель – собрать во флотационный концентрат максимальное количество углерода при минимально возможном количестве золота.

Исследования проведены на пробах Т-359 (I рудная зона), Б-250-51 (II рудная зона). Проба Т-359 характеризует золото-сульфидный тип рудного тела № 1 горизонта +223, руда представлена серицитолитами дробленными, смятыми, с убогой вкрапленностью сульфидов. Проба Б-250-51 характеризует золото-сульфидный тип рудного тела № 32 горизонта +140, руда представлена дайкой гранит-порфиров и алевролитами дробленными, с убогой вкрапленностью сульфидов. При проведении эксперимента были получены результаты, приведенные в таблице 1.

Таблица 1 – Показатели обогащения пробы Т-359 и Т-250-51 (Опыт № 1, 2)

Продукт	Содержание Au, г/т	S общ, %	S сульф, %	C общ, %	C орг, %	Sb, %	As, %	Fe, %
Тл-1236 к-г	12,6	5,47	4,90	3,56	3,17	0,44	1,01	5,51
Тл-1236 хв	10,73	3,61	3,28	0,72	0,36	0,14	0,07	3,99
Тл-1237 к-г	17,67	6,60	6,08	2,64	2,25	0,51	1,39	6,29
Тл-1237 хв	8,14	3,41	3,09	0,70	0,33	0,10	0,61	3,89
Тл-1238 к-г	6,8	2,77	2,18	3,06	2,56	0,66	0,72	3,35
Тл-1238 хв	9,06	3,82	3,35	0,71	0,34	0,11	0,69	4,18
Тл-1239 к-г	11,07	2,71	1,66	0,24	<0.2	0,29	0,99	3,61
Тл-1239 хв	5,04	1,82	1,40	<0.2	<0.2	0,05	0,64	2,36
Тл-1240 к-г	14,6	3,55	2,47	0,26	<0.2	0,36	1,20	4,22
Тл-1240 хв	4,78	1,72	1,27	<0.2	<0.2	0,04	0,61	2,28

Тл-1241 к-г	22,67	8,23	7,10	0,25	<0.2	0,34	1,46	7,73
Тл-1241 хв	3,66	0,97	0,14	<0.2	<0.2	0,03	0,56	1,78

Так как по результатам экспериментов обнаружена зависимость количества органического углерода и качества получаемого концентрата при обогатительном переделе приняты следующие направления дальнейших исследований:

- изучить минералого-петрографические особенности руд для получения генетической информации о процессах образования и преобразования, а также о процессах связанных с золоторудной минерализацией вмещающих пород;
- изучить форму нахождения органического углерода в исследуемых породах методом рентгенофазового анализа.

На основе полученных результатов запланировано построить онтогеническую модель формирования золоторудной минерализации месторождения и выявить основные формы органического углерода, связанные с определенными этапами образования массивов изученных пород. Кроме того, необходимо типизировать сростки углерода с другими минералами основной матрицы исследуемых пород для проведения предварительной технологической разбраковки руд для оптимизации процессов обогащения.

Литература

1. Бортников Н.С. Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования // Геология рудных месторождений, 2004, том 46, №6, с. 475-509.
2. Инструкция по внутреннему, внешнему и арбитражному геологическому контролю качества анализов разведочных проб твердых негорючих полезных ископаемых, выполняемых в лабораториях Министерства геологии СССР. – М. : Недра, 1982 г.
3. Григоров С.А., Гольфрид У.Д., Луценко В.Г., Процкий А.Г., Розенблюм А.С., Отчет о геологоразведочных работах на Майском золоторудном месторождении за 1976-1980 г. с подсчетом запасов по состоянию на 1 октября 1980 г. – Майский : МГРЭ, 1980.
4. Методическое руководство по применению классификации запасов к золоторудным месторождениям. – М. : ГКЗ, 1999.

СПЕЦИФИКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РУД, СОДЕРЖАЩИХ ТОНКОДИСПЕРСНОЕ ЗОЛОТО

Ожогин Д.О.

ozhogindenis@yandex.ru, ФГУП «ВСЕГЕИ», Московский филиал, Москва, Россия

Среди стратегических видов минерального сырья золото традиционно занимает лидирующее положение. Больше половины отечественных запасов золота сосредоточено в коренных месторождениях, с которыми в последнее десятилетие связаны основные перспективы его добычи. Промышленный интерес представляют золото-сульфидные, золото-сульфидно-кварцевые и золото-кварцевые руды. Следует отметить, что достаточно интенсивно золото добывается и из комплексных руд, которыми традиционно считаются полиметаллические и медные руды. В то же время сегодня не вызывает сомнения практическая значимость нетрадиционных источников золота, к которым относятся месторождения различных видов полезных ископаемых а также отходы их добычи переработки. Нетрадиционными рудами являются комплексные золото-редкометалльные, золото-платиноидно-редкометалльные продуктивные минерализации, присутствующие в золоторудных, золото-серебряных, платиноидных, золото-медно-порфириновых и собственно редкометалльных месторождениях. Практический интерес могут представлять железорудные месторождения (магматические, скарновые, метасоматические, осадочные, метаморфогенные и коры их выветривания), титано-магнетитовые и марганцевые руды, титано-циркониевые россыпи, фосфориты, бокситы, угли, песчано-гравийные отложения, строительные пески, железомарганцевые руды океана, техногенные образования [1].

Многообразие объектов, рассматриваемых сегодня в качестве источников золота, определяет необходимость глубокого минералогического изучения не только непосредственно золота (форм его нахождения, особенностей состава и строения, характера распределения), но и золотосодержащих ассоциаций и минералов, а также вмещающих пород. Всесторонняя информация об особенностях руды в целом позволяет решать генетические вопросы, следовательно, разрабатывать поисково-оценочные минералогические критерии золотого оруденения, а также в значительной степени определять технологии их обогащения и переработки.

Современные руды, содержащие тонкодисперсное золото, в том числе и техногенного генезиса, в большинстве своем отличаются полиминеральным составом, сложными морфоструктурными характеристиками, высокой дисперсностью непосредственно золота, микро- и наногетерогенностью содержащих его минералов, что в значительной степени затрудняет проведение прикладных минералогических исследований и требует привлечения расширенного комплекса методов изучения.

В практике минералого-аналитических исследований золотосодержащих минерализаций и руд используются практически все методы минералогического анализа, но при этом четко определились оптимальные методы, позволяющие получать необходимую и достаточную информацию об объекте и соответственно принимать оперативные решения на всех стадиях изучения и освоения месторождений. Обязательными методами изучения золотосодержащих руд являются методы оптической микроскопии (оптико-минералогический, петрографический, минераграфический анализы), позволяющие определять морфоструктурный, в том числе минеральный состав руд, выделять парагенетические минеральные ассоциации руд и соответственно проследить последовательность образования минералов. Для идентификации рудных и пороодообразующих фаз широко используется рентгенографический фазовый анализ – ведущий количественный минералогический метод.

Особое значение сегодня приобрели методы аналитической электронной микроскопии, незаменимые при изучении тонкодисперсных систем. Электронно-микроскопические исследования не только дают важную информацию непосредственно о форме нахождения золота, его морфологии, гранулярном составе, микростроении и характере локализации

в минералах и руде в целом. Методами электронной микроскопии может быть получена полезная информация о тонких особенностях состава и строения отдельных минералов, в первую очередь сульфидов, с которыми нередко ассоциирует золото. По существу электронная микроскопия в настоящее время является массовым аналитическим и контрольно-измерительным методом при изучении золоторудных объектов.

Электронно-микроскопические исследования золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых руд месторождений Сухой Лог, Маломырское, Пионерское, Албынское, комплексных уран-ванадиевых рудах Южной Карелии, урановых рудах Средней Азии и Казахстана, Царевского месторождения позволили однозначно идентифицировать самородное золото и выявить особенности реального строения и состава золотосодержащих минералов. Информация о сульфидных минералах с точки зрения микро-нанометрических особенностей дала возможность проследить механизм их образования, установить микро- и нанопарагенезисы, типичные для пирита прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд месторождений Сухой Лог, Маломырское, Албынское. Выявление и идентификация микро-нанопарагенезисов в пирите рудной стадии в совокупности с другими особенностями этого минерала и руд в целом способствовали выявлению вертикальной минералогической зональности, выражающейся в смене рудной минерализации с глубиной оруденения [2, 3]. Установлено, что кристалломорфологические особенности зерен пирита размером доли микрометров и менее отличаются от формы минералов, наблюдаемых в оптических микроскопах. Микро – и наногетерогенность сульфидов влияет на их физические свойства и объясняет их изменения в широких пределах. Это в свою очередь дает возможность уточнить представления о генезисе минералов и руд, источнике рудных элементов, выявить новые поисковые минералогические критерии и прогнозировать масштаб оруденения, а в дальнейшем разработать эффективные технологии извлечения золота.

Отличительной чертой современной прикладной минералогии является переход к исследованиям на уровне наноразмерности, что четко проявляется при изучении руд, содержащих тонкодисперсное золото, и определяет специфику изучения этих объектов.

Литература

1. Луцаков А.В., Быховский Л.З., Тигунов Л.П. Нетрадиционные источник попутного получения золота: проблемы и пути решения // Минеральное сырье. Серия геолого-экономическая. № 14. М. : ФГУП ВИМС. 2004. 82 с.
2. Вертикальная минералогическая зональность золото-сульфидного оруденения месторождения Маломыр /Д.О. Ожогин, Н.И.Орлова, Н.Г.Власов и др. // Разведка и охрана недр. 2008. №8. С.16-21.
3. Ожогин Д.О., Викулова Л.П. Наноминералогические особенности пирита месторождения Сухой Лог (Иркутская область) // Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 3. М. : 2007. С.224-225.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПИРИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО КРЫМА

¹Седаева К.М., ²Светов С.А., ^{3,4}Майорова Т.П.

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; ²Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия; ³Сыктывкарский госуниверситет; ⁴Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Республика КОМИ, Россия

Впервые проведено геохимическое исследование пиритов и вмещающих их пород из разных (*по составу, строению, генезису и возрасту*) осадочных и эффузивно-осадочных отложений, и эффузивных и интрузивных образований мезозоя и кайнозоя Горного Крыма, выполненное с применением LA-ICP-MS и ICP-MS анализов в Институте геологии КарНЦ РАН. Анализ химического состава пирита проводился при следующих параметрах работы LA: энергия – 0.133 мДж, скорость сканирования – 70 мкм/сек, частота повторения импульсов – 10 Гц. По результатам исследования была сформирована база данных, включающая около 200 прецизионных анализов состава минеральных фаз, выполненных для 55 элементов. Методом LA-ICP-MS и ICP-MS анализов проанализированы конкреции пирита и сами породы из осадочных отложений, участвующих в строении субплатформенного и орогенного комплексов Горного Крыма. Исследовались образцы из: 1) песчаников, алевролитов и аргиллитов верхнего триаса и нижней юры (T₃–J₁tv); 2) туфопесчаников и туфоалевролитов байосского яруса средней юры (J₂bj); 3) биогенных известняков титонского яруса верхней юры (J₃t); 4) глинистых известняков берриасского яруса (K₁b); 5) песчаников готеривского (K₁h) и альбского (K₁al) ярусов нижнего мела; 6) песчаников и известняков сеноманского яруса (K₂s); 7) известняков туронского (K₂t) и кампанского (K₂cp) ярусов верхнего мела и 8) нуммулитовых известняков лютетского яруса эоцена (E₂²l). Из эндогенных образований средней юры (J₂), входящих в состав орогенного комплекса Горного Крыма, были исследованы пирит и включающие его породы из: 1) плагиогранитов (*г. Кастель, севернее г. Алушты*); 2) габбро-диоритов (*г. Аюдаг, западнее г. Алушты*); 3) меланобазальтов, андезиодацитов и дацитов (*Школьный карьер, с. Партизанское*) и 4) туфолавоваы толщи с кальцит-сульфидными (*Петропавловский карьер*) и кварц-карбонатными (*карьер Лозовое, южнее г. Симферополя*) жилами и дайками габбро-диоритов.

Среди них выявлены *рудогенные* (Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, W, Ti, V, Au, Ag, As, Sb), *редкие и рассеянные* (P, Ba, Li, Be, Sc, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Hf, In, Ta, Th, U и весь ряд редкоземельных элементов), а также *петрогенные* (Mn, K, Fe, Mg) элементы, которые входят в состав минеральных микровключений в пиритах и вмещающих их осадочных и эндогенных пород. Суммарное их содержание значительно варьирует от 0.001 до 10000 ppm (от 1·10⁻⁷ до 1,0 вес. %), а в некоторых случаях и больше. Минимальные концентрации характерны для Be, In, REE (Tb, Ho, Tm, Lu), Ta, W, Ag, Au, U. Их содержание изменяется от 0.001 до 0.8 ppm (от 1·10⁻⁷ до 8·10⁻⁵ вес. %), а максимальные для Mg, Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sb от 3–5 до 1200 ppm (от 0,0003 до 0,12 вес. %). Установлено, что наиболее широко распространенные элементы такие, как Mg, Ti, Co, Ni, Cu, Zn, As, Pb, с содержанием от 3–5 до 1200 ppm имеют повышенные концентрации как в пиритах магматических и осадочных комплексов, так и в самих породах, что указывает на их геохимическое родство. Несмотря на близость элементного их состава, выявлены значительные различия в их концентрациях. Содержание таких элементов, как Mg, Sc, Ti, V, Mn, Zn, Cr, P, Zr, Y, Ba, Th, REE, значительно выше в пиритах и вмещающих их породах эндогенной природы, чем в пиритах и породах из осадочных комплексов. Исключением являются песчаники, алевролиты и аргиллиты таврической серии (T₃–J₁tv) с относительно высоким содержанием Zn (100–178 ppm), Ti (3156–3948 ppm) и REE за счет повышенного содержания в них слюд (Bi, Cl и Mu) нередко пепловой природы и измененных, хлоритизированных плагиоклазов среднего состава, концентрирующих эти элементы. Однако для Ni отмечается обратная тенденция, его максимальные концентрации выявлены в пирите из осадочных пород (достигают 840 ppm),

а в пирите эндогенных комплексов концентрация Ni в среднем составляет 1–10 ppm. Подобная тенденция так же характерна для Mo (пирит магматических пород – 0.02–6.7 ppm, осадочных – 4.8–40.5 ppm), Ge (пирит магматических пород – 2.0–5.3 ppm, осадочных – 3.5–7.2 ppm) и пород. При этом важно подчеркнуть, что для Be, Sn, Au, W близкие значения концентраций не коррелируют с условиями образования самого пирита и вмещающих его пород. Среди пород максимальные концентрации Ni отмечаются в андезиодацитах (с содержанием 184,19 ppm), а повышенное содержание – в песчаниках и алевролитах T_3-J_1tv (54–73 ppm), андезиобазальтах J_2bj (54–55 ppm) и песчаниках с глауконитом $K_1al_3^1$ (43–45 ppm), для которых характерна также повышенная концентрация Sb, Mo и W. Последнее можно объяснить присутствием в их составе в значительном количестве хлорита разного генезиса. Андезиодациты и андезиобазальты хлоритизированы в результате проявления процессов пропилитизации и отчасти выветривания. В мелко-тонкообломочных породах T_3-J_1tv и $K_1al_3^1$ отмечается несколько повышенное содержание слюды (*хлоритизированного биотита и хлорита, реже мусковита пирокластической природы по наслоению*) и глауконита. Максимальные концентрации Ge (до 120,66 ppm) отмечается в гальке розового полидетритового известняка (J_3t) со значительной примесью тонкораспыленного гематита в связующей массе. В терригенных породах повышенное содержание Ge (50–85 ppm) наблюдается в песчаниках с примесью биотита (T_3-J_1tv) или/и глауконита ($K_1al_3^1$ и K_2s), образующегося по цветным слюдам (Bi,Cl) при подводном выветривании. При этом надо сказать, чем больше в породе содержание железа (*в оксидной или гидрооксидной форме*), вулканогенного материала и слюды (*биотита, хлорита или мусковита*) терригенной или пепловой природы, тем больше в них содержание Ge, Mo, Nb и REE, и пониженное содержание Co, As, Cu. Однако исключение составляют чистые, неизменные разности андезиобазальтов и базальтов J_2bj , и одновозрастные с ними слабо слюдистые туфопесчаники, для которых характерно повышенное содержание Cu от 65–68 ppm в эффузивах до 170–175 ppm в туфопсаммитах, а в других породах от 0,07–17, реже 30–47 ppm.

Распределение REE в пиритах и в самих породах эндогенной природы разное. Габбро-диориты и пириты (*из самих пород и кальцитовых прожилков с их контакта с отложениями T_3-J_1tv*) обогащены LREE (La_N/Yb_N 2,1–8,2) относительно тяжелых (Gd_N/Yb_N 0,7–5,4), имеют дефицит Eu (Eu_N/Eu_N^* 0,16–0,52) и характеризуются слабой степенью дифференцированности REE ($La/Yb=2,1–8,2$). Плагиограниты и пирит несколько обогащены MREE (La_N/Sm_N 1,3–2,0) относительно LREE (La_N/Yb_N 0,83–1,0) и тяжелыми HREE (Gd_N/Yb_N 0,6–0,8), с аналогичным дефицитом Eu (Eu_N/Eu_N^* 0,11–0,2), степень дифференцированности умеренная ($La/Yb=0,8–0,83$). Пирит из кварц-карбонатных прожилков и габбро-диориты из дайки туфолоавовой толщи напротив обогащены HREE (Gd_N/Yb_N 1,5–1,7) по сравнению с LREE (La_N/Yb_N 0,8–1,0) и MREE (La_N/Sm_N 0,5–0,7), имеют большой дефицит Eu (Eu_N/Eu_N^* 0,05–0,1). Пирит из карбонатных прожилков обогащен LREE (La_N/Yb_N 8,,) и HREE (Gd_N/Yb_N 5,4) относительно MREE (La_N/Sm_N 1,3), Eu аномалия (Eu_N/Eu_N^* 0,52) менее выражена, степень дифференцированности REE умеренная ($La/Yb=8,2$). Для пород и пиритов из осадочных отложений характерно значительное обогащение LREE (La_N/Yb_N 3,17–35,6) по сравнению с HREE (Gd_N/Yb_N 0,4–3,9) и MREE (La_N/Sm_N 3,3–10,5), что указывает на относительно высокую степень дифференцированности REE. Все они характеризуются меньшим или большим дефицитом Eu (Eu_N/Eu_N^* 0,15–0,5). Отношение La/Yb колеблется от 8,9 до 15,2, а среднее их значение – 12,5. Исключение составляют туфопесчаники J_2bj и песчаники с несколько повышенным содержанием слюд (T_3-J_1tv) или/и глауконита ($K_1al_3^1$ и K_2s), характеризующиеся высокой степенью дифференцированности REE ($La/Yb = 30,0–35,6$).

Таким образом, элементный состав пиритов и вмещающих их пород одинаковый, что указывает о существовании единой геохимической провинции в Горном Крыму, сформированной в течение мезозойско-кайнозойского этапа его развития. Содержание и распределение рудных и рассеянных элементов, и степень дифференцированности REE в них достаточно четко различаются в зависимости от условий их образования и последующих наложенных изменений, следовательно, являются типоморфными признаками.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ КОЖИМСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) НА ОСНОВЕ ЦИРКОНА

Денисова Ю.В.

yulden777@yandex.ru, Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Кожимский массив представляет собой группу вытянутых изолированных тел, расположенных по обоим берегам реки Кожим, на отрезке долины от ручья Игшор на юге до реки Большая Каталамбаю на севере. Крупнейшее из них с площадью более 25 км² иногда называется собственно Кожимским массивом, причем основная часть данного тела располагается в бассейне реки Кузьпуаю, но его восточная переходит на правый берег Кожима. Массив рассечен с севера на юг зоной субмеридиального кожимского надвига, поверхность смещения, которого полого погружается в направлении восток-северо-восток. Причем происходит по серии сближенных субпараллельных трещин, пересекающих граниты и вмещающие их породы на отдельные пластины и чешуи. Граниты интенсивно катаклазированы, рассланцованы и местами превращены в серицитовые динамометаморфические сланцы. Зоны рассланцевания, пересекающие граниты, ориентированы субгоризонтально, параллельно поверхности кожимского надвига. В зоне свода кожимской антиклинали наиболее интенсивные самые поздние смещения происходят вдоль контакта, и именно здесь граниты наиболее рассланцованы. Для гранитов Кожимского массива характерно, что данные породы всегда катаклазированы и рассланцованы, причем интенсивность расланцованности изменяется от места к месту [2, 5].

Цирконы в гранитах Кожимского отличаются по окраске, облику кристаллов и удлинению. По этим признакам выделяются три морфологических типа этого минерала.

В первый морфологический тип выделены бесцветные прозрачные короткопризматические цирконы. Размер кристаллов 0.05–0.15 мм. Коэффициент удлинения 1.0–1.8. Облик кристаллов идиоморфный. Развиты грани (100), (110). Присутствует (111) дипирамида. Поверхность граней гладкая, блестящая. При изучении внутреннего строения зерен отмечаются 2–3 зоны. В отдельных кристаллах наблюдаются включения кварца, апатита. Содержание цирконов оставляет 80–90 % от общего объема минерала в породе.

Ко второму морфологическому типу отнесены коричневые прозрачные короткопризматические цирконы. Размер таких кристаллов 0.05–0.10 мм. Коэффициент удлинения 1.0–2.0. Облик кристалла, обусловленный развитием граней (100), (110), идиоморфный или субидиоморфный. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение кристаллов малозональное. Наблюдаются изометричные включения кварца, эпидота, апатита. Содержание цирконов второго типа 5 – 10 % от общего содержания минерала в породе.

Третий морфологический тип составляют прозрачные длиннопризматические кристаллы циркона светло-желтого цвета. Размер кристаллов 0.4 – 0.8 мм, коэффициент удлинения 2.0 – 4.0 (реже 6,0). Под биноклем видна гладкая, блестящая поверхность. Зерна циркона преимущественно малозональные. Среди включений распространены изометричные образования кварца, апатита, эпидота. Содержание цирконов в монофракциях из гранитов Кожимского массива в среднем 5 – 10 % от общего объема минерала в породе.

Отличительной чертой Кожимского массива является преобладающее распространение кристаллов первого морфологического типа. Незначительное содержание цирконов II и III типа, возможно, является следствием кратковременности начальных этапов формирования породы. В отличие от апатита, образование эпидота приходится на завершающий этап образования гранитов Приполярного Урала [4] и связано с достаточным для образования минерала повышением содержания кальция, железа, алюминия в минералообразующей среде, что позволяет предположить о следующих этапах формирования акцессорного циркона: первым выделился II тип циркона (включение апатита), с повышением температуры магматического расплава образовался III тип (незначительные включения эпидота), последний этап формирования гранитов охарактеризовался выделением I морфологического типа циркона.

По данным микронзондового анализа, все три разновидности циркона характеризуются близкими средними содержаниями: SiO_2 (от 30,56 до 33,89 в среднем 32,03–32,53 мас. %), ZrO_2 (от 63,03 до 65,24 в среднем 63,82 – 64,21 мас. %), ThO_2 (от 0,05 до 0,57 в среднем 0,20–0,33 мас. %), UO_2 (от 0,03 до 0,50 в среднем 0,17 – 0,27 мас. %). Наиболее распространенный морфотип выделяется повышенным содержанием редких земель (1,45 мас. %), а также повышенным содержанием гафния (1,46 мас. %), которое подтверждает, что и в Кожимском массиве циркон данного типа относится к поздней генерации. Наименьшее среднее содержание гафния (1,33 мас. %) у II типа. Гафний всегда присутствует в составе циркона и его содержание может служить индикатором для определения генерации минерала [3]. Т.к. со временем идет постепенное накопление гафния в цирконе, по величине среднего содержания этого элемента можно представить очередность выделения каждого морфологического типа акцессорного циркона Кожимского массива: II (1,19 мас. %) → III (1,31 мас. %) → I тип (1,37 мас. %).

Для определения температурного режима кристаллизации минерала и характера минералообразующей среды использовалась методика эволюционного кристалломорфологического анализа цирконов Ж.П. Пюпина и Г. Тюрко [6]. Так, согласно данной классификации, цирконы морфотипа D с формой, обусловленной развитием призмы (110) и дипирамиды (111), кристаллизуются при высокой температуре (I. T = 900 °C) и повышенной щелочности минералообразующей среды (I. A = 700). Цирконы, выделяемые в морфотипы P₃, P₄, P₅, характеризующиеся гранями (100), (110), (111), образуются при высокой температуре 750, 800, 850 °C, соответственно, и повышенной щелочности минералообразующей среды. Кроме рассмотренных выше D, P₃, P₄, P₅, выделяются и зерна цирконов, относящиеся к J₅ (I. T = 900 °C, I. A = 500), P₂ (I. T = 700 °C, I. A = 700) морфотипам. Таким образом, можно предположить, что граниты Кожимского массива кристаллизовались при температуре 700–900 °C и повышенной щелочности минералообразующей среды.

Однако в рассмотренной классификации Ж.П. Пюпина и Г. Тюрко не учитывается такой важный признак минерала как удлинение. Так установлено, что удлиненные кристаллы циркона образуются в кислой среде в условиях быстрого охлаждения, а дипирамидально-призматические – в условиях повышенной щелочности [1]. Следовательно, III и IV морфотипы (удлиненные кристаллы циркона) образовались при пониженной щелочности среды в условиях быстрого охлаждения и тектонически спокойной обстановке. Первый и третий типы – при повышенной щелочности минералообразующей среды.

Литература

1. Гераничева Г.К., Марин Ю.Б. Причины морфологической изменчивости циркона // Зап. ЛГИ. 1968. Т. 54. Вып. 2. С. 56–67.
2. Денисова Ю.В. Особенности акцессорных минералов гранитных массивов Приполярного Урала // Геология европейского севера России (Труды Института геологии Коми научного центра УрО РАН. Вып. 125). Сыктывкар, 2009. Сб. 7. С. 62–72.
3. Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. – Москва : Наука, 1967. 446 с.
4. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации. // Известия КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2011. Вып. 4 (8). С. 14–19.
5. Фишман М. В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. – М. – Л. : Наука, 1968. 252 с.
6. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207–220.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА Pb-Zn МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖИМИ (СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ, РОССИЯ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ И РЗЭ В РУДАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ

¹Волкова М.М., ²Борисов М.В., ²Бычков Д.А., ¹Костицын Ю.А.

¹masha_wolk@indox.ru, ГЕОХИ РАН, Москва, Россия;

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
геологический факультет, Москва, Россия

Месторождение Джими принадлежит к группе классических Pb-Zn месторождений Садонского рудного района и является характерным представителем жильного типа оруденения, не выходящего на поверхность (Константинов и др, 2003). Основной рудовмещающей средой на месторождении Джими, в отличие от большинства месторождений района, являются метаморфические породы буронской свиты (PR₃-PZ₁). Их подстилают палеозойские граниты садонского типа, контактируя с ними по пологим тектоническим нарушениям. Также полиметаллическое оруденение вмещают вулканогенно-терригенные образования верхнего структурного этажа (J₁-J₂) (Давыдов и др., 1988).

Вопрос о том, какие же породы могли послужить источником рудного вещества, является, пожалуй, одним из основных вопросов, ответив на который, можно наиболее полно представить картину формирования месторождения.

Для решения этого вопроса было изучено распределение РЗЭ в жилах, представляющих собой массивные сульфидные рудные тела, и во вмещающих породах методом ICP-MS (Element-XR, ГЕОХИ РАН; Element-2, МГУ). Вмещающие породы охарактеризованы 10 пробами. Полиметаллические руды представлены 27 пробами, характеризующими 12 сечений рудных жил. Суммарное содержание РЗЭ в полиметаллических жилах меньше, чем во вмещающих породах, и изменяется от 2 до 52 г/т. В породах района содержание РЗЭ достигает 213 г/т, но имеются значительные вариации.

По значению Eu/Eu* рудные пробы были разделены на три группы: первая – значения Eu/Eu* менее 0.65, т.е. отчетливо проявлен европиевый минимум (13 проб); вторая – значения Eu/Eu* от 0.7 до 0.94, где европиевый минимум проявлен слабо или практически отсутствует (11 проб); третья – значения Eu/Eu* более 1, т.е. присутствует европиевый максимум (3 пробы).

Наибольшее сходство с гранитом садонского наблюдалось у одной рудной пробы (апофиза Западная). При нормировании на гранит спектр данной пробы выполаживался. Эти данные, вероятно, могут свидетельствовать о тесной генетической связи палеозойских гранитов и сульфидных руд, что полностью согласуется с данными по исследованию изотопного состава свинца в галенитах руд и калиевом полевоом шпате гранита (Тугаринов и др., 1975). Спектру кристаллического сланца более всего подобны спектры РЗЭ четырех проб по апофизе Восточная, 3 проб по жиле Центральная и проба по рудному телу Основному. Это сходство подтверждается отношением La_N/Yb_N: 2.7-4.8 в сланце, 3-5.4 в рудных пробах, а также результатами нормирования на кристаллический сланец, при котором спектры этих рудных проб практически выполаживаются. Можно предположить, что основным источником вещества при формировании апофизы Восточная, части жилы Центральной и рудного тела Основного были метаморфиты буронской свиты.

Спектры РЗЭ остальных проб, вероятно, указывают на комбинированный источник вещества, где могли принимать участие метаморфические породы буронской свиты, палеозойские и юрские граниты и, возможно, вулканогенные породы осетинской свиты.

Для подтверждения данных об источнике рудного вещества месторождения Джими, полученных при изучении распределения РЗЭ, мы провели исследование изотопного состава стронция в рудных сфалеритах и во вмещающих породах. Геологические наблюдения позволяют предполагать, что процесс рудообразования происходил в средней-верхней юре (байос-оксфорд). Полученные нами данные дают основание считать, что возраст орудене-

ния не древнее 183 ± 0.8 млн лет. Для расчета начальных изотопных отношений стронция в сфалеритах и изотопных отношений стронция во вмещающих породах на время рудообразования использован возраст 165 млн лет.

Начальные изотопные отношения стронция в сфалеритах лежат в интервале 0.7095-0.7152. Высокие значения изотопных отношений стронция свидетельствуют, что источником вещества сфалеритов были породы, сформированные из зрелой континентальной коры. Изотопные отношения стронция в гранитах, рассчитанные на время рудообразования (165 млн лет) находятся в диапазоне – 0.7096-0.7358. Изотопное отношение стронция в слюдяном и кристаллическом сланцах, также рассчитанные на время формирования оруденения (165 млн лет), составляют 0.7542 и 0.7077 соответственно.

Начальные изотопные отношения стронция в сфалеритах лежат в диапазоне значений изотопных отношений стронция в гранитах садонского типа. Таким образом, источником рудного вещества при формировании месторождения Джими, вероятно, послужили граниты, хотя вмещающими породами для полиметаллических жил являются кристаллические сланцы, а граниты находятся на удалении 300-500 м от исследованных рудных тел. Изотопное отношение стронция в кристаллическом сланце буронской свиты близко к начальным изотопным отношениям стронция в сфалеритах. Таким образом, кристаллические сланцы также могли принимать участие в формировании вещественного состава руд.

Результаты изучения изотопного состава стронция в жилах и вмещающих породах, а также данные о распределении редкоземельных элементов в них, позволяют сделать вывод о том, что основным источником рудного вещества месторождения Джими послужили граниты садонского типа (главные рудовмещающие породы на большинстве месторождений района) и кристаллические сланцы (типичные рудовмещающие породы только для месторождения Джими). Гидротермальные растворы, из которых происходило отложение рудного вещества, вероятно, проходили только через граниты, только через сланцы, либо через оба типа пород и вулканогенные породы осетинской свиты.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 14-05-31373, 14-05-00062, 12-05-31246

Литература

1. Давыдов К.В., Давыдова Э.И., Ляковский С.Б. Изучение структурно-литологических особенностей и морфологии оруденения Восточно-Джимидонского типа. Отчет за 1986-1988 гг., Северо-Осетинская геологоразведочная экспедиция, Ардонская ГРП, кн. 1, гос. регистрация № 10-86-18/12. Орджоникидзе, 1988. 201 с.
2. Константинов М.М., Битаров В.Т., Варгунина Н.П., Гордеев С.Г., Давыдов К.В. и др. Скрытые свинцово-цинковые месторождения Садонского рудного района: открытия и перспективы // Отечественная геология. 2003. №1. С. 31-36.
3. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Моторина З.М., Макаров В.А. Применение свинцово-изотопного метода исследования для решения вопроса о генезисе свинцово-цинковых месторождений северо-кавказской рудной провинции // Геохимия. 1975. №8. С. 1156-1163.

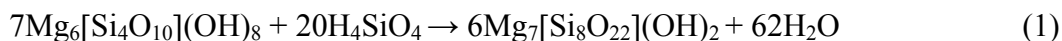
МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В СЕРПЕНТИНИТЕ ПРИ ИНЪЕКЦИИ ГРАНИТНОЙ ЖИЛЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Шватова А.Д.

Научный руководитель к.г.-м.н. В.А. Утенков,
vutenk@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

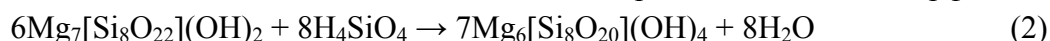
Объект носит название «Епишкины ямы» и находится на окраине с. Октябрьское (Свердловская обл.) у подножья горы, сложенной серпентинитами. Взаимодействие гранитных расплавов с серпентинитами изучалось неоднократно, начиная с А.Е. Ферсмана. На восточной границе Адуйско-Мурзинского гранитного массива в результате такого взаимодействия возникли обильные слюдиты с разнообразной минерализацией, включая знаменитые бериллы и изумруды. В настоящей работе рассматривается взаимодействие небольшой гранитной инъекции с серпентинитами не к востоку, а к западу от гранитного массива. Здесь из-за отделившихся пегматитов расплав гранита содержит меньше летучих компонентов, чем на востоке. Гранитная интрузия представлена серией даек, представляющих выклинивание Мурзинского гранитного массива.

Наименее изменённый серпентинит имеет ячеистую структуру (ячейки – антигорит, слоистая оболочка – лизардит) с примесью магнетита. Около гранитов в серпентинитах в первую очередь появляется антофиллит. Реакция антофиллитизации серпентинит:



Реакция, рассчитанная на сохранение магния, является следствием десиликации гранитного расплава, внедряющегося в серпентинит. Реакция нейтральная и представляет дегидратацию серпентинита, то есть является эндотермической, направленной на поглощение тепла, выделяемого при кристаллизации гранита. Её температура составляет около 700°C [3]. Крупный размер кристаллов антофиллита (2 см) – следствие баланса между отводом и поступлением тепла (адиабатическое состояние).

Антофиллит часто замещается тальком, в том числе с образованием псевдоморфоз:



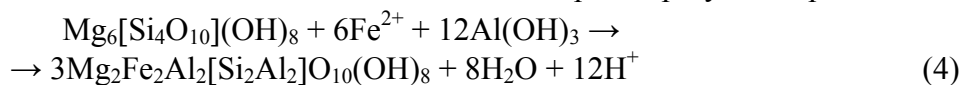
В этой реакции тоже наблюдается поступление ортокремниевой кислоты и выделение воды. Она представляет более низкотемпературную ступень по отношению к реакции (1) [3].

Во всех следующих метасоматических реакциях в отличие от (1) и (2) идёт ионный обмен. Но тип реакций меняется. В частности, инфильтрация сменяется диффузией. В ряде участков антофиллит замещается тремолитом, образующим многочисленные беспорядочно распределённые игольчатые агрегаты. Здесь протекает обменная реакция:

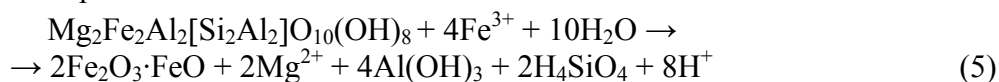


Формально реакция нейтральная, но Ca^{2+} , как более щелочной компонент, чем Mg^{2+} , проявляет большую активность, и её можно считать началом серии щелочных реакций. Все реакции (1 – 3) протекают без сохранения первичной ячеистой структуры серпентинита и по этому признаку могут считаться результатом инфильтрации растворов.

Следующая ступень минералообразования связана с отложением железа, причём в двух формах – в хлорите и магнетите. В отличие от предыдущих реакций, уничтожающих первичную структуру серпентинита, здесь часто ячеистая структура сохраняется, но в ней антигориновые ячейки последовательно замещаются сначала полностью хлоритом, а затем хлорит псевдоморфно замещается магнетитом. Железистый хлорит образуется в реакции:

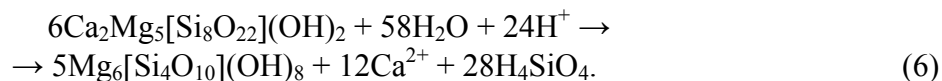


Непосредственно за передовой реакцией образования хлорита следует тыловая реакция – замещение хлорита магнетитом:



Обе реакции (4 и 5) щелочные, поэтому принята соответствующая форма переноса Al [1]. В конечной реакции (5) происходит вынос кремнезёма (десиликация). Это, как и полная замена одного минерала другим и сохранение ячеистой структуры, является признаком диффузии [2] в условиях повышенной щёлочности.

Диффузионный тип реакций предусматривает изменение свойств застойного раствора по мере протекания локальных реакций. Растворы постепенно становятся кислотными, и это отражается на устойчивости ранее образованного тремолита. По нему в виде тонкой сети жилок развивается лизардит новой генерации:



Диффузионный характер реакции подтверждается выносом кремнезёма [2], а гидролиз отражает общее снижение температуры.

Вынос кремнезёма в реакциях (5) и (6) завершается разложением ортокремниевой кислоты при низкой температуре и образованием прожилков халцедона и опала (7):



Снижение температуры приводит к повышению активности угольной кислоты [4]. В результате на последней стадии минералообразования появляются карбонаты, образующие разветвлённую сеть поздних прожилков, рассекающих более ранние прожилки халцедона. Отчётливо видны две карбонатные фазы. Одна из них (ранняя) представляет наружную кайму карбонатизированных ячеек серпентинита, а также наружную зону поздних прожилков. Этот карбонат отличается буровой окраской и высоким рельефом (предположительно, магнезит). Другой карбонат – кальцит, занимающий центр карбонатных ячеек и прожилков. Ранний магнезит устойчив в кислотных условиях и связывает ион CO_3^{2-} , а кальцит устойчив в щелочных условиях, когда угольная кислота диссоциирует с образованием иона HCO_3^- . Оба карбоната связывают магний и кальций, вынесенные в раствор в реакциях (3), (5) и (6). На внешней границе прожилков образуется тонкая полоска диккита, предшествующего отложению магнезита.

Многоступенчатое метасоматическое изменение серпентинитов контрастирует с вырождением гранита внутри серпентинитов. В нём исчезает кварц, зато накапливается биотит, который сначала превращается во флогопит, а затем в вермикулит. Щелочной полевой шпат постепенно превращается в адуляр. Кремнезём идёт на образование антофиллита по серпентиниту. В плотных агрегатах антофиллита есть трещины с голубоватым гарниеритом.

Показанные изменения предполагают два разных по механизму типа реакций. Первый тип – инконгруэнтные реакции. Гранитный расплав, взаимодействуя с серпентинитом, расходует кремнезём, и в результате на месте серпентинита образуется антофиллитовая порода. Остаточный расплав становится сиенитовым с высоким содержанием биотита. Дальнейшие изменения представляют метасоматические реакции с последовательной сменой активности компонентов, сначала катионов ($\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$), а затем анионов ($\text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{HCO}_3^-$). Отметим, что взаимодействие гранитного расплава и серпентинитов протекают без участия фтора, в отличие от Изумрудных копей, расположенных не на западе, а на востоке комплекса. Там аналогичные реакции осложняются присутствием фтора и вместо магматических калиевого полевого шпата и биотита распространён метасоматический флогопит, а на магматической стадии образуются только плагиоклаз и кварц.

Литература

1. Иванов А.П., Ткаченко Н.А. Анализ парагенезисов минералов и моделирование зональности кислотных метасоматитов // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. – М. : Наука, 1998. – С. 173–188.
2. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. – М. : Наука, 1982. – 103 с.
3. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. – М. : Наука, 1968. – 200 с.
4. Наумов В.Б., Наумов Г.Б. Минералообразующие флюиды и физико-химические закономерности их эволюции // Геохимия. – 1980. – № 10. – С. 1450–1460.

ИМПАКТНО-КОСМОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ МИКРО-АЛМАЗОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМДИ-КОЛЬ, С. КАЗАХСТАН

Третьякова Л.И., Люхин А.М.

ltretia@gmail.com, С. Петербургское Отделение РМО, Россия

Импактные события в истории Земли играли, как отрицательную роль, являясь причинами катастроф, так и положительную, способствуя поступлению, накоплению и образованию многих полезных ископаемых: алмазов, Pt-, Au-, Fe-, Ni-, Cu-руд, нефти, газа и др. Любое столкновение внеземного объекта с Землей оставляет следы на её поверхности. Здесь мы рассматриваем автографы события, которое явилось причиной происхождения месторождения микро-алмазов Кумди-Коль со средним содержанием 19 – 27 кар/т и с запасами многие сотни миллионов карат [1], одного из наиболее изученных проявлений «метаморфических» алмазов, известных в настоящее время на Земле.

Описание гипотез генезиса алмазов месторождения Кумди-Коль – мантийной, коро-во-мантийной и корово-флюидно-метасоматической, дано в работах [2–5].

Месторождение Кумди-Коль расположено в пределах кольцевой структуры диаметром около 4.0 км, по форме и размерам сопоставимой с небольшим ударным кратером [6] – это важный автограф импактного события.

Рудная зона месторождения начала формироваться на пике УНР прогрессивного метаморфизма, условия которого были спровоцированы ударом, по-видимому, кометы, столкнувшейся с Землей под косым углом. В результате удара образовалась зона дробления и трещиноватости, заполненная брекчией вмещающих пород с бластомилонитовой и бластока-таклазитовой структурами [3, 4], представляющая рудную зону размером 1300 x 40-200 м, погружающуюся на СВ и на глубине 300 м выклинивающуюся [2-5]. Алмазоносные породы рудной зоны, представленные доминирующими гранат-биотитовыми гнейсами, содержащими графит, сульфиды, воду, окислы железа, РЗЭ, и линзами карбонатных, хлорит-тремолит-кварцевых, гранат-пироксеновых пород, амфиболизированных эклогитов, переслаиваются с безрудными, безграфитовыми метаморфизованными породами [5]. Отмечаются повышенные содержания U, Au [1] и Ti в породах месторождения.

Пространственное распределение алмазов не имеет четких литологических границ, включения алмазов (~10–50 мкм), графита и коэсита, в основном приурочены к трещинам и наблюдаются во всех породообразующих минералах и интерстициях пород [5].

Ядро кометы – вещество хондрита [7], состоящее из нано алмазов (с газами He, Ne, Ar, Xe), частиц звездной пыли, presolar зерен (алмазы, SiC, графит, Si₃N₄, Al₂O₃, MgAl₂O₄, CaAl₁₂O₁₉, TiO₂, Mg(Cr,Al)₂O₄, силикаты, TiC, Fe-Ni) и рассеянных элементов [8]). Это вещество под огромным давлением было впрыснуто в породы мишени, став импактно-космогенным источником зародышей алмазов и/или самих алмазов. Водно-паровое облако кометы (С, СН, СН₄, CN, HCN и Н₂О) и тонкодисперстное метеоритное вещество ядра кометы, сохранившиеся после прохождения кометой плотных слоев атмосферы, перемешивались, с парами и расплавленными породами мишени, создавая условия УНР метаморфизма для пород мишени и продуцируя насыщенный углеродом флюид-расплав, из которого кристаллизовались микроалмазы.

Автографы прогрессивного УНР метаморфизма – присутствие алмаза, лонсдейлита, коэсита, муассанита (SiC) [1], дислокации и аномальное двупреломление в алмазах, сингенетические срастания микроалмазов с породообразующими минералами, планарные структуры в кварце, включения УНР минералов в породообразующие минералы. Все это, а также нахождение закаленных металлических частиц, состоящих из магнетита, гематита, вюстит-а, троиллита, -Fe, Ni-Fe [9], указывает на прохождение через эти породы ударной волны с пиковым давлением ≥ 50 ГПа.

Условия регрессивного метаморфизма создались при резком падении давления и медленном понижении температуры после импакта. Флюид-расплав способствовал метасомати-

ческому изменению вмещающих пород мишени, что прослеживается по появлению парагенезисов минералов амфиболитовой и гранулитовой фаций, составу полифазных включений минералов высокого и низкого давления в зональных цирконах [10, 11] и гранатах [12], образованию реакционных каемок симплектитовых сростаний биотита и К-полевого шпата в клинопироксенах и гранатах, обогащению сфена и биотита кремнием, каймам шпинели на гранатах, оболочкам графита на алмазах, хлоритизации граната, хлорит-серицитовой матрице вмещающих пород и др.

Сингенетические поликристаллические нано включения в алмазах представлены оксидами: Si, Ti, Fe, Cr с примесями рассеянных элементов: Mg, Ca, Al, K, Na, S, P, Pb, Nb, Cl, Zn, Ni, а также Ca-Ti-содержащими цирконами, Th_xO_y , $BaSO_4$ [13], Si-P-K-стеклом с высоким содержанием Si и низким K (в гнейсах) и K-Si-COH флюида с высоким содержанием K и низким Si [14], что говорит о сложном составе флюид-расплава.

Углерод представлен алмазом, графитом, переходными формами со структурой алмаза, лонсдейлита, чаолита, альфа- и бета-карбинов и рентгеноаморфных скелетных форм. Морфологические типы алмазов – кубы, комбинированные формы скелетных, розетковидных, сфероидальных кристаллов, двойники, агрегаты, состоящие из идиоморфных кристаллов, реже октаэдры. Наблюдаются сингенетические сростания алмаза с лонсдейлитом и графитом, алмазы с оболочками графита и кристаллы графита [15]. Состав углеродного вещества сравним с таковым presolar нано алмазов.

Диапазон значений $\delta^{13}C$ (–8.9 до –27‰) алмазов сравним с $\delta^{13}C$ (–5 до –31‰) алмазов метеоритов. Алмазы из гнейсов имеют более легкие значения $\delta^{13}C$, чем таковые из карбонатных пород, такие вариации позволяют предположить образование отдельных групп алмазов из разобщенных источников углерода. Значения $\delta^{13}C$ графита более легкие, чем у алмаза, что не подтверждает происхождения алмаза из графита для этого месторождения [2].

Значения отношения $^3He/^4He$ в алмазах месторождения варьируют в диапазоне (7×10^{-1} до 8×10^{-9} ‰) [16, 17] и, в основном, имеют очень высокие значения по сравнению с $^3He/^4He$ внеземных источников (IDP) ($> 10^{-4}$ ‰), атмосферы Земли (1.4×10^{-6} ‰), солнечного ветра (4.3×10^{-4} ‰), MORB (1.1×10^{-5} ‰), мантийных магм ($> 10^{-5}$ ‰) [18]. Ne, Ar, Xe также присутствуют в этих алмазах. 3He – компонент галактики, в алмазах месторождения он находится в решетке и во включениях в алмазах [19], что указывает на захват 3He хондритом, зародышами алмазов и алмазами во время их формирования в космосе [20].

Высокие содержания N (до 3300 ppm), H, Ni [21], обогащение алмазов $\delta^{15}N$ (+5.3 до +25 ‰) сравнимы по значениям для газов оболочек комет, алмазов хондритов, presolar алмазных зерен. Сохранность и степень агрегации (тип Ib+1aA) азота в алмазах зависят от скоростей понижения давления и температуры пород после импактного события. Размер алмазов указывает на кратковременность события алмазообразования.

Литература

- [1] Байысбеков и др., 2008, <http://elib.kazntu.kz/sites/default/files/articles/>; [2] Pechnikov, Kaminsky, 2008, EJM 20; [3] Pechnikov, Kaminsky, Can. Min. 2011, 49; [4] Вишневикий, 2011, <http://www.proza.ru/2011/12/28/522>; [5] Лаврова и др., 1999, М., 228 с.; [6] Luykhin, 2012. Poster, 10th IKC-067, <http://lyukhin.ru>; [7] Koeberl et al., 1998, GS London SP, 140; [8] Clayton, Nittler. An. Rev. Astr. Astroph., 2004, 42; [9] Зейлик, 1997, Геол. и разв. недр Казахстана, 3; [10] Hermann et al., 2001, CMP, 141; [11] Okamoto et al., 2006, IGR, 48, 10; [12] Parkinson et al., 2000, Lithos, 52; [13] Шумилова, 1996. С. 49 с.; [14] Dobrzhinetskaya et al., 2003, JMG, 21; [15] Hwang et al., 2006, EPSL, 243; [16, 17]; Шуколюков и др. 1993, Петрология, 1, 1996, Геохимия, 1; [18] Andersen, 1993, Science, 261; [19] Sumino et al., 2011, EPLS, 307; [20] Huss, 2005, Elements, 1; [21] Третьякова, МНК РМО, 2014.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АРСЕНИДАХ КИНГАШСКОГО МАССИВА (КАНСКАЯ ГЛЫБА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Юричев А.Н.

juratur@sibmail.com, Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Кингашский ультрамафитовый массив (AR_2 - PR_1) расположен в пределах зеленокаменного пояса Канской глыбы Восточного Саяна и включает в себя одноименное крупное Pt-Cu-Ni месторождение [1-2]. В плане он картируется в виде крупной линзовидной интрузии ($3 \times 0,7$ км), имеющей согласное залегание со структурой пород обрамления и обнаруживает тектонические контакты с вмещающей толщей. Массив сложен ультрамафитами и габброидами, со значительным преобладанием первых. Ультрамафиты представлены преимущественно кумулятивными дунитами, при этом верлиты и пикриты пользуются ограниченным распространением. Выделяемые породы не обнаруживает какой-либо стратификации в массиве, а распределяются хаотично. Можно предположить, что образование ультрамафитового тела осуществлялось в магматической камере в условиях активной тектонической обстановки, когда режим сжатия периодически сменялся растяжением. В моменты растяжения, очевидно, происходило пульсационное внедрение в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам неоднородных по составу ультраосновных расплавов, которые возникли в результате магматической дифференциации в глубинных промежуточных магматических очагах. Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, очевидно, представляют собой последующую, оторванную по времени, фазу внедрения, при этом наблюдаемые на контакте ультрамафитов и габброидов клинопироксениты, вероятно, являются реакционными образованиями [3].

Установлено, что промышленные пирротин-пентландитовые руды с минералами МПГ в Кингашском массиве обособляются в интерстициях, главным образом, кумулятивных дунитов и их серпентинизированных разностях [3]. Руды преимущественно вкрапленные (интерстиционно-вкрапленные, гнездово-вкрапленные, сидеронитовые и шлирово-вкрапленные) и охватывают в разной степени все ультрамафиты месторождения. Жильные сульфидные руды (брекчиевидные, массивные и флюидално-полосчатые, прожилковые) распространены в ограниченном объеме (около 0,3 %), их мощность – до 1,5 м.

Минеральный состав руд месторождения очень разнообразен. Главными рудными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит. К второстепенным минералам отнесены валлериит, кубанит, хромшпинелиды, пирит, марказит, маккинавит, борнит, сфалерит, ильменит, молибденит, касситерит, миллерит, халькозин, ковеллин, виоларит, самородная медь, различные гидроокислы железа. Среди малораспространенных минералов рудного комплекса отмечены теллуриды (алтаид, мелонит), вольфрамит, ильваит, галенит, никелин, маухерит, герсдорфит, брейтгауптит, паркерит, самородный висмут, аваруит. Также разнообразны, но встречаются в очень мелких выделениях (не более 0,25 мм) минералы благородных металлов: высокопробное золото, электрум, кюстелит, амальгама золота и серебра, аурикуприд, тетрааурикуприд, их медистые и палладистые разновидности, гёссит и МПГ [2].

В ходе настоящего исследования автором в процессе изучения вещественного состава рудных минералов Кингашского месторождения, выявлены и проанализированы арсениды и сульфоарсениды (маухерит, герсдорфит и кобальтин), которые, очевидно, имеют постмагматический гидротермальный генезис.

Маухерит ($Ni_{11}As_8$) и герсдорфит ($(Ni, Fe)AsS$) отмечены в тесной ассоциации среди халькопиритовых агрегатов (рисунок, *a*). Маухерит формирует гипидиоморфнозернистые и округлые мелкие зерна (до 0,04 мм), которые часто окольцовываются венцовой каймой герсдорфита, развиваемого, очевидно по первому минералу. Заметим, что полученный химический состав маухерита (таблица) хорошо совпадает с химическим составом выявленного единоразно ранее зерном маухерита [2], а герсдорфит не обнаруживает в своем химическом составе примеси кобальта, который в ранее изученных герсдорфитах отмечается постоянно в

диапазоне от 13,5 до 15,5 %. Автором предлагается известный до настоящего исследования герсдорфит переименовать в «кобальтистый герсдорфит», как промежуточную разновидность в ряду твердых растворов герсдорфит-кобальтин.

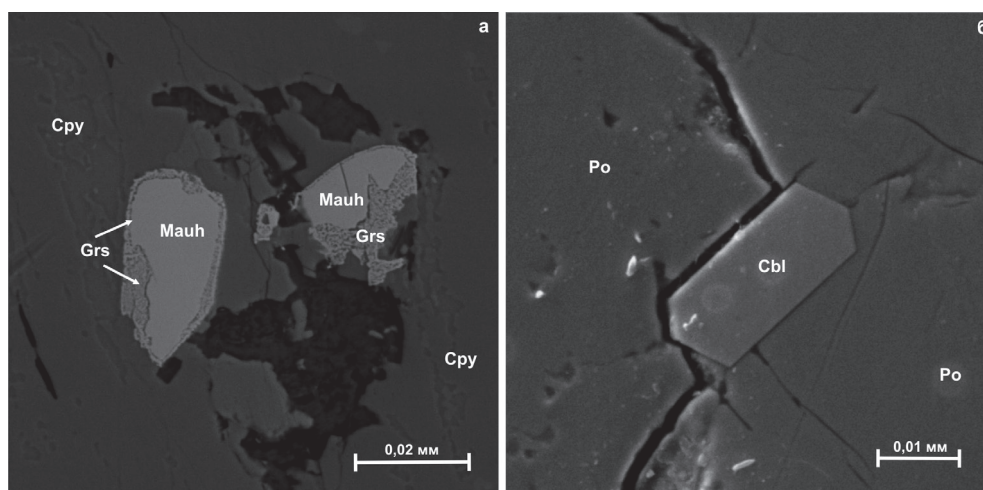


Рисунок. Микрофотографии арсенидов и сульфарсенидов в ультрамафитах Кингашского месторождения: *Mauh* – маухерит; *Grs* – герсдорфит; *Cbl* – кобальтин; *Cpy* – халькопирит; *Po* – пирротин

Таблица

Химический состав арсенидов и сульфарсенидов, вес. %

Минерал	Образец	Ni	Co	Fe	As	S	Сумма
Маухерит	С4Г-51.5-1	49,39	0,41	1,50	48,45	–	99,75
Герсдорфит	С4Г-51.5-2	36,20	–	17,32	36,14	10,24	99,90
Кобальтин	С-16-175-1	3,46	28,69	3,50	45,49	18,85	99,99
	С-16-175-3	4,09	28,02	3,48	45,75	18,66	100,00

Примечание. Определение химического состава выполнено путем тройных застрелов с последующим усреднением на электронном сканирующем микроскопе «Тескан Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700, в ЦКП «АЦ Геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск).

Кобальтин (CoAsS) отмечен в ультрамафитах Кингашского месторождения впервые в виде мелких отдельных зерен идиоморфного (исходно – октаэдрического?) облика внутри зерен пирротина (рисунок, б). Незначительная примесь никеля в химическом составе кобальтина обусловлена изоморфным замещением им кобальта, а незначительные количества железа – с «загрязнением» зерен минерала тонкой механической примесью пирротина (таблица).

Полученные результаты позволяют расширить минералогическую специализацию Кингашского массива и уточнить состав исходного рудоконтролирующего магматического расплава.

Литература

1. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. – Иркутск : Изд-во ИГТУ, 2003. – 192 с.
2. Корнев Т.Я., Романов А.П., Князев В.Н., Шарифулин С.К., Шведов Г.И., Третьяков Н.А., Резников И.Г., Некос В.В. Путеводитель по Кингашскому месторождению медно-никелевых и благороднометалльных руд (Восточный Саян). – Красноярск : КНИИГиМС, 2001. – 72 с.
3. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. – 2010. – № 2. – С. 1–25.

КЛАСТЕРНЫЙ РАДИОАКТИВНЫЙ РАСПАД И ЯДЕРНАЯ ДИССОЦИАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ ОРУДЕНЕНИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ

Кривицкий В.А.

vkrivichi@rambler.ru, Музей Землеведения МГУ, Москва, Россия

Вопрос об источнике рудных химических элементов в карбонатитах представляется весьма важным и актуальным. Учитывая то обстоятельство, что карбонатиты со временем становятся все более важным стратегическим сырьем, проблема их рудоносности только возрастает. Другой аспект интереса к карбонатитам связан с тем, что они являются производными мантийных магм, а следовательно, представляют интерес в связи с решением проблем изучения мантии и ее эволюции в истории развития Земли.

Все исследователи карбонатитовых комплексов признают, что вопрос источника рудных элементов сложен и трудно разрешим. Это действительно так, и это будет продолжаться до тех пор, пока мы будем стоять на старых, наивных позициях магматической дифференциации, селективного плавления субстрата, экстракции из вмещающих пород, метасоматоза (привноса и выноса химических элементов) и прочих физико-химических объяснений процессов рудогенеза.

При решении вопроса рудогенеза карбонатитов автор опирался на идеи В.И. Вернадского о роли явления радиоактивности в геохимии и космохимии. Он высказал рабочую гипотезу: «Радиоактивный распад химических элементов – превращение одного изотопа в другой – есть не частный случай, а общее свойство земного вещества. Все химические элементы Земли находятся в радиоактивном распаде. Это основной физико-химический процесс, лежащий в основе всех геологических процессов» [1].

Современные достижения в ядерной физике, такие как открытие кластерного квазикристаллического строения атомного ядра, экспериментальное открытие кластерной радиоактивности, открытие сверхтяжелых химических элементов и их газовых свойств. Дают основание, автору выдвинуть гипотезу, что эндогенные рудные месторождения, а также слагающие их рудные минералы и вмещающие горные породы, представляют собой раскристаллизовавшееся вещество, возникшее в результате кластерного радиоактивного распада и последующей ядерной диссоциации гипертяжелых, сверхтяжелых, трансурановых химических элементов – урана, тория и лантаноидов, поступающих из астеносферы Земли в газообразной форме в составе газовой-жидких флюидов (литосферных фумарол) (рис.1).

Следует признать, что одними из самых интересных объектов в процессах рудогенеза являются карбонатиты. Их сложнейшая, и порой непредсказуемая геохимическая история, по мнению автора, может быть успешно решена с помощью предложенной концепции – кластерной радиоактивности и ядерной диссоциации литосферных фумарол, гидротермальных растворов и магматических расплавов, поступающих из верхней мантии.

В пользу выдвигаемой гипотезы говорят такие эмпирические факты, как центроостремительная зональность, увеличение минерагенического индекса – возрастание количества минералов, особенно рудных, преобразование реликтовых минералов пирохлора и гатчеттолита и появления вновь образованных минералов – тантало-ниобатов, открытые в пределах таких месторождений как Тамтор, Саланлатви, Белозилинской группе месторождений.

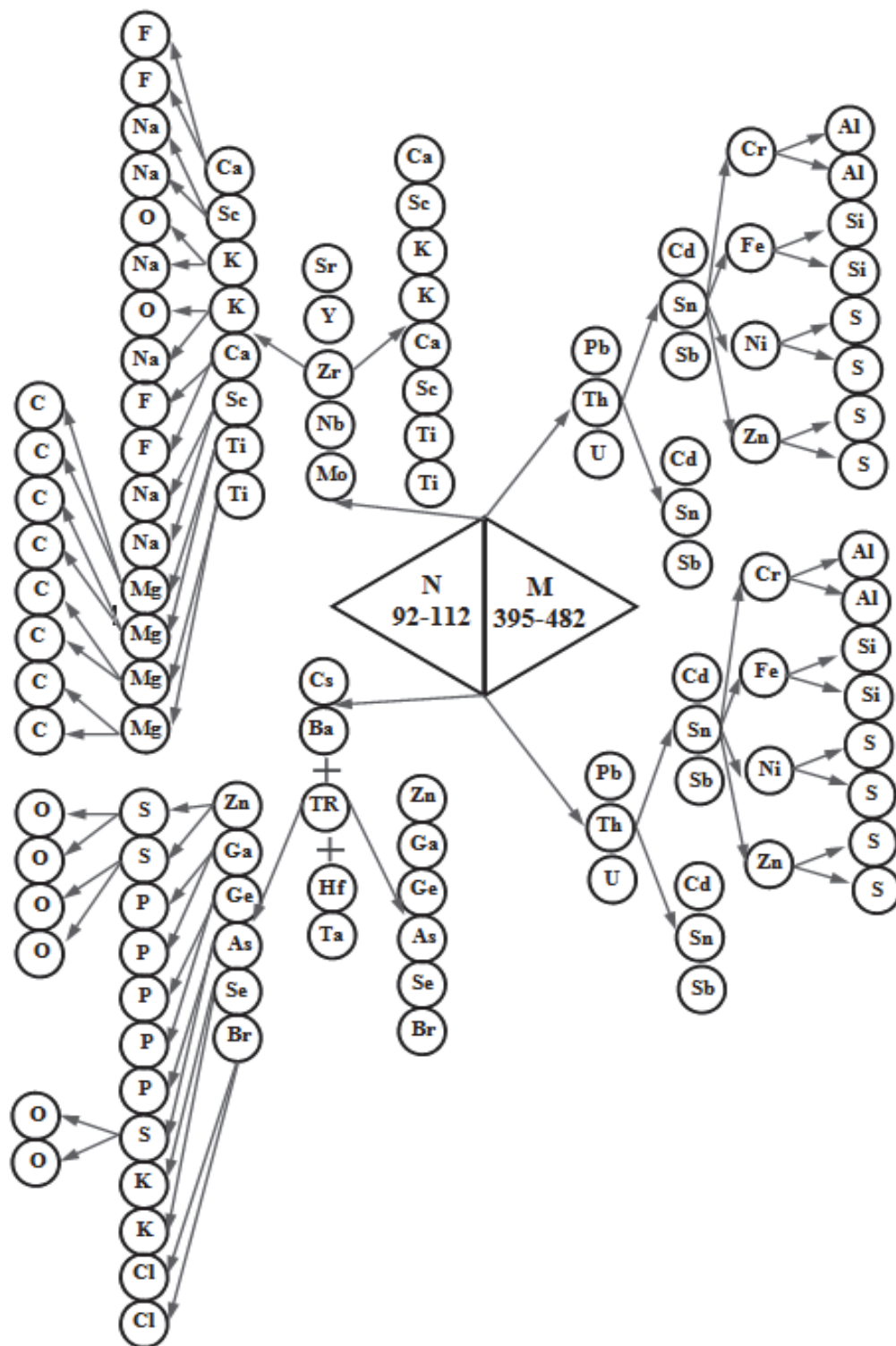


Рис. 1. Схема ядерной диссоциации сверхтяжелых атомных ядер массой $395-482 \cdot 10^{-27}$ кг. Пример образования ультращелочных комплексов и карбонатитового оруденения.

Литература

1. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М. : Наука, 1965, 374 с.
2. Кривицкий В.А. Трансмутация химических элементов в эволюции Земли: от гипотезы – к реальности и эксперимент. М. : МПГУ. 2003. 204 с.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СВОЙСТВ МОЛИБДЕНИТА В МОЛИБДЕНИТ-КВАРЦЕВЫХ БЕДНЫХ РУДАХ

¹Пирогов Б.И., ^{1,2}Якушина О.А., ¹Цицинова А.А., ¹Быстров И.Г., ¹Иоспа А.В.
vims-ozhogina@mail.ru, yak_oa@mail.ru, ¹ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский
институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского», Москва, Россия;
²ГБОУ ВПО Международный университет «Дубна», Дубна, Россия

В системе «минерал-среда» главным рудным минералом является молибденит MoS_2 , а в качестве среды выступает в основном кварц. Характер и генетическая природа (гидротермальный и гипергенный этапы минералообразования) предопределяют их взаимоотношения, технологические свойства и особенности обогатимости руды в целом. При этом морфоструктурные и конституционные характеристики являются важнейшими параметрами технологических свойств минералов (ТСМ).

Проведено комплексное минералогическое изучение молибденит-кварцевых руд методами оптической микроскопии (Пирогов Б.И., Цицинова А.А.), рентгеновской томографии ($\mu\text{РТ}$, Якушина О.А.), рентгенографический фазовый анализ (РФА, Иоспа А.В.), микро-рентгеноспектральный анализ (Быстров И.Г.) в минералогическом отделе ФГУП «ВИМС», часть исследований на электронном микроскопе со сканирующей приставкой выполнена в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (Филиппов В.Н., Пирогов Б.И.).

Исследованная руда по содержанию молибдена (0,15 % молибденита) – убогого тапа. Минеральный состав молибденит-кварцевых руд технологической пробы (рассчитан с учетом данных РКФА, химического анализа и электронной микроскопии): кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, каолинит, гетит и гидрогетит; в весьма малых количествах отмечены: пирит, халькопирит, галенит, золото, ярозит, биотит, мусковит, апатит, магнетит, гематит, хлориды и бромиды таллия. Рудные минералы молибдена – молибденит, ферримолибдит и повелит. Главный породообразующий минерал – кварц.

Молибденит образуют прожилки по трещинам и мелкую вкрапленность в кварце. Он выделяется в виде тонко- и мелкочешуйчатых агрегатов, отдельных зерен в кварце, а также нередко в виде мелких таблитчатых короткопризматических кристаллов, более толстым по краям, чем в средней части (края расщепляются на второй стадии вторичного гидротермального окварцевания). Для кристаллов характерны гексагональные формы поперечного сечения, гексагональные формы роста, деформационная штриховка на гранях призм и дипирамид. Рентгеноструктурным анализом (Иоспа А.В.) установлено, что молибденит руды относится к гексагональному политипу $2\text{H}\infty$, наиболее распространенному в природе. Чешуйчатые агрегаты минерала в породе, что определяет его природную неоднородность. В отраженном свете молибденит характеризуется сильным двуотражением и яркими внутренними рефлексами самых тончайших чешуек.

Изменчивость и вариации состава молибденита в зоне гипергенеза проявляются в результате образования по нему вторичных пленок повеллита, что подтверждено люминесцентным анализом, и ферримолибдита (установлен оптическими методами и микротомографией) в ассоциации с другими минералами. Весьма интересны взаимоотношения молибденита с основным нерудным минералом – кварцем. На начальном этапе гидротермального процесса он выполняет трещины и образует мелкие и тонкие чешуйчатые выделения, захваченные в процессе роста кристаллов кварца. Более поздние гидротермальные растворы кремнезема обуславливают расщепление кристаллов кварца гексагональной формы, четко проявляющееся в утолщенной их части по краям. Четко просматриваются расщепление пластин молибденита на электронно-микроскопических изображениях и их разрывы с закручиванием и дроблением в агрегатах пластинчатого облика. При этом кварц образует пленки на отдельных тонких дробленных частицах молибденита, а в целом такой агрегат цементируется кварцем, что позволяет сохранять большую часть молибденита при дроблении в процессе раскрытия минералов, вплоть до тонких классов. Положительную роль при этом играет кварц, кристаллы которого представлены субиндивидами размером от 0,2-0,5

до 2-4 мм, как отражение мозаичного роста минерала при формировании гидротермальных рудных жил. Субиндивиды кварца как бы бронируют молибденит. В то же время в зоне гипергенеза гидроксиды железа образуют тонкие пленки между зернами (субиндивидами) кварца, создавая ложный тип сростаний, облегчающий раскрытие в процессе дробления.

По данным микрорентгеномографии в выделениях молибденита, отобранные как мономинеральные зерна, по значениям линейного коэффициента (ЛКО) ослабления рентгеновских лучей дифференцируются 4 фазы. Это обусловлено различной степенью упорядоченности структуры и/или изоморфными замещениями, связанными со сложной генетической природой минерала, в т.ч., с процессами окисления на поверхности зерен. Локальное повышение ЛКО в зернах молибденита может объясняться вхождением в его структуру примесей тяжелых металлов, например, Re. Известный факт зависимости определенных морфоструктурных особенностей реального строения минерала от его кристаллохимической структуры, проявляется в размытии, уширении максимумов дифракционных отражений (РФА) по причине текстурирования минералов со слоистыми структурами, или имеет место вариация значений поглощения рентгеновских лучей на томограммах в зерне минерала по его разным кристаллографическим направлениям.

Тонкие выделения чешуйчатого молибденита в данной руде, окисление его в зонах контакта определяют неоднородность и негативно влияют на раскрытие минерала. Действительно, изучение полученных молибденовых концентратов показало, что зёрна, принимаемые за «свободные» (условно), на самом деле представлены чешуйками молибденита, пирита и халькопирита с незначительным (до 5%) количеством нерудной составляющей, представленной кварцем, что явно видно в проходящем свете. Причем, главным образом преобладает молибденит (с пленками повеллита и ферримолибдита), доля которого составляет примерно 80-85%. Остальная часть ~15-20% представлена пиритом и халькопиритом, нередко покрытыми пленками гидроксидов железа. За счет переизмельчения руды, рудный материал флокулируется с нерудным. В связи с этим в концентрате остается значительная доля нерудных минералов.

Таким образом, выделения минералов в дробленной руде и характер их раскрытия полностью отражают закономерности в изменчивости вещественного состава руды и морфоструктурных особенностей молибденита, которые установлены в начале исследований на основании учения об онтогении минералов.

На основе онтогенического подхода к оценке технологических свойств молибденита установлено, что минерал представлен политипом $2H-MoS_2$, содержит в качестве примеси Re; образует прожилки и включения в кварце, нередко за счет расщепления агрегатов гидротермальным кварцем на поверхности частиц молибденита образуются тонкие пленки кварца; в зоне окисления в отдельных блоках минерал покрыт пленками ферримолибдита и повеллита как в первичном образовании, так и в виде пленок, образующихся при измельчении, что подчеркивается данными микротомографии в связи с изменением ЛКО при возрастании степени дефектности кристаллической структуры молибденита в отдельных участках дробленных частиц (за счет формирования при механическом воздействии на руду суперпозиции вторичных конституционных наведенных свойств, по В.И. Ревнивцеву).

Литература

1. Григорьев Д.П. Позиции онтогении минералов // Записки ВМО. 1978. – Ч. 107. – В. 4.
2. Пирогов Б.И. Онтогенический метод в определении технологических свойств минералов. Л. : Наука, 1985, с. 22-35.
3. Пирогов Б.И. Роль техногенной онтогении в структурном анализе руд и продуктов обогащения // Мат-лы минерал. семинара с междунар. участием «Проблемы и перспективы современной минералогии» (Юшкинские чтения-2014). Сыктывкар : Геопринт, 2014. – С. 245-246. – ISBN 978-5-798491-057-6.
4. Ревнивцев В.И., Доливо-Добровольская Г.И., Владимиров П.С. Технологическая минералогия обломочных малых частиц. СПб. : Наука, 1993, 248 с.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ – ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Ожогина Е.Г., Якушина О.А., Астахова Ю.М.

vims-ozhogina@mail.ru, yak_oa@mail.ru, ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского», Москва, Россия

Глубоководные полиметаллические сульфидные руды (ГПС), один из видов океанических руд – это комплексное полиминеральное сырье, которое рассматривается в качестве источника, в первую очередь, цветных металлов [1]. В настоящее время осуществляется комплекс поисково-разведочных работ на ГПС в центральной части Атлантического океана, рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (САХ) в которой расположен заявочный район Российской Федерации. В связи с перспективой разработки руд Мирового океана необходимо знать возможности и ограничения физических методов, применяемых при минералогических исследованиях таких объектов [3].

Глубоководные полиметаллические сульфидные руды имеют полиминеральный состав и сложный текстурно-структурный рисунок, что обусловлено совмещением одновременных минеральных ассоциаций, присутствием метастабильных минералов, «минералов-эфемеров», особенно в системе Cu-Fe-S, неустойчивых при смене температур и давления, широким развитием изоморфных замещений в структурах многих минералов, нарушением их стехиометрии и степени упорядочения кристаллической структуры. Специфической особенностью ГПС является присутствие в них фоссилизированных органических остатков, рудных псевдоморфоз по червям-полихетам и вестиментиферам трубчатого облика. Морфология руд весьма сложна и разнообразна, их тонкое строение, сложение руд отражают многостадийность и условия образования (первичные руды) и последующего преобразования (вторичные руды). Гранулярный состав рудных минералов, представляющих промышленную ценность, варьирует в значительных пределах. Особый интерес представляют нанопазы (минеральные индивиды размером в несколько нанометров), которые еще несколько десятилетий назад просто не идентифицировались, а сегодня их присутствие доказано во многих природных и техногенных минеральных системах, в том числе и колчеданных рудах океана. Известно [2], что форма и свойства (температура плавления, реакционная способность, электропроводность, магнитность, прочность) наноиндивидов, в данном случае рудных сульфидов, в значительной степени отличаются от таковых макро- и микроиндивидов вследствие большей доли поверхностных атомов. Следовательно, можно говорить о новых нетрадиционных технологиях переработки полиметаллических сульфидных руд океана или, по крайней мере, новых операциях в комплексных технологиях их переработки, которые позволят извлечь рудные минералы цветных, благородных, а в перспективе, возможно, и редких металлов.

Минералогические особенности руд (присутствие значительного количества полезных минералов, нередко тесно ассоциирующих между собой, входящих в различные парагенезисы, их гранулярный состав и морфометрические характеристики) в значительной степени затрудняют прикладные минералогические исследования и требуют привлечения не только традиционных методов анализа (оптической микроскопии и рентгенографии), но прецизионных физических методов, главными из которых сегодня становятся методы аналитической электронной микроскопии. Следует учитывать влияние пробоподготовки на получаемые результаты: при дроблении, сухом измельчении и истирании возникают достаточно высокие температуры, при которых происходят явления, изменяющие состав и свойства рудных минералов. При измельчении сульфидных руд могут наблюдаться полиморфные превращения пирротина.

Исследованию минералогическими методами подвергались две пробы ГПС, забранные на гидротермальном рудном поле «Петербургское» на площади Российского разведочного района (PPP) в Атлантическом океане, во время 34-го штатного рейса научно-исследовательского судна «Профессор Логачев». В задачи минералогического изучения входило определение

минерального состава, текстурно-структурных характеристик и поиск форм нахождения всех полезных и потенциально полезных элементов. Комплекс использованных методов включал оптическую микроскопию (стереомикроскоп высшего класса Leica MZ12.5B, Германия), рентгенографический фазовый анализ РФА (дифрактометр X Pert PRO MDP, PANalytical, Голландия) и рентгеновскую томографию (BT-50-Геотом, Россия). Исследования проводились в соответствии с отраслевыми нормативно-методическими документами.

Традиционные минералогические исследования, проводимые методами световой оптики – оптико-минералогический, петрографический, минераграфический, оптико-геометрический анализы – при изучении сульфидных полиметаллических руд обычно не обеспечивают необходимой полноты определения минерального состава руды, предусматривающей диагностику всех минеральных фаз с количественной оценкой их содержаний, хотя и являются основными методами изучения текстурно-структурных характеристик руд и пород и обязательно используются на первом этапе их изучения.

Исследованные пробы ГПС сформированы рудами различных минеральных типов, имеют сложный текстурно-структурный рисунок. Руда одной пробы имеет текстуру массивную, полосчатую, пятнистую, вкрапленную, что обусловлено чередованием рудных и нерудных прослоев, процессами окисления первичных сульфидов железа в гидроксиды. Структура неравномернозернистая, тонко-, скрыто-кристаллическая. Рудная масса сформирована сульфидами меди и железа – тонкокристаллическими халькопиритом и пиритом, отмечаются пятнистые участки гидроксидов железа. В малых количествах присутствуют минералы меди ковелин и дигенит. Размеры зерен рудных минералов изменяются в широких пределах, от первых единиц до 100 мкм. Широко развиты пустоты, каверны, поры. В большом свободном пространстве образовались кристаллы сульфидов кристаллографических форм, тогда как на поверхности трещин развиты тонко-скрытокристаллические сульфиды. Более 50% руды сложено кварцем. Руда второй пробы характеризуется микрокавернозной, полосчатой, колломорфной, пятнистой текстурой. Структура массивная, неравномернозернистая. Основная масса сформирована сульфидами железа – тонко-скрытокристаллическим пиритом и марказитом. Широко развита микропористость в межзерновом пространстве мелких кристаллов пирита. В пустотах образовались крупные кристаллы с развитыми кристаллографическими формами, а на поверхности трещин – тонко-скрытокристаллические сульфиды. Присутствуют куприт, ковелин, атакамит, тенорит, породообразующие минералы галит, плагиоклаз (<1-3%).

Таким образом, главными рудными минералами являются в одной пробе халькопирит и пирит, тесно ассоциирующие с кварцем, во второй – пирит и марказит в виде сливных тонкокристаллических масс при практически отсутствии породообразующих фаз.

Механизм субмаринного сульфидообразования близок к условиям формирования древних колчеданных руд Урала, Алтая, Японии, Португалии и других регионов. Уральские полиметаллические сульфидные руды сегодня успешно перерабатываются, современные технологии позволяют извлекать из них медь, свинец, цинк и другие металлы. Поэтому гидротермальные сульфидные руды океана, отличающиеся высокой скоростью накопления, могут стать реальным источником цветных металлов в ближайшем будущем.

Литература

1. Гидротермальный рудогенез океанского дна / Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, Г.Б. Гурвич. М. : Наука, 2006, – 257 с.
2. Котова О.Б. Поверхностные процессы в тонкодисперсных минеральных системах. Екатеринбург : УрО РАН, 2004, 194 с.
3. Ожогина Е.Г., Якушина О.А., Мошкова М.В. Метрологическое обеспечение минералогических исследований полезных ископаемых: состояние и перспективы // Разведка и охрана недр, 2012. – №1. – С. 49-53.
4. Полезные ископаемые Мирового океана (основные типы ТПИ) / В.В. Авдониц, В.В. Кругляков, И.Н. Пономарева, Е.В. Титова и др. – М. : Изд-во МГУ, 2000. – 160 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ГРУППЫ НЕГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛА ПАНЧИТА, РАСПОЛОЖЕННОЙ НА ТЕРРИТОРИИ ПОРОД ОАХАКСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОЗРАСТОМ 1 МЛРД ЛЕТ), ШТАТА ОАХАКА, ЮГ МЕКСИКИ

¹Щепетильникова В.М., ¹Абдуллин Ф.Р., ¹Соле-Виньяс Х., ²Павлинова Н.В.
shchepetilnikova@gmail.com, Национальный автономный университет Мексики,
Мехико-Сити, Мексика; ²Российский университет дружбы народов, Москва, Россия

На юге Мексики на территории штата Оахака расположен самый большой по площади (более 10 000 км²) выход на дневную поверхность Неопротерозойских пород фундамента, которые получили название Оахакский Комплекс. Оахакский Комплекс сложен осадочными и магматическими породами, метаморфизованными до гранулитовой фации во время действия гренвильского орогенеза на территории Мексики (Ortega-Gutiérrez et al., 1977). Считается, что комплекс этих пород, выходящих на дневную поверхность является продолжением на территории Мексики пород гренвильского пояса, который протягивается вдоль всего континента Северной Америки от северо-восточной Канады до юга Мексики (Ruiz et al., 1999). Отличительной чертой пород Оахакского Комплекса, а также и пород гренвильского пояса в целом, можно считать наличие многочисленных пегматитовых даек, распространенных на всей их территории.

До настоящего времени эти пегматиты привлекали внимание ученых только для отработки методики определения абсолютного возраста разными изотопными методами цирконов, слюды и других минералов, по причине их гигантокристаллического размера (Fries and Rincón-Orta, 1965; Fries et al., 1962; Anderson and Silver, 1971; Ortega-Gutiérrez et al., 1977). Такие же аспекты, как минералогический состав, геохимические особенности и генезис, практически не были освещены в литературе. По минералогическому составу пегматиты Оахакского комплекса можно разделить на простые – гранитные, в составе которых присутствует только кварц, полевые шпаты и слюды; и на пегматиты с необычным для этого типа геологических тел минералогическим составом – скаполит-пироксен-кальцитовые.

Настоящая работа посвящена детальному минералогическому, геохимическому и геохронологическому изучению одного необычного по своему минералогическому составу комплекса пегматитовых тел под названием Ла Панчита. Пегматитовые тела группы Ла Панчита представляют собой семью посттектонических миароловых тел, расположенных внутри одной пироксенитовой дайки, которая, в свою очередь, согласно залегает в кварц-полевошпатовых гнейсах. По своему строению пегматиты имеют зональное строение с пироксен-скаполит-флогопитовой внешней зоной и карбонатным ядром. В состав пегматитов этой серии входят в основном минералы кальций-щелочного состава: мейонит $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$ (кальциевая разновидность скаполита), диопсид-авгит $\text{FeCaSi}_2\text{O}_6$ – $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al},\text{Ti})(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6$, кальцит CaCO_3 , апатит $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH},\text{F},\text{Cl})_2$, а также флогопит $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$. На территории Оахакского Комплекса кроме пегматитов Ла Панчита образований с аналогичным минералогическим составом до сих пор не было обнаружено, но в канадской части гренвильского пояса пегматитовые месторождения с аналогичной минерализацией разрабатывались в первой половине XX века для получения апатита и флогопита. Ранее считалось, что семья пегматитовых тел Ла Панчита является гранитным типом пегматитов и сформировалась во время завершающего этапа гренвильского тектогенеза в результате частичного плавления гнейсовых пород Оахакского Комплекса (Haghenbeck-Correa, 1993; Arenas-Hernández, 1999). Геохимическое исследование рассеянных элементов в цирконах и апатитах извлеченных из пегматитов Ла Панчита показало, что данные тела не являются родственными с породами гранитного состава, а образовались в результате эволюции ультраосновных щелочных, бедных кремнеземом расплавов, таких как карбонатитовые или сиенитовые породы.

Изотопный анализ апатита и кальцита выявил, что магматическое происхождение более вероятно, чем метаморфическое, т.е. тела не являются продуктом плавления

вмещающих гнейсов, а непосредственно образовались из материала близкого по происхождению к мантийному.

Судя по молодому возрасту кристаллизации таких пегматитовых минералов как флогопит, апатит и циркон относительно возраста аналогичных минералов из вмещающих пород, а так же полевые наблюдения показывают, что данная пероксенитовая дайка внедрилась в уже холодную вмещающую породу (гнейсы), частично плавя ее.

Отличительной чертой пегматитов Ла Панчита от аналогичных пегматитов канадской части гренвилльского пояса является отсутствие в Оахакских пегматитах полевошпатовых минералов. Семья пегматитов Ла Панчита образовались в результате отделения (фракционирования) флюидной фазы во время застывания пероксенитовой дайки. Обогащенность флюидной фазы Са и обедненность Al_2O_3 и SiO_2 , а так же присутствие значительного количества летучих компонентов (CO_2 , Cl, SO_4 , F и OH) привело к кристаллизации скаполита вместо кальциевого полевого шпата (анортита) и образования кальцитового ядра вместо классического кварцевого. По мнению Шмакина Б.М. и др. (2007) пегматитовые тела такого состава «были образованы в период, когда вмещающие породы остыли до 400-450°C, а давление снизилось до 400 МПа.»

Таким образом, образование семьи пегматитов Ла Панчита так же как и вмещающей их пироксенитовой дайки, скорее всего, связано с внедрением основных щелочных магм в породы Оахакского Комплекса во время тектонического режима растяжения (образование рифтовой зоны) в заключительный этап гренвилльского орогенеза на данной территории.

Литература

1. Шмакин, Б.М., Загорский, В.Е., Макагон, В.М., 2007, Гранитные пегматиты. Т.4. Редкоземельные пегматиты. Пегматиты необычного состава, Новосибирск, Наука, 288-290.
2. Anderson, T.H., Silver, L.T., 1971, Age of granulite metamorphism during the Oaxacan orogeny, Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 3, p. 492.
3. Arenas-Hernandez, M., 1999, Geología de la pegmatita "La Ofelia", Zimatlan Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 113 pp.
4. Fries, C., Rincyn-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de Geocronología: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 73, 57-133.
5. Fries, C., Schmitter-Villada, E., Damon, P.E., Livingston, D.E., 1962, Rocas Precámbricas de edad Grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 64, 43-53.
6. Hagenbeck-Correa, E.L., 1993, Estudio mineralógico de los cuerpos pegmatíticos del area de Zimatlan, estado de Oaxaca: Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de licenciatura, 72 pp.
7. Ortega-Gutiérrez, F., Anderson, T.H., Silver, L. T., 1977, Lithologies and geochronology of the Precambrian of southern Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 9, 1121-1122.
8. Ruiz, J., Tosdal, R. M., Restrepo, P. A., Murillo-Mucetyn, G., 1999, Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connections in the Proterozoic: Geological Society of America, Special Paper, 336, 183-198.

ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ АПАТИТОВ ИЗ ЮРСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПЕСЧАНИКОВ ШТАТА ЧИАПАС, МЕКСИКА

¹Щепетильникова В.М., ¹Абдуллин Ф.Р., ¹Соле-Виньяс Х., ²Павлинова Н.В.
shchepetilnikova@gmail.com, ¹Национальный Автономный Университет Мексики,
Мехико-Сити, Мексика, ²Российский Университет Дружбы Народов, Москва, Россия

Сиерра-де-Чиapas (СДЧ), охватывающая всю территорию южного мексиканского штата Чиapas, является частью тектонического блока Майя (Schaaf et al., 2002) и представляет собой очень сложную геологическую провинцию. Геодинамическая обстановка СДЧ контролируется движениями Северо-Американской и Карибской плит и плиты Кокос (Witt et al., 2012). Основываясь на литостратиграфических, топографических и тектонических особенностях, Meneses-Rocha (2001) разделяет территорию СДЧ на 5 основных субрайонов:

1. Пермо-Триасовый Чиапасский батолит, который является кристаллическим фундаментом блока Майя.

2. Центральная депрессия (или Сиерра-Моноклираль), которая представляет собой удлиненную моноклиральную структуру, сложенную в основном из карбонатных и терригенных осадочных горных пород Мезозойского возраста.

3. Антиклинорий Чикомусело, который сложен из деформированных Палеозойских метаосадков (в ядре) и Мезозойских осадочных пород (на крыльях).

4. Субпровинция сдвиговых разломов, которая состоит в основном из антиклинальных структур и сдвиговых разломов, где преобладают выходы на дневную поверхность терригенных осадочных пород Третичного возраста.

5. Субпровинция надвигов, которая представлена надвигами, узкими и длинными антиклинальными складками, между которыми синклинальные структуры не прослеживаются. В литостратиграфическом отношении, эта субпровинция характеризуется Мезозойскими известняками и доломитами, а также незначительными выходами на поверхность Третичных терригенных пород.

Первые результаты низкотемпературных геохронометрических исследований пород Штата Чиapas, а именно, трековое датирование апатитов и датирование апатитов методом (U-Th-Sm)/He, были получены для Пермо-Триасовых гранитоидов и Третичных песчаников (Witt et al., 2012). Эти комбинированные данные помогли определить точный возраст Чиапасского орогенеза (Meneses-Rocha, 2001), который произошел в течение среднего и позднего Миоцена (Witt et al., 2012). Однако, многие авторы на основании стратиграфических и седиментационных исследований, проведенных во время полевых работ (Carfanten, 1981, Burkart et al., 1987; Meneses-Rocha, 2001), предположили, что в геологической истории СДЧ присутствует также более ранняя тектоническая фаза, которая продолжалась, предположительно, с позднего Мела до Палеогена. Тем не менее, им не удалось определить точный временной интервал этого тектонического события на основе детальных структурных анализов, так как относительно молодой Чиапасский орогенез удалил практически все деформационные сигналы предыдущих тектонических событий.

Главной целью данной работы является определение возраста тектонической активности произошедшей на территории СДЧ с позднего Мела до Палеогена. Для решения этой задачи были использованы результаты трекового датирования детритовых апатитов из красноцветных песчаников формации Тодос Сантос, стратиграфический возраст которой был приблизительно определен как среднеюрский (Meneses-Rocha, 2001). В общей сложности, 262 апатита из четырех образцов песчаника были проанализированы с помощью трекового датирования. В данном случае, датирование было проведено на основе прямого определения концентрации 238-го изотопа урана с помощью метода лазерной абляции с индуктивно интегрированной плазмой масс-спектрометрией (Abdullin et al., 2014). Новый метод трекового датирования, в отличие от классического (т.е. метод внешнего детектора), не требует искусственной радиации образцов с помощью атомного реактора, что позволяет получить результаты в кратчайшие сроки.

Необходимо отметить, что эффективная температура закрытия системы флюорпатитов для трекового метода колеблется в пределах 90–110 °С (Абдуллин и Павлинова, 2013; Abdullin et al., 2014), в зависимости от скорости охлаждения пород. Возраста детритовых апатитов из формации Тодос Сантос меняются с 40 ± 3 (1 σ) Ма до 232 ± 31 (1 σ) Ма. Это означает, что апатиты обновили свои возраста частично в результате диагенетического прогрева осадочных толщ. Разделенные результаты были интерпретированы следующим образом:

1. 203 ± 7 (1 σ) Ма как возраст охлаждения пород территории, которая впоследствии являлась источником сноса для среднеюрских песков, что соответствует тектономагматической активности Чиапасского батолита в Пермо-Триасовый период (Schaaf et al., 2002).

2. 163 ± 3 (1 σ) как минимальный возраст осадконакопления для формации Тодос Сантос.

3. 84–50 Ма как возрастной интервал тектонической активации, которая произошла в СДЧ с позднего Мела до раннего Эоцена. Данный интервал соответствует Ларамийскому орогенезу, который произошел на территории Северных и Центральных частях Мексики, а также на территории США (Gray and Lawton, 2011).

Таким образом, результаты трекового датирования, представленные в данной работе, подтверждают предположение о воздействии Ларамийского орогенеза на территорию СДЧ (Carfantan, 1981, Burkart et al., 1987; Meneses-Rocha, 2001).

Литература

1. Абдуллин, Ф.Р., Павлинова, Н.В., 2013, Реконструкция термотектонической истории осадочных бассейнов с помощью датирования детритовых апатитов методом (U-Th)/He, Вестник РУДН, №2, 31–37.

2. Abdullin, F., Solé, J., and Solari, L., 2014, Datación mediante trazas de fisión y análisis multielemental con LA-ICP-MS del fluorapatito de Cerro de Mercado (Durango, México): Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 31, p. 395–406.

3. Burkart, B., Deaton, B.C., Dengo, C., and Moreno, G., 1987, Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Pochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large Neogene displacement: Tectonics, v. 6, p. 411–422.

4. Carfantan, J.C., 1981, Evolución estructural del sureste de México, Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 5, p. 207–216.

5. Gray, G.G., and Lawton, T.F., 2011, New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 63, p. 333–343.

6. Meneses-Rocha, J.J., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems, in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Cantú-Chapa, A., eds., The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 75, p. 183–216.

7. Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Gross, A., Ortega-Gutiérrez, F., and Kohler, H., 2002, The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics, in Miller, H.E., ed., Contributions to Latin-American Geology: Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, v. 225, p. 1–23.

8. Witt, C., Brichau, S., and Carter, A., 2012, New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry: Tectonics, v. 31, TC6001.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ ТИТАНОВЫХ АКЦЕССОРИЕВ ЮЖНОГО ГИССАРА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Хасанов А.Х., Кривошекова Н.И.

prof_hasanov@mail.ru, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан

В пределах южного склона Гиссарского хребта, являющегося составной частью герцинской геосинклинальной складчатой системы Тянь-Шаня имеют широкое распространение разнообразные гранитоидные породы. Они объединяются в единый Гиссарский батолит, сформированный в среднем карбоне в инверсионный этап геосинклинального развития региона (1). В этом регионе довольно интенсивно и последовательно проявлены также разнообразные метасоматические процессы, приведшие к формированию различных метасоматитов, отличающихся по химическому, петрографическому составу и сопровождаемому оруденению. Они охватывают длительный период геологического времени и в свете генетической классификации академика Д.С. Коржинского (2) нами (3) выделены позднемагматическая стадия (магматическое замещение, образование гибридных пород и др.), постмагматическая раннещелочная стадия (региональная микроклинизация, альбитизация, образование сиено-диоритов, микроклинитов, альбититов, метасиенитов), кислотная стадия (образование грейзенизированных «красных» гранитов и грейзенов и т.д.).

В ходе отмеченных стадий метасоматоза исходные гранитоиды последовательно претерпевают существенные минералого-геохимические петрографические структурно-текстурные преобразования. При этом существенно преобразуются не только главные породообразующие составляющие пород, но и отражаются на видовой состав, количественные соотношения, вторичные изменения и другие особенности акцессорных минералов. По мнению ряда исследователей, они являются более чувствительными к наложенным процессам, реагируют на них гораздо «раньше и заметнее чем на главных минералах» (4). И поэтому они могут служить своеобразными «тонкими и чуткими индикаторами» (5, с.102) последующих метасоматических процессов. В то же время изучение акцессорных минералов могут также успешно содействовать решению отдельных вопросов рудообразования, металлогении и петрологии (6, 7, 8, 9).

К числу элементов-примесей гранитоидов и метасоматитов Южного Гиссара относится титан. Его содержание в них варьируется от 0.57% в гибридизированных гранодиорит-диоритах, 0.37% в гранитах, до 0.17% в грейзенизированных, так называемых, «красных гранитах». Титан по геохимическим особенностям относится к числу малоподвижных элементов и по этой причине при метасоматических преобразованиях исходных пород существенно не выносится, а образует, в зависимости от условий среды, различные минералы. Определенная его часть, по мнению академика В.С. Соболева (10), при магматических процессах рассеивается в виде изоморфной примеси в состав породообразующих минералов, в частности биотита. Другая его часть при этом фиксируется в виде акцессорных минералов ильменита и сфена.

Наибольшая концентрация сфена среди магматитов Южного Гиссара наблюдается в контаминированных гранитоидах повышенной основности и в гибридных породах. Его количество в них достигает 350-400 г/т, значительно больше, чем в нормальных гранитах, где он присутствует от единичных зерен до 50-60 г/т (11). Сфен здесь образует сравнительно достаточно крупные (до 0.5-0.7 мм) для акцессориев неправильные и хорошо ограненные характерные для него клиновидные, полупрозрачные зерна, содержащие обычно пойкилитовые включения кварца, полевых шпатов, апатита. В шлифах и протолочках сфен ассоциирует с апатитом, цирконом, ортитом, шеелитом, ксенотимом и монацитом.

В метасоматически измененных в кислотной стадии грейзенизированных гранитоидах, сфен становится неустойчивым и, в условиях повышения потенциала кислорода, постепенно превращается в глиноподобный агрегат вторичных малоподвижных соединений титана – лейкоксен. В дальнейшем, при более интенсивном преобразовании, в лейкоксени-

зированной массе появляются в виде сгустков эмульсионные скрытокристаллические, а затем диагностируемые красно-коричневые микролиты брукита (12). Последний затем преобразуется в рутил – наиболее устойчивую модификацию двуокиси титана, характерную для грейзенизированных гранитоидов. Подобные видоизменения сфена наблюдались среди гранитоидов и пегматитов Восточного Забайкалья (13), хрусталеносных жил альпийского типа Среднего Урала (14).

Представляется интересным в генетическом отношении и другой титановый акцессорный минерал – анатаз, который встречается на Южном Гиссаре обычно в альбитизированных гранитоидах, альбититах и сиенитах, т.е. в образованиях раннещелочной (натриевой) стадии метасоматоза. Характерно, что и в других регионах он отмечен в аналогичных образованиях, в частности альбитизированных пегматитах Восточного Забайкалья (13) и натролитовых жилах нефелиновых сиенитов (15).

Как видно, в различных метасоматически измененных гранитоидах и метасоматитов Южного Гиссара, образованных в широком диапазоне химизма среды отмечаются определенные виды и модификации титановых минералов. Это является, по-видимому, следствием инертности титана, остающимся малоподвижным почти во всех стадиях метасоматоза, что может быть использовано как минералогический индикатор кислотности определенных стадий метасоматоза.

Литература

1. Марковский А.П. (редактор), Лихачев Ю.А. (соредактор) Геология СССР, т. 24, Тадж. ССР, геологическое описание. – М. : Госгеолтехиздат, 1959, 735 с.
2. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – Изд. АН СССР, 1955.
3. Хасанов А.Х. Петрология и рудоносность метасоматических комплексов Центрального Таджикистана. – Душанбе : Изд. «Дониш», 1976.
4. Мониц В.К., Гогель Г.Н. Некоторые акцессорные минералы из гранитов и грейзенов Баянаульского массива. – Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 13, 1951.
5. Казицын Ю.В. Акцессорные минералы околорудных метасоматитов // Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. – М., ротап rint ИМГРЭ, 1969.
6. Туровский С.Д. О времени выделения и условиях образования акцессорных минералов в процессе формирования изверженных горных пород // Тр. Ин-та геологии Кирг. ССР, вып. 7, 1956.
7. Руб М.Г. Значение акцессорных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогении // Сов. геология, № 1, 1964.
8. Ляхович В.В. Содержание акцессорных минералов – индикатор рудоносности изверженных пород // Сов. геология, № 1, 1974.
9. Путалова Р.В. Акцессорные минералы гранитоидных интрузий Чингизского метаантиклинория. – Каз. ССР, Алма-Ата : Изд. «Наука», 1978.
10. Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. – Изд. Львовского ун-та, 1949.
11. Кривощекова Н.И. О количественном содержании акцессорных минералов гранитоидов Южного Гиссара // Вопросы геологии Таджикистана. – Вып. 3, 1973.
12. Хасанов А.Х., Кривощекова Н.И. – Роль метасоматоза в образовании титановых акцессорных минералов (на примере гранитоидов Южного Гиссара) // Проблемы геологии Таджикистана. – Изд. АН Тадж. ССР, 1964.
13. Корнетова В.А. Брукит и анатаз в пегматитах Восточного Забайкалья // Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 6, 1954.
14. Якшин В.И. Рутилизация сфена в жилах альпийского типа. – Зап. ВМО, 1962, ч. 92, вып. 2.
15. Лабунцов А.Н. Анатаз с натролитом // Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 1, 1949.

ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА КАК ИСТОЧНИК ДАННЫХ О СОСТАВЕ И ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ВЕРХНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА

Тегкаев Е.Т., Шнюков С.Е., Савенок С.П.

tegkaev@ukr.net, Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
учебно-научный институт «Институт геологии», Киев, Украина

Исследование эволюции континентальной земной коры – одна из традиционно актуальных задач современной геологии. Для ее решения обычно используются методы, основанные, например, на «точечных» U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf возрастных определениях и оценках площадной распространенности соответствующих им геологических образований [9]. Однако стандартная информация о площадной распространенности (результаты картирования) всегда в той или иной степени субъективна и характеризует континентальную кору лишь на уровне современного эрозионного среза, что снижает достоверность и представительность выводов.

Поэтому для решения этой задачи в настоящее время широко развиваются методы, основанные на геохимическом изучении больших детритовых популяций наиболее распространенных («сквозных») акцессорных минералов (САМ – циркон, монацит и др.) [1, 2, 3, 4, 5, 10] из обломочных продуктов «дренажа» крупных участков континентальной коры палео- и современными аллювиальными (ледниковыми) системами. Поскольку эти продукты (и популяции САМ) объективно отражают состав, возраст и, что важно, объемные соотношения пород эродированного объема коры, такой подход исключает проблему пространственных соотношений между точечно датированными типами пород и, главное, позволяет получить информацию об уже уничтоженной эрозией верхней части разреза коры (многие километры), которая недоступна для изучения никакими другими методами.

Реализация такого подхода с применением современных локальных (LA-ICP-MS, SIMS) и сублокальных [4] аналитических методов для изучения САМ обеспечивает (1) использование наиболее эффективных изотопных систем для позерновой оценки кристаллизационного и модельного возрастов, (2) идентификацию типов материнских пород для каждого из исследованных зерен САМ [6], (3) выделение ведущих этапов эволюции коры и реставрацию их петрологического содержания и минерагенической нагрузки, (4) построение кривых роста коры с последующим переходом к геохимическому моделированию системы кора – мантия [5, 7, 10].

Для применения описанного подхода к территории северо-западной части Украинского щита (УЩ) выполнено широкомасштабное опробование таких разновозрастных обломочных отложений:

(1) Аллювиальные отложения современной речной сети региона. Отобраны крупнообъемные пробы из четырёх опорных точек, характеризующих территорию водосбора рек Жерев, Уж, Ирша и Тетерев. Эти реки являются правыми притоками реки Днепр и дренируют северо-западную часть УЩ (Коростенский плутон и его метаморфическое обрамление), а также разновозрастные осадочные образования осадочного чехла. Область водосбора рек Жерев, Уж, Ирша, Тетерев охватывает территорию площадью ~17 тыс. км². Материал проб представляет собой хорошо отсортированные тонко-мелкозернистые и грубозернистые аллювиальные пески с незначительной примесью глинистого материала.

(2) Древние обломочные отложения региона. Опробованы кварцитовидные песчаники и конгломераты Овручского грабена.

(3) Аллювиальные отложения речных артерий, дренирующих другие геоблоки УЩ. Опробован современный аллювий рек Молочная и Обиточная, а также прибрежно-морские отложения Бердянской, Белосарайской и Кривой кос, которые являются продуктами аллювиального дренажа Приазовского мегаблока УЩ. Для получения представительной характеристики всего УЩ опробованы дельтовые отложения р. Днепр.

Полученную коллекцию представительных проб в дальнейшем предполагается дополнить комплементарными пробами фанерозойских осадочных комплексов Днепровско-Донецкой впадины.

Поэтапное исследование всех проб предусматривает (1) изучение химического состава (широкий набор петрогенных и микроэлементов), (2) детальное исследование минерального состава, (3) типизацию опробованных отложений, разбраковку проб с выделением наиболее представительных (опорных), (4) выделение больших по объему представительных выборок единичных зерен САМ ($n = 300-500$) для каждой из последних, (5) аналитическое изучение (микроРФА, электронно-зондовый микроанализ, LA-ICP-MS) зерен отобранных выборок, (6) интерпретацию [3, 5, 6, 8] всего созданного банка геохимических данных.

В настоящее время выполнены исследования этапов (1)-(3), которые позволили установить пригодность выделенных опорных проб большого объема для решения поставленных задач.

Литература

1. Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев А.В. Геохимия "сквозных" сосуществующих акцессорных минералов и ее роль в исследовании эндо- и экзогенных геологических процессов // Геол. журн. – 1989. – № 2. – С. 107-114.

2. Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев А.В. Перспективы, проблемы и возможная методика терригенно-минералогических исследований с использованием типохимических особенностей "сквозных" терригенных минералов // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 100-115.

3. Шнюков С.Е. Геохимия сквозных акцессорных минералов в терригенно-минералогических и прогнозно-поисковых исследованиях // Геологические проблемы Черного моря. – К. : ОМГОР ННПМ НАНУ, 2001. – С. 55-78.

4. Шнюков С.Е., Андреев А.В., Белоусова Е.А., Савенок С.П. Рентгенофлуоресцентный анализ микроколичеств вещества в геохимии акцессорных минералов: исследовательские возможности в сопоставлении с локальными аналитическими методами // Минерал. журн. – 2002. – 24, № 1. – С. 80-95.

5. Шнюков С.Е. Геохимические модели эволюции магматических систем и земной коры: потенциальный источник петрофизической и рудогенетической информации // Геофиз. журн. – 2002 – № 6. – С. 201-219.

6. Шнюков С.Е. Геохимическая классификация цирконов и апатитов из ведущих типов горных пород и руд: современное состояние, применение и перспективы развития // Геол. журн. – 2003. – № 1. – С. 99-103.

7. Савенок С.П., Шнюков С.Е., Андреев А.В., Морозенко В.Р. Геохимия цирконов и монацитов из аллювиальных и ледниковых отложений Украины (Восточно-Европейская платформа) и Антарктического полуострова (Западная Антарктида): сопоставление и возможная интерпретация // Український антарктичний журнал – 2005. – № 3. – С. 57-66.

8. Шнюков С.Е. Проект глобального геологического исследования подледниковой Антарктиды. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2013. – №1 (27). – С. 10-27.

9. McCulloch M.T., Bennet V.C. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1994. – Vol. 58, No 21. – P. 4717-4738.

10. Rino S., Komiya T., Windley B.F., Katayama I., Motoki A., Hirata T. Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands: implications for mantle overturns in the Early Precambrian // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2004. – 146. – P. 369-394.

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЙ МАРГАНЦЕВЫХ РУД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ, МЕСТОРОЖДЕНИЕ СЕЛЕЗЕНЬ (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Разва О.С.

Научный руководитель **Абрамова Р.Н.**
Okean-ya@sibmail.com, НИ ИПУ, г. Томск, Россия

Снижения существующего дефицита марганцевых руд, в Российской Федерации, и ослабления зависимости от их импорта можно ожидать, с вводом в полно масштабную эксплуатацию месторождения Селезень, в Кемеровской области. Месторождение Селезень характеризуется неравномерной изученностью геологоразведочными работами, как по площади, так и на глубину, изученность различных аспектов рудных проявлений и репрезентативность имеющихся материалов являются весьма важными элементами на данный момент [1].

В геологическом плане Месторождении Селезень находится в юго-западной части Бийского антиклинория и имеет двухъярусное строение. Нижний ярус сложен сланцево-кремнисто-карбонатными отложениями эсконгинской свиты венда-нижнего кембрия (V-€1es) и кремнисто-карбонатно-вулканогенными образованиями манжерокской свиты нижнего кембрия (€1mn), верхний – образованиями кор выветривания верхнего мела-нижнего палеогена (K2-P1), продуктами ближнего переотложения кор выветривания верхнего палеогена-нижнего неогена (P2-N1) и современными отложениями [2].

Нами была исследована петрографическая, минералогическая характеристика пород и руд, были проведены химический и спектральные анализы, составлена эталонная коллекция образцов, шлифов основных разновидностей пород и руд.

В ходе изучения отобранных образцов были отмечены преобладающие текстуры, среди которых наблюдается постепенный переход от прожилково-вкрапленных бедных руд, через гнездово-вкрапленные, прожилково-брекчиевые, брекчиевые к сплошным богатым рудам. Преобладают скрытокристаллические, тонкозернистые, колломорфные структуры. Сажистые руды (землистые) встречаются маломощными прослоями 0,2-1,0 м. содержанием марганца до 12,42% в структурном элювии коры выветривания глинистых и глинисто-кремнистых сланцев верхней толщи эсконгинской свиты. Так как прослои маломощные и содержание в них марганца низкое, марганцевые руды данного типа не имеют промышленного значения на данном участке.

Рудные кварцитовые брекчии приурочены к зонам дробления в кварцитах, и имеют широкое распространение в пределах участка. Обломки рудных брекчий однородного состава, представлены кварцитами, форма их изометрично-продолговатая, остроугольная. Мелкие обломки имеют величину 0,02-0,1 мм, крупные – от 28 мм до 10-20 мм. Цементируются кварциты либо сплошными марганцевыми (криptomелан-голландитовыми) массами, либо кварцево-марганцевым (в марганцевой массе присутствуют мелкие обломки кварца) агрегатом. Часто сплошные выделения оконтуриваются петельчатым агрегатом. Более мощные скопления марганца приурочены к зонам раздува прожилковых зон. Сплошные марганцевые массы имеют размеры от 0,05-0,1 мм до 0,4-0,6 мм. В кварцево-марганцевом агрегате величина зерен кварца 0,02-0,08 мм, марганцевых выделений 0,02-0,05 до 0,15 мм.

Прожилково-вкрапленные руды характеризуются обособления гидроокислов марганца достигают 20 мм. Общие текстурные черты аналогичны предыдущему типу руд, но в отраженном свете отмечается колломорфная зональная структура этих обособлений. Обломки кварцитов не превышают 5-7 см.

Прожилковые руды представлены многочисленными обломками кварцитов продолговатой формы, имеют размеры от долей до 10 см. Цементируются обломки кварцитов кварцево-марганцевым материалом, образуя при этом прожилковую текстуру. Мощность таких прожилков достигает 5-10 мм.

Валунчатые руды представляют собой рыхлую массу порошковатой и землистой текстуры, состоящей из тонко рудного материала, а также глинистого и песчанистого материала, в которой присутствуют в переменном, иногда значительном количестве, плотные обломки окисленных марганцевых руд полуокатанной формы размером от 0,2 до 30-50 см и до крупных валунов, а также бурых железняков и кремнистых пород. Отмечается наличие гидроокислов железа: лимонит, гидрогетит.

Марганцевая минерализация представлена псиломеланом (криптомелан-голландитом) и пиролюзитом (слагающие сложные гели, образующие в свою очередь, ряд взаимных переходов между собой), также отмечается незначительное присутствие гетита, лимонита, гидрогетита, и единичные зерна магнетита и пирита. По минеральному составу руды в можно отнести к гетит-псиломелановому типу. Морфоструктурные особенности всех марганцевых минералов (псиломелана, пиролюзита, криптомелана и асболана), в частности, их тесное срастание позволяет говорить о получении марганцевых продуктов полиминерального состава.

Главными породообразующим минералом является кварц, второстепенные фазы представлены мусковитом, гидрослюдой, каолинитом. В весьма незначительном количестве присутствуют кальцит и апатит.

При химическом изучении осадочных кремнистых, кремнисто-карбонатных пород эсконгинской свиты показало, что в их составе содержится марганец в сотых или десятых долях процента. Присутствие марганца в тонкораспыленном состоянии свидетельствует о накоплении рудного вещества химическим, отчасти биохимическим путем

Последующие явления постседиментационных изменений и регионального метаморфизма кварцитов толщ, привело к образованию первоначально бедных рудных накоплений [3, 4]. В результате окисления осадочных марганцевых руд и марганецсодержащих пород часть марганца, как правило, рассеивается во вмещающих трещиноватых породах, образуя залежи инфильтрационного типа.

Поскольку кварциты по своему внутреннему строению хрупкие и ломкие, в результате активной тектонической жизни района они оказались интенсивно дробленными, особенно в местах непосредственных контактов с другими породами. Интенсивная трещиноватость способствовала широкой инфильтрации для окислов марганца с образованием сетчато-прожилкового оруденения.

Далее данные породы были частично выветрены до маршалитов, к которым приурочены сажистые и валунчатые руды. Минеральные агрегаты маршалитов существенно неоднородны и характеризуются высокой дисперсностью. Содержание рудных фаз в маршалитах в целом более низкое – до 40-45%. На отдельных участках выделяются сажистые, рыхлые руды с незначительным количеством конкреционных железомарганцевых образований. Видимо эти образования сформировались в значительной мере за счет вторичного перераспределения марганца – вторичной "пропитки", возможно марганца в растворенном (коллоидном) состоянии. Такое явление на территории всего месторождения Селезень.

Литература

1. Астахова Ю.М. Геология и минералого-технологические особенности окисленных марганцевых руд Сунгайского и Селезеньского месторождений (Кемеровская область) : автореферат. Москва, 2013.С. 23.
2. Быч. А.Ф., Батырев А.И. Марганцевое месторождения Кемеровской области // Руды и металлы. Москва, 1998. С. 164.
3. Бетехтин А.Г. О генетических типах марганцевых месторождений // Известия Академии наук СССР. Москва, 1944. №4, С.46.
4. Рой С. Месторождение марганца // Мир. Москва: 1989. С. 520.

ОПЫТ СИСТЕМАТИЗАЦИИ СМЕСЕЙ МИНЕРАЛОВ

Бобков А.И.

bobkov-a-i@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Многие естественные смеси минералов различной природы получили собственное название и вошли в справочную и другую минералогическую литературу наряду с минеральными видами, разновидностями, полиморфными модификациями и др. В тезаурусе по минералам такие смеси минералов выделены в 14-й класс тематических классов дескрипторов (классификации минералов) [1-5].

Предлагаемая систематизация смесей минералов является, насколько известно автору, первой попыткой их систематизации. Всего рассмотрено 315 смесей минералов, вещественный состав которых с той или иной степенью определенности указан в литературных источниках [1-6].

Рассмотрение смесей минералов позволило, прежде всего, выделить истинные смеси минералов и псевдосмеси, которые не являются, строго говоря, смесями минералов. Среди истинных смесей выделены смеси с определенным и недостаточно определенным составом компонентов. Смеси с определенным составом компонентов представлены смесями равнозначных минералов и смесями на основе доминирующего минерала. Подробнее систематизация этих смесей приводится ниже. В круглых скобках указано количество смесей. Сведения о смесях минералов приводятся по тексту или близко к тексту литературных источников указанных в списке.

1. ИСТИННЫЕ СМЕСИ МИНЕРАЛОВ (281)

1.1. Смеси с определенным составом компонентов (271)

1.1.1. Смеси равнозначных минералов (245) – это полиминеральные агрегаты обычно описываемые как:

- *смеси двух и более минералов* (237): АНОКСИТ – смесь каолинита с аморфным кремнеземом, МОРЕСНЕТИТ – смесь соконита и гемиморфита, ЦЕРИОАНКЕРИТ – смесь анкерита и паризита;

- *агрегаты минералов определенного строения* (3): КАЛЬЦИТ-АГАТ – слоистый агрегат кварца, кальцита и халцедона, НИФЕСИТ – тонкозернистый агрегат бравоита и пентландита, ПЛЕССИТ – тонкопластинчатый агрегат камасита и тэнита;

- *сростки нескольких минералов* (5): ГИДРОДОЛОМИТ – плотные сростки гидромагнетита с кальцитом, ЛЕВЕРРЬЕРИТ – сростки каолинита и мусковита, ЦИНКОВЫЙ ВРЕДЕНБУРГИТ – ориентированные микросростки франклинита с гетеролитом, другие сростки минералов.

При этом ни один минерал не указан как доминирующий минерал смеси.

1.1.2. Смеси на основе минерала (26)

1.1.2.1. *Минералы с примесями* (19). В данном случае компонентами смеси являются основной минерал и содержащиеся в нем минеральные примеси. Причем можно выделить следующие группы:

- *минеральные виды с примесями* (7): АНТРАКОНИТ – кальцит, загрязненный углистыми частицами, ГРОДНОЛИТ – коллофан, загрязненный каолином, КВАРЦ САПФИРОВЫЙ – кварц с включениями крокидолита;

- *химические разновидности минерала с минеральной примесью* (1): КОДАЦИТ – анкерит, содержащий ~6 % церия и лантана и примесь паризита;

- *морфологические разновидности с примесью* (5): БЛАСТОНИТ – брекчированный флюорит с примесью кварца, СУЛЬФУРИЦИН – пористый опал, с включениями углеродистых веществ, ШОГАРИТ – волокнистый барит с примесью кварца;

- *твердые растворы, содержащие продукты распада* (4): АНТИПЕРТИТ – плагиоклаз с закономерно ориентированными включениями ортоклаза – продуктами распада, ИЛЬМЕ-

НОМАГНЕТИТ – магнетит с микроскопической примесью ильменита, как продукта распада, МОГЕНСЕНИТ – магнетит с дисковидными включениями ульвошпинели – продуктами распада;

- цветные разновидности с примесью (2): СОЛНЕЧНЫЙ КАМЕНЬ – полевой шпат (ортотлаз, микроклин, реже альбит, олигоклаз) розового, белого или желтоватого цвета с золотистым отливом, ярким свечением точечными бликами в оранжево-красных, ярко-желтых и малиновых тонах, обусловленным включениями гематита, СОКОЛИНЫЙ ГЛАЗ – синеватая разновидность кварца, с включениями крокидолита.

1.1.2.2. *Псевдоморфозы минералов (7)*. К этой группе отнесены псевдоморфозы минералов, приведенные в литературных источниках как смеси минералов: АГАЛИТ – псевдоморфоза талька по энстатиту, ИЗЕРИН – псевдоморфоза рутила по ильмениту, ИСТОНИТ – псевдоморфоза вермикулита по биотиту.

1.2. Смеси с недостаточно определенным составом компонентов (10)

- *минералы с неопределёнными примесями* – (5): БУРБУЛИТ – содержащий примеси мелантерит, ПАРАКОБЕЛЛИТ – загрязненный примесями галенит, ШТЕЙНМАННИТ – галенит, загрязненный примесями;

- *смеси с не полностью определенными компонентами* – (5): КАРМЕНИТ – смесь ковеллина и др. сульфидов, КЛИНОФАИТ – смесь вольтаита и других минералов, ПЛЮМБОМАНГИТ – смесь галенита с другими рудными минералами.

2. ПСЕВДОСМЕСИ МИНЕРАЛОВ (34)

Псевдосмеси минералов – это минеральные объекты, сведения о которых в литературных источниках не соответствуют понятию смеси как физико-химической системы, в состав которой входит два или несколько компонентов. Всего установлено 34 псевдосмеси. Среди них:

- *смеси минералов (24)*, для которых в качестве компонентов указан единственный минерал: БЕХИЛИТ – компоненты – аммиоборит, РУБЕРИТ – компоненты – куприт, ЦУБЕР – компоненты – галит.

- *мономинеральные агрегаты (5)*: МЕНИЛИТ – темно-серо-коричневые колломорфные конкреции опала, ПАССИИТ – землистый кварц, ПЕЧЕНКОВАЯ РУДА – смесь, состоящая из землистого куприта.

- *минералы с элементами-примесями (2)*: НОЛАСЦИТ – мышьяксодержащий галенит, ЦИНКО-КАЛЬЦИТ – цинксодержащая разновидность кальцита.

- *промежуточные члены изоморфного ряда (1)*: ВОЛЬФАХИТ II – промежуточный член изоморфного ряда герсдорфит – ульманит;

- *морфологические разновидности минералов (2)*: ЗВЕЗДЧАТЫЙ КВАРЦ – разновидность кварца с астеризмом, КОРАЛЛОВАЯ РУДА – искривленноскорлуповатый идриалит.

Рассмотренная систематизация смесей минералов открывает путь к их естественной классификации на основе химического состава и строения компонентов. Эта классификация должна исключать псевдосмеси и недостаточно изученные смеси.

Литература

1. Тезаурус по минералам, т. 1, М, 1976. – С. 300.
2. Тезаурус по минералам, т. 2, М, 1977. – С. 336.
3. Тезаурус по минералам, т. 3, М, 1979. – С. 562.
4. Тезаурус по минералам, т. 1, вып. 1, М, 1981. – С. 327.
5. Тезаурус по минералам, т. 1, вып. 2, М, 1983. – С. 375.
6. Штрюбель Г., Циммер З. Минералогический словарь : пер. с нем. – М. : Недра, 1987. – С. 494.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ МЕТОДАМИ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Астахова Ю.М., Иванова М.В., Сорокин Е.М.

margo_898989@mail.ru; egorgeohim@ya.ru, ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского», Москва, Россия

В настоящее время проводится геолого-экономическая переоценка месторождений и рудопроявлений железных руд, открытых в середине 20-го века, основной задачей которой которых является создание новых высокоэффективных технологий их передела. Одним из таких объектов являются руды Волчьетундровского железорудного узла.

Особенности состава и строения, железных руд (химический, гранулярный, минеральный составы, характер взаимоотношения рудообразующих минералов, их реальный состав и строение) выявлены комплексом минералого-аналитических методов, главными из которых являются оптическая микроскопия и рентгенография. Для решения конкретных вопросов применяется расширенный комплекс методов.

Для получения необходимой и достаточной информации о составе и строении железных руд, следует использовать оптическую микроскопию и рентгенографию в качестве обязательных методов. Для решения конкретных задач (определение элементного состава минералов, их неоднородности, диагностики тонкодисперсных фаз и пр.) необходимо привлекать другие методы анализа (микрорентгеноспектральный анализ, рентгеномографию, электронная микроскопия, определение физических свойств минералов (плотность, микротвердость, удельная магнитная восприимчивость).

Оптическая микроскопия является основным методом изучения текстурно-структурных признаков руд. При исследовании текстурно-структурных особенностей руды важна характеристика минеральных индивидов и их гранулярный состав. По текстурно-структурным признакам руда характеризуется типичным для железистых кварцитов строением. Руды представлены плотными тонкозернистыми породами с чередованием рудных и безрудных слоев разной мощности. Визуально полосчатость породы обусловлена неравномерным чередованием слоев, как рудных, преимущественно магнетитовых, с включениями нерудных минералов, так и практически безрудных (кварцевых, полевошпатовых, амфиболовых минералов) слоев, а также хлорита, кальцита в различных ассоциациях и количествах, как с тонкими полосами агрегатов магнетита, иногда плейчатые с участками шлирования и сплошных нерудных выделений, частично передробленных за счет микротектоники. В безрудных слоях отмечается убогая вкрапленность магнетита. Прослежены морфоструктурные особенности индивидов и агрегатов минералов в рудах. Выявлены и оценены особенности изменчивости внутреннего строения рудных и нерудных минералов с определением степени их неоднородности: четко просматривается сочетание панидиоморфно – ксеноморфнозернистых и сидеронитоподобных структур разновидности магнетита в ассоциации с нерудными минералами. Магнетит главный рудный минерал, представлен двумя разновидностями: магнетит первой разновидности (собственно магнетит-1) и магнетит второй разновидности (магнетит-2 встречается в агрегатах, образовавшихся за счет полного замещения гематита магнетитом – процесс мушкетовитизации). Магнетит 2 составляет основную часть рудных слоев. Магнетит во всех пробах руды характеризуется разной степенью идиоморфизма зерен. В тоже время выделения вторичного магнетита (мушкетовита) нередко разбиты на блоки с участками разрушения за счет проявления микротрещин с выполнением их как рудными, так и нерудными минералами

Рентгенографический анализ позволил определить главные рудные минералы железа, а также пороодообразующие минералы, как в отдельных образцах руды, так и по технологическим пробам. Минеральный состав руд относительно прост. Основным рудным минералом является магнетит, представленный двумя разновидностями. Так же фиксируется гематит. Нерудные минералы представлены кварцем, полевыми шпатами, минералами группы амфиболов, гранатом, апатитом, хлоритом, серицитом, кальцитом и др.

Основными методами электронной микроскопии являются просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ), растровая электронная микроскопия (РЭМ) и электронная микроскопия – рентгеновский микро-анализ, взаимно дополняющие друг друга. При технологической оценке минерального сырья обычно используется РЭМ, так как из всех методов ЭМ наиболее дешевый и малозатратный. Методом растровой электронной микроскопии были изучены особенности характера сростаний магнетита и силикатных минералов. Генетическая природа магнетита (мушкетовита) связана с процессом замещения кристаллов гематита магнетитом, в процессе мушкетовитизации. По кристалломорфологии это кристаллы и агрегаты гематита (тригональная сингония), а по составу и свойствам, это магнетит (кубическая сингония).

Микрорентгеноспектральный анализ (МРСА) с электронным зондом (электронный микронзондовый анализ) представляет собой метод элементного анализа минерала в определенной области образца. Данный вид анализа не позволяет диагностировать минерал по его структурным характеристикам, но позволяет наблюдать распределение элементов примесей в матрице минерала, форму их нахождения (механические включения, изоморфная примесь). Содержание Fe в магнетите по данным микрорентгеноспектрального анализа варьирует от 63,24 до 72,4%. Магнетит по составу практически однородный. Структурных примесей минерал не содержит.

Из вышеизложенного следует, что данный тип руды является весьма интересным объектом для изучения, непременно требующим комплексирования минералого-аналитических методов исследования. При изучении подобных руд необходимо сочетать методы оптической микроскопии с рентгенографией, а также привлекать прецизионные методы такие, как электронная микроскопия и рентгеноспектральный анализ. Лишь в этом случае можно получить полную и достоверную информацию в составе оксидных марганцевых руд и прогнозировать их поведение в технологическом процессе.

Изучение особенностей вещественного состава железистых кварцитов Волчье Тундровского рудного узла показало, что руды могут быть отнесены к нескольким разновидностям полевошпат-плаггиоклаз-амфиболовым кварцитам, отличающимся по содержанию $Fe_{\text{магн}}$. Прслежены основные закономерности изменчивости их текстурно-структурных характеристиках, морфологии и типов сростаний сосуществующих минералов в различных ассоциациях. Все исследованные пробы представляют собой железные руды с переменным содержанием главного элемента – железа. Руды по железу являются бедными. По текстурно-структурным особенностям руды представлены слоисто-полосчатыми породами с чередованием рудных и безрудных слоев. Главные минералы представлены магнетитом нескольких разновидностей с процессами мартитизации и мушкетовитизации, кварцем, минералами группы амфиболов (куммингтонит-грюнерит, роговая обманка), микроклином, плаггиоклазом, плаггиоклазом, кальцитом, гранатом и др. Отмечается постоянное присутствие сульфидов – пирита, халькопирита. Установлена высокая степень контрастности разделяемых в процессе обогащения минеральных комплексов магнетита и нерудных минералов (кварц, минералы группы амфиболов, микроклин и др.) по плотности, по удельной магнитной восприимчивости, что определяет использование комбинированных схем обогащения. Факторы, отрицательно влияющие на качество продуктов обогащения: включение в магнетите силикатных минералов, процесс мартитизации магнетита, потери тонкого магнетита, связанного с кварцем в бедных сростках, флокуляция порообразующих минералов при магнитной сепарации.

Минералогические особенности руд позволили прогнозировать их поведение в технологических процессах и качество ожидаемых продуктов, что в дальнейшем подтвердилось технологическими испытаниями.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОКРОВНЫХ ФАЦИЙ КОРГОНСКОЙ СВИТЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Цикин А.В.

Научный руководитель к.г.-м.н. В.А. Утенков

vutenk@yandex.ru, alex_tsikin@yahoo.com, Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

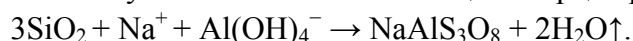
Коргонская свита объединяет туфы, лавы кислых, реже основных и средних эффузивов, туфогенно-осадочные породы. Актуальность изучения пород Коргонской свиты определяется наличием многочисленных проявлений золоторудной, железорудной, редкометальной и полиметаллической минерализации в пределах крупных вулканотектонических структур. Нами изучены породы нижней и средней подсвит в северо-восточном экзоконтакте Щебнюхинского массива (сила) плагиогранит-порфиоров.

Породы коргонской свиты, включая субвулканические образования, прорваны интрузивными телами гранитоидов (порфировидных гранодиоритов, гранитов, плагиогранитов, а также микрогранитов). Тела размером от 2 до 16 км имеют овальную и округлую форму и слабо вытянуты в северо-западном и западном направлении. В них широко проявлены порфировые структуры. Взаимоотношения тел гранитоидов с экструзивными куполами не однозначны. Например, Щебнюхинский массив прорывает и ороговиковывает породы экструзивного купола, а другие субвулканические тела его прорывают. На территории широко распространены и более поздние дайковые образования микрогаббро и габбродолеритов, зачастую относящиеся к разным комплексам.

В зоне экзоконтакта Щебнюхинского массива развиты метасоматические явления, с которыми связано накопление редких металлов и отложение железных руд. Проблема заключается в реконструкции процесса метасоматического изменения вулканитов и, по возможности, состава исходного протолита.

Наиболее распространённым метасоматическим процессом является альбитизация. Наиболее типичны кварц-альбитовые метасоматиты по кислым вулканитам. Принято считать, что альбитизация проходит в условия аргиллизитовой фации, сопровождаясь обильной серицитизацией и окварцеванием. Из реликтовых минералов сохраняются только вкрапленники кварца и плагиоклаза. Причём последний полностью альбитизирован. Оба минерала часто деформированы, развальцованы и превращены мелкие округлые зёрна, вытянутые в цепочки. Первичный цветной минерал не сохранился. Судя по форме и составу псевдоморфоз, сложенных гематитом и серицитом, это была роговая обманка. Основная масса с редкими реликтами фельзитовой структуры замещена тонкозернистым вторичным агрегатом альбита, серицита и низкотемпературного кварца (β_1 -тридимита).

Главный и повсеместный вторичный минерал – альбит. Он первым образуется как по вкрапленникам плагиоклаза в виде псевдоморфоз, так и в сплошных агрегатах в основной массе, где кварц оказывается неустойчивым. Альбитизация кварца протекает в реакции:



Эта начальная щелочная реакция протекает при высокой температуре, поскольку происходит разогрев из-за приповерхностного удаления воды из кристаллизующегося расплава [2]. При переходе к нейтральным условиям равновесие между альбитом и кварцем выравнивается и значительная часть пород сложена кварцевым альбититом. На этой стадии часто выделяется мелкий апатит и более крупный магнетит (и Ti-магнетит).

Вслед за альбитом появляются мелкие чешуйки серицита и каплевидный кварц (оба внутри альбита). Это новые условия, означающие начало стадии гидролиза, идущей на фоне понижения температуры, причём в кислотных условиях. Кварц и серицит (условно, мусковит) развиваются по альбиту в следующей реакции:



Обе ассоциации (кварц + альбит и кварц + серицит) являются доминирующими. Каждая из них имеет своё продолжение.

Кварц и альбит могут разрастаться без участия серицита, обозначая нарастание кислотности при высокой температуре. Сначала увеличивается в объёме альбит, затем разрастается цементирующий его кварц, а за кварцем начинает отлагаться магнетит в виде хорошо оформленных кристаллов, часто в большом количестве. При понижении температуры увеличивается активность угольной кислоты, и магнетит начинает замещаться сидеритом, а по альбиту развивается крупная гидрослюда.

Присутствие серы увеличивает разнообразие минералов кислотной стадии. Внутри агрегатов магнетита появляется пирит, постепенно увеличиваясь в количестве. Когда вместе с понижением температуры активность угольной кислоты становится выше активности серы, вокруг пирита возникают оторочки сидерита. На максимуме кислотности при растворении пирита и реликтового альбита образуется агрегат сидерита, кварца и стильпномелана. Затем сидерит становится неустойчивым и на его месте образуется сплошной, почти бесцветный (магниевоый) хлорит с очень большим количеством включений пластинчатого гематита. Последняя ассоциация отражает смену кислотных условий щелочными, когда железо полностью окисляется. Локальное изменение условий кислотности – щёлочности и замещение по типу псевдоморфоз указывает на диффузионный тип замещения.

Кварц и серицит являются преобладающими минералами, когда нет признаков разрастания зёрен и агрегатов в более крупные индивиды. Наблюдается общая гнейсовидность породы из-за преимущественно однонаправленной ориентировки серицита. Местами сохраняется первичная порфиновая структура породы с микрофельзитовой основной массой и микролитами плагиоклаза. И вкрапленники, и микролиты полностью альбитизированы. Кварц-серицитовый агрегат отличается тонкозернистым строением и ячеистой структурой. Его матрицу составляет кварц двух видов, различающихся рельефом. Чуть более крупные зёрна – обычный кварц, а наиболее мелкие ячейки имеют намного меньший показатель преломления (β_1 -тридимит). Его образование приходится на весьма низкую температуру (117-163°C [1]). Низкотемпературные жилки сложены кварцем и сидеритом, рядом с которыми кварц-серицитовый агрегат лимонитизирован. Кислотность растворов на всём интервале температур, по-видимому, обеспечивается не только угольной кислотой, но и присутствием фтора. В шлифах обнаружен криолит, частично заполняющий мелкие миароловые пустотки.

Начальные изменения кислых вулканитов протекают в щелочных условиях и приводят к альбитизации вкрапленников плагиоклаза с сохранением порфиновой структуры. Дальнейшие изменения происходят в кислотных условиях с образованием конечных метасоматитов, соответствующих кварц-серицит-хлоритовому типу [3], но не аргиллизитам.

Петрографическое изучение пород показывает, что преобладающими в разрезе являются изменённые дациты, где совсем нет реликтов калиевого полевого шпата и много вторичных магнетита и гематита. Более светлые породы, традиционно относимые к апориолитам, скорее всего, являются «слоями» вторичных кварц-серицитовых пород.

Геохимически дациты характеризуются повышенными содержаниями Sc, Fe, Co, Ba, Ce, Y и Yb. Риолиты и риодациты с обычно высокими содержаниями Sc, Fe, Mn, Cs, La, Ce, Yb, Th и Hf и резко пониженным содержанием Ba занимают более высокие уровни разреза. Последовательное вхождение Fe в состав магнетита, пирита и сидерита отражает смену нейтральных условий кислотными при понижении температуры.

Литература

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. – 482 с.
2. Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. – М. : Наука, 1982. – 120 с.
3. Метасоматизм и метасоматические породы. – М. : Научный мир, 1998. – 492 с.

S-IV

СЕКЦИЯ ГЕММОЛОГИИ

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ И СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЛМАЗОВ АНАБАРО-ОЛЕНЕКСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

¹Клепиков И.В., ¹Анастасенко Г.Ф., ²Нефедов Ю.В., ²Васильев Е.А.,

²Матвеева О.П., ³Антонов А.В., ¹Сухаржевский С.М.

klepikov_igor@mail.ru, ¹Санкт-Петербургский Государственный Университет,

²Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

В музее кафедры минералогии СПбГУ хранится коллекция алмазов Анабаро-Оленёкского междуречья (северо-восток Сибирской платформы). Алмазы коллекции добыты из кайнозойских аллювиальных отложений рек Маят, Хатыгын-Юелэтэ, Чомурдах, Арга-Салаа, Уджа, Куойка, Бээмчимэ, Буниямаха, Билээн, Хадыга, Чоппо.

Авторами изучена часть этой коллекции: была исследована кристалломорфология и спектроскопические характеристики ~ 160 кристаллов алмаза весом от сотых долей до 0.93 ct. Регистрацию спектров ИК поглощения проводили на спектрометре Vertex 70 фирмы Bruker с ИК-микроскопом Hyperion-1000, спектры поглощения в видимом диапазоне регистрировали на спектрометре UV-2550PC фирмы Shimadzu, спектры люминесценции – на спектрометре FL-3 abvs Horiba – JobenIvon. ЭПР исследовали на модифицированном спектрометре РЭ 1306/1307 (X-диапазон) и приборе ELEXSYSE 580 (X-диапазон). Окраска индивидов разнообразная: кроме бесцветных (102) и серых (28), в большом количестве присутствуют коричневые, дымчатые кристаллы (13); немало кристаллов (15) имеют желтый и желтоватый цвет (в основном из отложений р.Маят); присутствует один розовый кристалл и один обломок кристалла зелёного цвета. Выявлены характерные морфологические типы для данного региона: октаэдры (семь), октаэдрониды (четыре), додекаэдрониды (75), кубониды (четыре), двойниковые и незакономерные сростки кристаллов (10). Как видно, значительно преобладают додекаэдрониды. Остальная часть образцов представлена обломками кристаллов. Среди алмазов додекаэдрического габитуса установлены различные типы по наличию искажений формы кристалла: изометричные; уплощенные по L_3 ; удлиненные по L_3 ; удлиненные и уплощенные по L_2 ; удлиненные по L_3 и одновременно уплощенные по одной из осей L_2, L_3, L_4 , а также с клиновидным типом деформации (по А.А. Кухаренко, 1955). Для додекаэдронидов присущи следующие скульптурные образования на поверхностях граней: комбинационная и микродвойниковая штриховка, каплевидные бугорки, узоры травления, фигуры травления (треугольные и шестиугольные), желобчатое строение граней. Также для некоторых кристаллов характерен механический износ (от незначительного до очень сильного) и коррозионная матировка. В изучаемой части коллекции было встречено всего семь кристаллов октаэдров. Индивиды с пластинчатым строением граней не превышают в размере 1 мм. Более крупные октаэдры достаточно сильно деформированы и их можно отнести к комбинационным плоскогранно-кривограмным формам.

По концентрации и набору азотных дефектов большинство исследуемых алмазов относится к типу IaAB (Бокий и др., 1986). Суммарная концентрация азота N в кристаллах алмаза из аллювиальных отложений Северо-востока Сибирской платформы колеблется от 0 до 3000 ppm (при среднем значении N= 920 ppm). У кристаллов додекаэдрического габитуса – наибольшие значения концентрации азота. Степень агрегации азотных дефектов также имеет широкий интервал значений: от 0 до 95 % (при среднем значении доли V1 дефекта – 50 %). Природа желтой окраски исследована у 6 кристаллов на спектрофотометре UV-2550PC фирмы Shimadzu. В 3 кристаллах окраска вызвана дефектами N3, в остальных дефектами C. Кристаллы с различной природой окраски закономерно отличаются по набору азотных дефектов, содержат соответственно V1 и A, либо A и C дефекты, что соответствует и данным исследований ЭПР. По результатам исследования 21 кристалла различной окра-

ски и морфологии методом ЭПР выделены три группы образцов. Обнаружены P1, P2 парамагнитные азотные центры, которые в разных соотношениях и концентрациях присутствуют в исследуемых образцах. В нескольких кристаллах парамагнитные центры не наблюдались. В спектрах фотолюминесценции, помимо системы N3, выделяется система N3 с бесфонной линией 503.2 нм (43% исследованной выборки); полоса 575 (7%), система 637 (9%), система GR-1 с бесфонной линией 740.6 нм (1 %).

Изучение кристаллов алмаза с помощью метода черно-белой катодолюминесценции помогло выявить внутреннюю зональность напыленных золотом 14 кристаллов алмаза. В кристаллах додекаэдрического габитуса внутренняя зональность часто повторяет концентрическую штриховку, которая обычно выражена у вершин осей L_3 . Для граней октаэдрических кристаллов алмаза характерно зональное свечение, отражающее многостадийность их роста. Зональность в кристаллах бывает тонкой и неровной, а бывает достаточно широкой и плавной. На катодолюминесцентных снимках были зафиксированы признаки деформаций кристаллов алмаза.

Из 7 кристаллов алмаза были изготовлены плоско-параллельные полированные образцы, позволяющие наблюдать зональность роста этих кристаллов и частично исследовать их внутреннее строение с помощью метода инфракрасной спектроскопии. Образец 370 – сложно деформированный кристалл додекаэдрического облика однородного желтого цвета. В катодолюминесценции обнаруживает следы деформации, отчетливой зональности нет. Характеризуется малыми содержаниями азота в форме B1 (возрастает от 0 до 7 %), а также небольшими значениями общей концентрации азота (от 11 до 234 ppm). Образец 63 – бесцветный сложно деформированный кристалл додекаэдрического облика, поперек удлинения этого кристалла видна контрастная ростовая зона. В этой зоне значения %B и N колеблются 0 до 33 % и от 99 до 309 ppm соответственно, в то время как во внешней части кристалла эти значения 10-12 % и 316-333 ppm. Образец 348 представлял собой бесцветный обломок сростка октаэдров. Внешняя зона обнаруживала тонкую зональность, тогда как внутренняя являлась однородной. Необходимо отметить, что в центральной части значения %B и N меньше, чем на периферии. Также в этом образце в значительной доле присутствуют дефект B2 и CN. Образец 52 – обломок кристалла алмаза, обнаруживающий отчетливо видимую тонкую зональность по всей площади образца, с контрастно выделяющейся центральной зоной. В этом кристалле, наоборот, в ядре значения %B и N больше, чем во внешней зоне кристалла. Образец м-186 является обломком баласса, для него установлено характерное поликристаллическое строение и однородность в значениях доли дефекта B1 (71-75%) и общей концентрации азота (726-745 ppm). Обломок кристалла алмаза 498 демонстрирует зонально-блочное строение центральной зоны. Прослеживается зональность треугольной формы. В этой зоне высокая степень агрегации азотных дефектов – 62-69 % и концентрация азота составляет 1075-1607 ppm. А на периферии этого кристалла фиксируется уменьшение данных параметров в 2 раза. В этом кристалле в значительной доле присутствуют дефект B2 и структурно связанный водород. Также в образцах 370 и м-186 диагностированы включения карбонатов и очень низкая доля дефекта B1, что может свидетельствовать о низкотемпературном образовании данных индивидов.

Таким образом, в результате проведенного исследования установлены некоторые морфологические, спектроскопические и ростовые особенности кристаллов алмаза Анабаро-Оленекского междуречья, что является актуальным, т.к. в данном регионе продолжают поиски коренных источников алмазов.

Литература

1. Кухаренко А. А. Алмазы Урала. М.: Геосгеолтехиздат, 1955. 516 с.
2. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Ключев Ю.А., Налетов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 1986. 222 с.

ИЗМЕРЕНИЕ ОСТАТОЧНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ НА ГРЯНЯХ ПРИРОДНЫХ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА КАЧЕСТВА REJECTION STONES РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫМ МЕТОДОМ

Федотова М.А., Евстафьева Г.Д., Леонтьев С.П., Салчак Ч.Ш.

fedmar_fti@mail.ru Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск, Россия

Аннотация: Получены количественные значения остаточных напряжений на гранях природных кристаллов алмаза по кристаллографической плоскости (111) методом рентгеноструктурного анализа.

Ключевые слова: кристалл алмаза, рентгеноструктурный анализ, остаточные напряжения.

В реальных кристаллах практически всегда присутствуют дефекты различного характера, являющиеся причиной возникновения аномального двупреломления [1]. Аномальное двупреломление в кристаллах высшей симметрии проявляется в поляризованном свете в виде так называемых «картин или узоров двупреломления», являющихся индикаторами таких участков в кристалле, где имеются внутренние напряжения. Количественные значения внутренних остаточных напряжений вокруг включений коэсита в пластинке толщиной примерно 1 мм, вырезанной из природного кристалла алмаза, измерены с использованием системы MetriPol и рамановской спектроскопии в работе [2]. Значение внутренних напряжений составило 2,5-2,6 ГПа. В работе [3] приводятся данные об измерениях напряжений в поликристаллической алмазной пленке, выращенной методом CVD. Измерения проводились в направлениях [111] и [100] методом рамановской спектроскопии, полученные значения напряжений составили 1,6-2,5 ГПа. В работе [4] измеренные экспериментальным методом с использованием оптического микроскопа по величине прогиба подложки, внутренние напряжения в углеродных конденсатах имели величину 3,7-3,78 ГПа.

Целью данной работы является получение количественных значений остаточных напряжений на гранях природных кристаллов алмаза октаэдрического габитуса. Для исследования были взяты 14 природных кристаллов алмаза октаэдрической формы с различными степенями смещения вершин. Цвет кристаллов варьируется от 4C до 7C, т.е. кристаллы были с желтоватым и сероватым оттенком. Вес образцов от 0.4 до 0.6 ct. Основная размерно-весовая группа +11-3 gr и 4-6 gr, условно ситовый класс от 2 gr до 5 gr. По международной классификации GIA исследованные образцы относятся к позиции Rejection Stones (Rej St) 1q и 2q [5, 6]. Алмазы данной позиции представляют собой целые кристаллы правильной формы или с небольшим искажением (допустимая степень искажения до 1:2), как гладкогранные, так и с различной рельефностью граней до ступенчатого. На поверхности исследованных кристаллов наблюдались опоясывающие «шрамы», треугольные углубления, секущие трещины в сочетании с большим дефектом, трещиной или несколькими дефектами. Также исследованные образцы кристаллов имели многочисленные темные включения во всем объеме кристалла.

Измерение проводилось на многоцелевом рентгеновском дифрактометре Rigaku Ultima IV. Тип рентгеновской трубки дифрактометра – трубка с хромовым анодом, фильтр толщиной 0,3 мм. Съёмка дифрактограмм производилась с 8 граней каждого исследованного кристалла октаэдрического габитуса. Расчет остаточных напряжений проводился методом рентгеноструктурного анализа.

Используя формулу:

$$\sigma = -\frac{E}{(1+\nu)} \cdot \operatorname{ctg} \theta \cdot \Delta \theta, \quad (1)$$

где $E = 1050$ ГПа – модуль Юнга, $\nu = 0,068$ – коэффициент Пуассона [5], $\theta_{эм}$ – угол скольжения эталонного образца, $\Delta \theta = \theta_{эм} - \theta_{обр}$, вычислили значения остаточных напряжений на каждой грани (111) исследованных 14 образцов природных кристаллов алмаза октаэдрической формы.

Остаточные напряжения на одном кристалле имеют как сжимающий, так и растягивающий характер. В 12 образцах имеются и растягивающие, и сжимающие остаточные напряжения. Только растягивающий характер остаточного напряжения на всех гранях имеют образцы №1 и №5. Поверхности граней этих образцов ступенчатые, имеют ярко выраженные впадины и трещины по всему объёму кристалла. Только сжимающий характер остаточные напряжения имеют в образце №10. Образец №10 гладкогранный, прозрачный, просматривается насквозь, в центральной зоне образца имеется большая трещина. Наблюдения показали, что в данном эксперименте в образцах с гранями с плоскими поверхностями, с дефектами, локализованными близко к поверхности грани, причем, если дефекты не «выходили» на поверхность грани, характерен сжимающий характер напряжений. На образцах с неровной поверхностью граней, с различными искажениями, остаточные напряжения имели растягивающий характер.

Таким образом, в результате проведенной работы установлено, что характер распределения остаточных напряжений на гранях кристаллов алмазов неоднороден. Значения остаточных поверхностных напряжений на гранях исследованных кристаллов алмаза лежат в интервале от -7,8 ГПа до 5,3 ГПа. Среднее значение остаточных напряжений составило 1,2 ГПа. Минимальное значение -7,535 ГПа. Максимальное значение 5,2 ГПа. Размах составил 12,7 ГПа. Выборочная дисперсия $D_b = 8,6$ ГПа. Выборочное среднее квадратичное отклонение $\sigma_b = \sqrt{D_b} = 2,9$ ГПа. Вычислили предельную погрешность интервального оценивания математического ожидания 0,6 ГПа. Искомый доверительный интервал, покрывающий математическое ожидание напряжения алмаза с заданной доверительной вероятностью $p = 0,95$, равен: $0,536 < a < 1,776$. Значения вычисленных напряжений имели нормальное распределение.

Литература

1. Lang A.R. (1967). Causes of birefringence in Diamond. *Nature* 213:248-251.
2. Howell D., Wood I.G., Dobson D.P., Jones, A.P., Nasdala L., Harris J.W. (2010). Quantifying strain birefringence halos around inclusions in diamond. *Contrib. Mineral Petrol* 160:705-717.
3. Mossbrucker J., Grotjohn T. (1997). Determination of the components of stress in a polycrystalline diamond film using polarized Raman spectroscopy. *J.Vac.Sci.Technol. A* 15(3): 1206-1210.
4. Галкина М.В. Внутренние напряжения в углеродных конденсатах, формируемых импульсным вакуумно-дуговым методом. – Диссерт. на соиск. уч. ст. к.ф.-м.н. – Белгород, 2005.
5. Шелеметьев Ю.Б., Окоемов Ю.К. и др. Алмазное сырье: Учебно-справочное пособие. М: Наука. – 2007.
6. Солодова Ю.П., Николаев М.В., Курбатов К.К. и др. Геммология алмаза: Учебное пособие. Москва. – 2008.

СТРУКТУРНЫЕ ДЕФЕКТЫ И ПРИРОДА ОКРАСКИ ОРАНЖЕВОГО АЛМАЗА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

^{1,2}Титков С.В., ¹Минеева Р.М., ²Зудина Н.Н., ¹Рябчиков И.Д., ^{3,1}Ширяев А.А.,
¹Сперанский А.В., ⁴Жихарева В.П.

¹titkov@igem.ru, ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

²ФГБОУ ВПО Российский государственный геологоразведочный университет им. С.Орджоникидзе, Москва, Россия

³ФГБУН Институт физической химии и электрохимии им. А.Н.Фрумкина РАН, Москва, Россия

⁴ООО Рони Кэрб, Москва, Россия

В настоящей работе с использованием комплекса современных спектроскопических методов исследован оранжевый алмаз II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова из кимберлитов Сибирской платформы (Titkov et al., 2015a). Ранее были проведены детальные спектроскопические исследования оранжевых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы (Зудина и др., 2013а; Зудина и др., 2013б; Титков и др., 2015б), коренные, источники которых до сих пор не установлены.

Изученный образец представлял собой бриллиант грушевидной формы массой 1.07 карат. По системе GIA он относился к категории Fancy Vivid orangy-Yellow при свете лампы накаливания, Fancy Vivid yellowish-Orange при свете стандартной геммологической лампы и Fancy Vivid Orange при свете ясного неба. По чистоте он относился к категории I2. До огранки изученный алмаз представлял собой кристалл кубического габитуса массой около 3.5 карата и был добыт из одной из кимберлитовых трубок Сибирской платформы.

ИК-спектры алмазов были записаны на спектрометре FTIR System-2000 (Perkin Elmer). Спектры оптического поглощения в видимой и ближней УФ области были получены с использованием спектрофотометра Lambda-9 (Perkin-Elmer). Спектрально-люминесцентные исследования были проведены с использованием прибора Fluorolog-FL3-221 (HORIBA Jobin Yvon). Спектры ЭПР в X-диапазоне были записаны на спектрометре Varian E-115.

По данным ИК-спектроскопии изученный оранжевый алмаз одновременно содержит все три основных азотные дефекта А, В и С, что встречается в природных алмазах очень редко. Общее содержание основных дефектов весьма низкое – 10 ppm, 10 ppm и 15 ppm, соответственно. Помимо них в однофононной области ИК-спектра присутствуют Y и 1240 см⁻¹ дефекты, которые не характерны для подавляющего числа природных алмазов и интенсивности полос поглощения которых практически равны интенсивности полос поглощения основных дефектов. Помимо известных водородных линий 1405 см⁻¹ и 3107 см⁻¹ в области 3000-3400 см⁻¹ ИК-спектров проявляется большое количество других линий, предположительно относимых так же к структурным примесям водорода. Причём интенсивность линии 3182 см⁻¹, связываемая с колебаниями связей Н-Н, превышает интенсивность широко распространённой в природных кристаллах линии 3107 см⁻¹.

В спектрах оптического поглощения кристалла помимо известной полосы 490 нм выявлена широкая размытая полоса в области 320-380 нм. Как свидетельствуют спектры возбуждения люминесценции эта полоса имеет сложную природу и состоит из ряда полос, проявляющихся при регистрации на длинах волн широкого диапазона. Интенсивное непрерывное поглощение, начинающееся в области 500 нм и характерное для оранжевых алмазов, представляет собой длинноволновый край этой полосы и очевидно не связано в данном образце с С центром, как считалось ранее. Вместе с тем оптические спектры изученного образца не соответствуют спектрам вещества с оранжевой окраской. Полученные данные позволили заключить, что его оранжевая окраска связана не только с поглощением, но и с излучением света, т.е. с люминесценцией, возбуждаемой видимым светом. Хотя почти вся область изученного кристалла перекрыта излучением различных центров люминесценции –

N3, 440 nm, 455 nm, S1, при комнатной температуре яркое свечение наблюдается только в красной полосе с максимумом 690 нм, которая наиболее эффективно возбуждается голубым светом. Поэтому окраска алмаза изменяется, как было отмечено ранее, в зависимости от спектрального состава источника света (воспринимается в одних случаях более жёлтой, в других более оранжевой). Такой тип окраски практически не встречается среди природных минералов, хотя хорошо известен у некоторых синтетических соединений.

Бесфононная линия, с которой связана полоса свечения 690 нм, является исключительно слабой из-за интенсивных электрон-фононных взаимодействий в этом центре. Проведённые исследования показали, что к бесфононному переходу, по-видимому, относится слабая линия 575.8 нм.

В спектрах ЭПР изученного алмаза наряду с ассоциацией парамагнитных центров P1 (одиночные атомы азота), OK1 (C-N-C-O-C), N3 (C-N-O-C), W1 (предположительно цепочка вакансий), характерной для алмазов кубического габитуса II разновидности, выявлены необычные центры W24, M5, M6 и M7. Для центра W24 на основании впервые проведённого полного анализа угловой зависимости спектров, позволившего выявить ориентацию его осей, симметрию и параметры спин-гамильтониана, предложена модель в виде двух атомов фосфора, разделённых одним атомом углерода, с преимущественной локализацией неспаренного электрона на одной из связей P-C. Новые центры M5 и M6, характеризуются исключительно малыми расщеплениями 1,4 Гс и 0.7 Гс, образованы согласно предложенным моделям двумя атомами азота, разделёнными между собой 8-10 атомами углерода. Обнаружение таких центров свидетельствует о возможности существования в реальной структуре кристаллов специфических связей дальнего порядка между атомами изоморфных примесей. Не исключено, что широкая полоса в области 320-380 нм в оптических спектрах и широкая линия Y центра в ИК-спектрах связаны с такого рода протяжёнными дефектами. Парамагнитный центр M7, не наблюдавшийся ранее в алмазах, образован, судя по определённым параметрам, атомами Ni⁺ и N, находящимися в соседних позициях структуры.

При общем сходстве ассоциаций структурных дефектов в изученном оранжевом алмазе из кимберлитов Сибирской платформы и в оранжевых алмазах из россыпей её северо-восточных областей, только в алмазе из кимберлитов наблюдаются центры фотолюминесценции 455 нм и 575.8 нм, парамагнитные центры W24 и M7, полоса поглощения 490 нм. Интересно отметить, что оранжевая окраска алмазов из этих разных источников связана как с поглощением, так и с излучением света. Однако, центры люминесценции в них оказались разными: в россыпных алмазах – не известный ранее центр 635.1 нм (Зудина и др., 2013б), а в изученном кимберлитовом алмазе – центр 575.8 нм.

Литература

1. Зудина Н.Н., Титков С.В., Сергеев А.М., Зудин Н.Г. Особенности центров фотолюминесценции в кубических алмазах с различной окраской из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Записки РМО. 2013а. Ч. СХLII. № 4. С. 57-72.
2. Зудина Н.Н., Титков С.В., Сергеев А.М. О природе окраски алмазов кубического габитуса из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. XI Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». Т. 1. М.: Ваш полиграфический партнёр, 2013б. С. 247-249.
3. Titkov S.V., Mineeva R.M., Zudina N.N., Sergeev A.M., Ryabchikov I.D., Shiryaev A.A., Speransky A.V., Zhikhareva V.P. The luminescent nature of orange coloration in natural diamonds: optical and EPR study // Phys. Chem. Miner. 2015a. V. 42. Iss. 2. P. 131-141.
4. Титков С.В., Ширяев А.А., Зудина Н.Н., Зудин Н.Г., Солодова Ю.П. Структурные дефекты в кубических кристаллах алмаза из россыпей северо-востока Сибирской платформы по данным ИК микроспектроскопии // Геология и геофизика. 2015б. № 1-2.

РАЗРАБОТКА ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ АЛМАЗОВ И МСА

Ковальчук О.Е.

kovakchukoe@alrosa.ru, НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный, Россия

Для исследования алмазов и минералов-спутников алмаза в АК «АЛРОСА» (ОАО) применяется довольно широкий спектр аналитических приборов: ИК-спектрометрия, УФ-ВО-спектрометрия, ФЛ-спектрометрия в том числе ее кинетика, РФА-спектрометрия, КР-спектрометрия и другие. Управление и автоматизация сложного оборудования, документирование результатов, обобщение и анализ результатов тесно связано с программированием. В результате в НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО) создана СУБД «RSEARSH» более двух десятков специализированных программ, работающих как самостоятельно, так и в связке с СУБД, решающих определенный круг самостоятельных задач. Многие созданные программы получили государственную регистрацию, но в общей своей массе широкой общественности неизвестны.

Наиболее сложной и разработкой в НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО) является СУБД по алмазам, с началом программирования которой изменился сам подход к пополнению базы данных результатами аналитических исследований. Алмазы изучаются комплексом наличных методов только после присвоения в базе данных каждому кристаллу уникального идентификатора и его упаковки в отдельный пакет с идентификатором. Учетной единицей измерения физических параметров отдельно взятого метода является измеренный на приборе спектр, поэтому при сохранении название файла спектра выбирается идентично идентификатору кристалла. Такое решение значительно упрощает систематизацию и хранение отснятых файлов.

Для основных методов исследования разработаны программы, позволяющие производить автоматическую обработку спектров. Например, программа обработки результатов исследования алмазов методом инфракрасной спектроскопии позволяет нормировать спектры по собственному решеточному поглощению, и осуществлять автоматический подбор интенсивностей основных полос поглощения. Включает в себя определение максимумов коэффициентов поглощения: А, В, Р, D, Е, F полос, С-дефекта, СН широко описанных в литературе. Помимо коэффициентов поглощения основных полос сохраняется информация о положении полос и их геометрических особенностях. Наиболее важным в практическом отношении свойством алмаза является возможность оценивать эффективную толщину кристаллов путем измерения интенсивности полос в области собственного решеточного поглощения. Это существенно упрощает серийные исследования алмазов, не требуя специальной подготовки их в виде пластин, и повышает точность спектрально-оптических измерений.

Разработанный программный комплекс «Создания математических образов функции плотности вероятности результатов аналитических исследований и определения вероятности принадлежности единичных наблюдений к сравниваемым объектам» [1, 2] позволяет строить вероятностные модели различных объектов в 1-2-3-мерном пространстве. Построенные по результатам физических измерений модели месторождений можно рассматривать как паспорт коренного источника, отражающий все множество. В программе имеется возможность выбора объекта сравнения. Результаты выдаются в виде таблиц булевских значений по принципу максимальной вероятности принадлежности. Также программа позволяет в случае предварительного создания образа с необходимыми физическими свойствами алмазов подчитывать процент таковых в месторождении и проводить сравнительный анализ алмазов различных источников. В качестве исходных данных могут использоваться данные текстовых файлов и в перспективе данные из БД по алмазам. Данный метод позволит исследователю провести анализ подобия (принадлежности) кристалла тому или иному месторождению.

В качестве примера программы обработки результатов оптической спектроскопии минералов-спутников алмаза можно привести программу CLDiagramGarnet.exe [3] позво-

ляет производить определение модифицированных колориметрических характеристик, необходимых для определения парагенетической принадлежности гранатов с использованием цветовой диаграммы описанной в [4] с указанием параметров каждого образца. Исходными данными служат координаты цветности на основании экспериментально измеренных величин – оптических спектров коэффициентов поглощения в диапазоне 390-800 нм. Суть методики заключается в ассоциации спектров пропускания гранатов в видимом диапазоне (от 370 до 800 нм) из гранатосодержащих пород с определенным парагенезисом.

Получены уникальные результаты по типоморфизму алмаза, данные представляют большой интерес с генетической точки зрения, поскольку они позволяют в какой-то степени оценить некоторые условия роста и постростовой эволюции алмазов. Набор и концентрация дефектов в алмазах являются важнейшими характеристиками, пригодными для использования в качестве типоморфных особенностей для крупно-, средне- и мелкомасштабного районирования. Появилась возможность не только прогнозировать, опираясь на результаты ИК спектроскопии, наличие нового коренного месторождения, но уже на стадии разведочных работ оценить физико-механические свойства его алмазов. Дальнейшее развитие программных средств обработки геологической информации позволит получить прорывные результаты в виде экспертных аналитических систем объединяющей геолого-геофизическую и минералогическую информацию для выделения аномальных участков и оперативного принятия решений по заверке выделенных аномалий. Автоматизация геологоразведочного производства предъявляет к системе требования самостоятельной генерации аналитических решений. Создаваемые и постоянно пополняемые компьютерные базы данных должны определять и поддерживать управленческие технологические решения, направленные на развитие минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА» (ОАО). Наиболее перспективно в этом направлении развитие смешанных нейронных и вероятностных сетей анализа геологической информации.

Литература

1. Свид. 2014662214 Российская Федерация. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. Определение принадлежности точки трёхмерному множеству применительно к данным оптической спектроскопии. / Свиридова Н.О., Богуш И.Н.; заявитель и правообладатель Акционерная компания «АЛРОСА» (открытое акционерное общество) (RU). – №22014619817; заявл. 30.09.2014; опубл. 26.11.2014, Реестр программ для ЭВМ. – 1 с.
2. Свид. 2014661991 Российская Федерация. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. Создание математических образов функции плотности вероятности результатов аналитических исследований определения вероятности принадлежности единичных кристаллов алмаза их выборкам. / Ковальчук О.Е., Софронеев С.В., Богуш И.Н.; заявитель и правообладатель Акционерная компания «АЛРОСА» (открытое акционерное общество) (RU). – №2014619886; заявл. 02.09.2014; опубл. 19.11.2014, Реестр программ для ЭВМ. – 1 с.
3. Свид. 2014618856 Российская Федерация. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. Анализ парагенетической принадлежности гранатов по колориметрическим данным / Ковальчук О.Е., Мацюк С.С.; заявитель и правообладатель Акционерная компания «АЛРОСА» (открытое акционерное общество) (RU). – №2014616442; заявл. 04.07.2014; опубл. 20.09.2014, Реестр программ для ЭВМ. – 1 с.
4. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Хоменко В.М., Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. – Киев, Наук. думка, 1985. – 248 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАСТИН ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ковальчук О.Е.

kovakchukoe@alrosa.ru, НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный, Россия

Особенности внутреннего строения, распространённость и расположение алмазов в ксенолитах мантийных пород свидетельствуют о том, что образование и рост большей части алмазов с мантийным углеродом происходил не в процессе кристаллизации их из магматического расплава одновременно с минералами мантийных пород, а позже, в процессе метасоматоза из флюидной фазы или флюидизированного расплава [1]. При окончании поступления флюида в зоны перидотитовых и эклогитовых пород рост заканчивался, что указывает на низкую продуктивность алмазообразования самих мантийных пород. При этом в истории Сибирской литосферы выделяются, по крайней мере, три основных этапа мантийной флюидной фазы, различных во времени, способствующих генерации различных по характеристикам алмазов в мантийных породах. Интенсивность и распределение флюидных потоков также различны по вертикали и по латерали верхней мантии, что обусловило её гетерогенность и неоднородность, а расположение алмазов в исследованных нами ксенолитах, следовательно, в мантийных слоях, незакономерное, но направленное, соответствующее зонам интенсивного развития частичного плавления.

Результаты проведённых исследований и многочисленные опубликованные литературные данные свидетельствуют о том, что среди природных алмазов достаточно широкое распространение имеют кристаллы с неоднородным внутренним строением и различным содержанием структурных дефектов. У большей части изученных кристаллов центральная область сменяется зоной с меньшим содержанием примеси азота. Часто наблюдаются понижения концентрации азота, обычно ступенчатые, и резкие повышения, причём на некоторых пластинках эти колебания повторяются. Понижение концентрации азота всегда сопровождается повышением примеси водорода, причём в зонах с постоянной концентрацией азота также наблюдается понижение коэффициентов поглощения полосы на 3107 см^{-1} .

Вариации и динамику изменений структурных дефектов в изученных кристаллах легко объяснить с позиций временного нагрева среды алмазообразования из-за поступления горячих флюидов с нижних глубин мантии. Эти утверждения наглядно подтверждаются полученными данными по пластинкам. Другим важным результатом проведённых исследований является выявленные факты строгой корреляции характеристик B_2 -центров с примесными центрами и их формой. Так все вариации концентрации азота сопровождаются аналогичными изменениями положения максимума полосы B_2 -центра, таким образом, любому понижению содержания примеси соответствует повышение размеров этих пластинчатых дефектов.

Таким образом, полученные данные подтверждают предположение, что основным фактором, определяющим зарождение и рост природных алмазов, была температура и её колебания, а рост алмазов происходил в условиях внедрения глубинных водород и/или углеводород содержащих флюидов в породы литосферы Земли.

Литература

1. Spetsius Z.V., Bogush I.N., Kovalchuk O.E. FTIR mapping of diamond plates of eclogitic and peridotitic xenoliths from the Nyurbinskaya pipe, Yakutia: genetic implications Russian Geology and Geophysics 56 (2015) 344–353

ЮВЕЛИРНЫЕ АЛМАЗЫ ИЗ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Криулина Г.Ю., Васильев Е.А., Гриб П.В., Андросова Н.А.
galinadiamond@gmail.com, Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Месторождение им. М.В. Ломоносова, расположенное в юго-западной части Архангельской алмазонасной провинции, все более заинтересовывает не только научный мир, но и инвесторов. Поскольку с появлением новых данных о минералогии и качестве алмазного сырья возрастает рентабельность отработки месторождения.

В данной работе приведены результаты исследований алмаза из трубки Пионерская, вовлекаемой в отработку в 2015.

Проведено сравнение с минералогическими и спектроскопическими характеристиками алмаза из ураганноалмазонасной трубки Интернациональная, относящейся, как и трубка Пионерская, к низкотемпературному типу кимберлитов (1, 2).

Алмазы из трубки Пионерская значительно отличаются от ранее изученных нами образцов трубок Архангельская и им. Карпинского-1 (3). Алмазы из трубки Пионерская отличаются резким преобладанием кристаллов додекаэдрического габитуса во всех размерных группах, причем в породах автолитовой брекчии в классе $-4+2$ мм их содержание возрастает до 73%. Среди крупных кристаллов плоскогранные остросреберные октаэдры не встречаются, отмечается незначительное количество (ок. 5%) октаэдрических кристаллов с признаками начального растворения (4): округлыми ребрами, занозистой и сноповидной штриховкой. Тогда как с классе $-1+0,5$ мм треть (33%) имеют октаэдрический облик. Содержание кубов и тетрагексаэдров незначительно, около 2-2,5%, и постоянно в разных классах крупности как в АКБ, так и ТБ.

Додекаэдровиды наиболее широко представлены и являются типоморфными для трубки Пионерская. В общем можно составить описание типичного кристалла: додекаэдровид с высокой степенью прозрачности гладкогранный, реже встречаются с резкой концентрической штриховкой у выходов осей L_3 . Кристаллы изометричные или с незначительной степенью искажения (менее 1:1.3). Для трубки характерными являются кристаллы со сложным искажением, в результате которого у алмаза одновременно развиты вершинки L_3 и L_4 , что создает впечатление угловатых додекаэдровидов-вершинников. Вероятно, это результат тонкослоистого антискелетного роста с наложенным процессом полирующего (сглаживающего) растворения.

Дефектно-примесный состав изученных алмазов по общему содержанию азота и доли агрегированного азота в В-форму близок к таковым характеристикам кристаллов из трубки Интернациональная. В то же время образцы из трубки Пионерская характеризуются значительно более широким диапазоном концентраций структурной примеси водорода, что типично для большинства архангельских алмазов.

Большинство кристаллов из трубки Пионерская (77-80%) имеют свечение в ультрафиолетовом диапазоне с равномерным распределением. Среди люминесцирующих алмазов преобладают кристаллы с голубым свечением, связанным с N3 дефектом.

При геммологической оценке алмазного сырья нами отмечено большое количество совершенно бесцветных кристаллов очень высокой степени прозрачности. Преобладание додекаэдровидов уральского типа и гладкогранных кристаллов комбинационных форм придает особенно сильный блеск кристаллам.

Сходство минералогических и физических свойств алмаза из трубок Пионерская и Интернациональная свидетельствует о близких условиях кристаллизации, но при этом среда алмазообразования под трубкой Пионерская была значительно более насыщена карбонатной и водородной составляющими, приведшими к их появлению этих примесных компонент. В то же время, посткристаллизационные условия нахождения алмазов в мантии и их транспортировки значительно отличались, обогащенная флюидами среда архангельско-

го региона и длительный подъем кимберлитового субстрата привели к значительному растворению алмаза, в том числе преобразованию форм и преобладанию кривогранных кристаллов и в конечном счете значительному снижению алмазоносности.

Литература

1. Гаранин В.К., Бовкун А.В. и др. Микрористаллические оксиды из кимберлитов России. ГЕОС, 2009
2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр». 2003. – 603с.
3. Криулина Г.Ю. Конституционные характеристики алмаза из месторождений Архангельской и Якутской алмазоносных провинций. Автореферат на соискание ученой степени к.г.-м.н., 2012.
4. Орлов Ю.Л. Минералогия алмазов.// М.: Наука, 1984. – 223 с.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПРИРОДНЫХ, ПРИРОДНЫХ ОБЛАГОРОЖЕННЫХ И НРНТ СИНТЕТИЧЕСКИХ АЛМАЗОВ МЕТОДАМИ ОПТИЧЕСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Винс В.Г.

vgvins@gmail.com, ООО «ВинсДиам», г. Новосибирск, Россия

Надежная идентификация природных алмазов, способы их отличия от облагороженных и синтетических камней, чрезвычайно важны для мирового алмазно-бриллиантового комплекса. Методы оптической спектроскопии, особенно поглощение в ИК, видимом и УФ – диапазонах, в комбинации с люминесценцией при разных видах возбуждения, и определенных навыках практической работы, позволяют почти со 100% достоверностью производить такую идентификацию.

Первый шаг диагностики – определение алмаз/не алмаз, является присутствие в КР спектре кристалла одного единственного пика на частоте 1332 см^{-1} , являющегося "визитной карточкой" алмаза. Кроме того, по его FWHM-фактору можно судить о совершенстве кристалла, он возрастает в ряду алмазов: "природный и CVD монокристаллический IIa – природный Ia – НРНТ синтетический кристалл Ib – поликристаллический CVD-алмаз". Не менее информативным является наличие характерного собственного поглощения в ИК спектре ($4000 - 1600\text{ см}^{-1}$), одинакового в алмазах всех типов.

Второй шаг – выделение НРНТ синтетических алмазов с помощью сильного Fe-B-Nd – магнита. Большинство НРНТ синтетических алмазов содержат ферромагнитные включения и притягиваются к такому магниту. Однако, современные ростовые технологии позволяют получать кристаллы, которые не выделяются магнитным тестом, поэтому для их диагностики требуются дополнительные исследования.

Третий шаг – идентификация бесцветных кристаллов. Природные алмазы типа Ia – определяются по ИК поглощению в диапазоне $1500 - 1000\text{ см}^{-1}$, представляющим наложение поглощений A-, B1-, B2- и водородных (3107 и 1405 см^{-1}) дефектов, которые могут присутствовать в самых разнообразных концентрациях. В спектрах видимого и УФ поглощения часто присутствует характерная для природных алмазов система N3. Наличие указанных полос поглощения, наряду с «бесцветностью» камней, позволяет их однозначно отнести к природным не облагороженным алмазам. Природные алмазы типа IIa идентифицируются по спектру лазерной ФЛ: при $\lambda_{\text{возб.}} = 532\text{ нм}$ в спектре бесцветных и почти бесцветных алмазов типа IIa концентрация дефектов NV° и NV^{-} такова, что линия 637 нм намного слабее линии 575 нм . Наоборот, в НРНТ облагороженных бесцветных алмазах типа IIa, из-за диссоциации остаточных азотных дефектов, увеличивается содержание доноров электронов (C-дефектов): концентрация дефектов NV^{-} становится больше концентрации NV° дефектов, и линия 637 нм становится доминирующей. Данный критерий на сегодняшний день является основным при идентификации бесцветных природных и природных облагороженных алмазов типа IIa. Бесцветные НРНТ синтетические алмазы типа IIa идентифицируются: а) по присутствию слабого поглощения в полосе C-дефектов при 270 нм ; б) по отсутствию характерной структуры «татами» при наблюдении кристаллов в оптический микроскоп со скрещенными поляроидами; в) по не характерным для природных алмазов смешанным секторам роста, хорошо различимым в свечении УФ люминесценции; Г) по интенсивность ФЛ в НРНТ синтетических алмазах, которая, в отличие от природных алмазов, всегда выше при возбуждении коротковолновым ($200 - 220\text{ нм}$) УФ излучением, чем при возбуждении длинноволновым УФ излучением ($\sim 360\text{ нм}$).

Шаг четвертый – идентификация цветных алмазов. Природные алмазы с большими концентрациями дефекта N3 имеют фантазийный желтый цвет. Дефект N3 наблюдается в поглощении, и симметрично в ФЛ. При УФ возбуждении N3 – алмазов, они люминесцируют ярким голубым однородным свечением. Идентификация таких камней основана на том, что дефекты N3 не образуются при НРНТ отжиге синтетических алмазов; а в спектрах

НРНТ облагороженных природных алмазов, они появляются только в комбинации с С-, и N3/N2 – дефектами.

Природные алмазы зеленого цвета имеют тонкую (несколько мк) зеленую оболочку – верхний слой, полученный за счет природной альфа – радиации. В этом слое у них наблюдается вакансионное GR1-поглощение. Примером такого алмаза может служить знаменитый зеленый бриллиант «Дрезден», но интенсивность GR1 – полосы в нем чрезвычайно мала – всего $0,2 \text{ см}^{-1}$ над остальным поглощением. Алмаз только кажется зеленым из-за своего большого (40,7 карат) размера. Если в спектре тестируемого алмаза, имеется большое по сравнению с «Дрезденом» GR1-поглощение, то можно утверждать, что зеленый или сине-зеленый цвет этого алмаза имеет искусственное радиационное происхождение.

Для получения фантазийного желтого цвета в алмазах типа Ia можно использовать облучение в комбинации с последующим отжигом (при $T \geq 800^\circ\text{C}$). Основные образующиеся дефекты – это дефекты: N3 = A + V; N4 = B1 + V; причем концентрации образовавшихся N3 и N4 дефектов соотносятся согласно пропорции: $[N3]/[N4] \propto [A]/[B1]$. В природе встречаются алмазы, цвет которых в основном обусловлен поглощением дефекта N3. Но при этом: а) отсутствует линия 595 нм, что и является основным диагностическим признаком; б) имеют слабое N4- поглощение, даже когда большая часть азота присутствует в форме дефектов B1. Это расходится с поведением искусственно окрашенных алмазов, в которых соотношение дефектов N3 и N4 регулируется приведенным уравнением.

Розовый/красный цвет можно получить при облучении и отжиге природных и синтетических алмазов типа Ib, Ia+Ib, Ib+Ia. Цвет может походить на природный, однако в спектрах поглощения и люминесценции облученных камней присутствуют NV⁻ система с острой линией при 637 нм плюс сопутствующие ИК системы – N1a и N1b. Уникальный розовый или красный цвет природных алмазов связан с поглощением в полосе при 550 нм, при этом у таких кристаллов отсутствует люминесценция, и естественно, NV⁻ система поглощения, что позволяет их легко различать.

Голубая/синяя окраска алмазов типа Ib обусловлена ионами бора в замещающем углерод положении. Концентрация бора, рассчитываемая из интенсивности соответствующих полос ИК поглощения в очень редких голубых природных алмазах, не превышает 3 ppm. Наоборот, в НРНТ синтетических алмазах, легированных при синтезе бором, концентрация бора существенно выше. Соответственно и окраска кристаллов может варьироваться от светло – голубой до темно-фиолетовой. Кроме того, концентрация бора в синтетических алмазах строго зависит от секторов роста: наиболее высокая – в секторах $\langle 111 \rangle$, наиболее низкая – в секторах $\langle 100 \rangle$. Такое неоднородное распределение голубой окраски видно даже при визуальном осмотре алмазов, что и позволяет их легко идентифицировать.

Желто-зеленая окраска НРНТ отожженных природных алмазов при температурах отжига 1800 – 2300 С определяется суперпозицией пропускания азотных N3-, N3/N2-, и С – дефектов, которые в такой комбинации не встречаются в спектрах природных алмазов. При температуре отжига выше 2500°C алмазы становятся практически бесцветными – все азотные дефекты трансформируются в B1-дефект и тип алмаза определяется как IaB1. Диагностическим признаком отжига является отсутствие водородной линии поглощения 3107 см^{-1} , что крайне редко встречается среди природных алмазов подтипа IaB1.

РАСЧЕТНАЯ ОЦЕНКА МАССЫ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ

Суханов В.А., Крылова Л.В.

victordiam@mail.ru, Государственное автономное профессиональное образовательное учреждение гор. Москвы, колледж предпринимательства №11, Москва, Россия

Тип проекта: исследовательский.

Актуальность темы проекта

Тема проекта представляет теоретический и практический интерес, потому что на современных предприятиях отсутствует предмет исследования, так как используется старый багаж знаний.

Цель проекта

Разработка технологической документации производственного участка по огранке драгоценных камней.

Задачи проекта

Расширение и систематизация знаний и умений по математике, специальным дисциплинам, инженерной графике, информационным технологиям в разработке технологической документации:

- форма огранки и элементы ограненной вставки;
- создание технических требований на ограненную вставку;
- проведение расчетов по определению массы изучаемой модели ограненной вставки;
- геометрия ограненной вставки и её практическое применение;
- приобретение практических навыков по тематике, настоящего исследования.

Краткое содержание проекта:

В создании технологической документации учитывались лучшие варианты, предыдущего периода времени, в частности Смоленского завода «Кристалл», одного из лучших заводов по обработке алмазов в бриллианты.

Но в тоже время учет новых возможностей, а именно появление нового стандарта образования и изучения определенного ряда дисциплин имеющих интегрированные связи.

Новизна:

Впервые образовательное учреждение в рамках «Школы огранки» вышла на столь высокий уровень исследовательской работы, и показало завершение эры эксплуатации технологической документации, созданной на высоком уровне в советское время.

В настоящее время, используя стандарт нового поколения, студенты СПО Колледжа предпринимательства № 11, Производственного отделения проводя интеграцию изучаемых дисциплин способны создавать новое технологическое сопровождение производственного процесса.

Практическая направленность:

Материал проекта может быть использован в практике обучения студентов СПО и в практике подготовки/переподготовки специалистов по обработке алмазов.

Полученные результаты:

При решении задач по достижению цели исследовательской работы:

- представлена форма ограненной вставки и её элементы;
- разработаны технические требования на ограненную вставку;
- проведены расчеты по определению массы изучаемой модели ограненной вставки;
- приобретены практические навыки по тематике, настоящего исследования.

Вывод:

Созданная технологическая документация в значительной мере снизит затраты на обработку драгоценных камней по времени.

Технолог участка, огранщик владеют информацией о размере полуфабриката и создаваемой будущей массы ограненной вставки.

Очевидно, эта информация приведет к увеличению финансовой составляющей компании по изготовлению ограненных вставок драгоценных камней.

Литература

Основные источники:

1. Епифанов В.И. Технология обработки алмазов в бриллианты: Учеб.пособие/В.И. Епифанов, А.Я. Песина, Л.В. Зыков. – 5-е изд., репринтное. – Якутск: Бичик,2001. – 336с.: ил.
2. Diamond Cutting (Огранкаалмазов). Basil Watermeyer. 1991, ЮАР.
3. Diamonds (Алмазы). Eric Bruton. 1993. Великобритания.

Нормативные документы

1. Федеральный закон от 26.03.1998 N 41-ФЗ (ред. от 21.11.2011) «О драгоценных металлах и драгоценных камнях».
2. ГОСТ Р 52913-2008. Бриллианты. Классификация. Технические требования.

Специальная литература

1. А.Е. Ферсман. Кристаллография алмаза. Издательство Академии наук СССР. 1955
2. Ю.Л. Орлов. Минералогия алмаза. М: Наука. 1984.
3. Ю.П. Солодова, М.В. Николаев. Геммология алмаза. М: Учебник для студентов вузов. 2008

Интернет-ресурсы

Высокотехнологичное оборудование, станки и инструмент для обработки алмазов

1. Сайт компании «SarineTechnologiesLtd», высокотехнологичное оборудование и программное обеспечение.
URL: <http://sarine.com/>
2. Сайт компании «Octopus», высокотехнологичное оборудование и программное обеспечение.
URL: <http://www.octonus.com/>
3. Сайт компании «OGI SystemsLtd», высокотехнологичное оборудование и программное обеспечение.
URL: <http://www.ogisystems.com/>
4. Сайт компании «DiacomLtd», высокотехнологичное оборудование и программное обеспечение.

Геммологические центры

1. Сайт Геммологического Института Америки.
URL: <http://www.gia.edu/>
2. Сайт Высшего алмазного совета Бельгии.
URL: <http://www.hrdantwerp.be/>
3. Международный геммологический институт.
URL: <http://www.igiworldwide.com/>

ВЛИЯНИЕ ПОДБОРА БРИЛЛИАНТОВ НА ИХ ЦЕНУ В ЮВЕЛИРНЫХ ИЗДЕЛИЯХ

Кирсанова А.И., Федорова Е.Ю.

Научный руководитель **Моисеева С.Б.**

alena_kirsanova_2014@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Современная ювелирная промышленность в настоящее время как никогда широка и многогранна. Где-то она диктует правила, по которым покупатель принимает в ней участие, но существует множество предприятий, где связь обратная – предприятие идет за покупателем.

Обычно при посещении любого ювелирного магазина, или салона, человек всегда обращает внимание, в первую очередь, на сами изделия. На саму модель, на игру камней, на современность стилей, на закрепку, на характеристики вставок, на удобство ношения изделия и т.д. И, как правило, почти никогда – на то, как подобраны камни в изделиях. Конечно, если в изделии только один камень, то и смысла нет обращать на это свое внимание, но если он не один и даже не два, а, скажем, их штук десять или более того, то мы видим и воспринимаем это изделие как единое целое, даже не задумываясь, что стоит подобрать все эти камни по отдельности таким образом, чтобы они смотрелись все вместе как единое целое.

Поэтому при проведении данного исследования основной целью являлось проведение анализа – каким образом в ювелирных компаниях подбираются ограненные алмазы (бриллианты) и подбираются ли вообще; влияет ли подбор на цену будущего изделия; возможно ли, варьируя характеристиками изделия, снизить себестоимость изделий в целом.

Задачи, поставленные для решения этого вопроса были следующие: просмотреть продукцию одного из ювелирных предприятий и сделать их описания; рассчитать цену данных ювелирных изделий при различных сочетаниях характеристик бриллиантов и сравнить их с теми, которые имеются на предприятии.

В результате, получив сравнения, ожидалось получить данные, на основании которых и возможно будет сделать выводы о влиянии характеристик на цену изделия – и если такие будут, то, каким образом работая в режиме экономии, эту экономию можно получить.

Студентка гр. ЗМГг-09 Федорова Е. Ю. работает в компании «АЛМОСС», перед которой и встал вопрос – каким образом можно было бы снизить себестоимость изделий без потери во внешнем виде и качестве изделий для покупателя. В процессе изучения курсов «Металловедение – оценка ювелирных изделий», а также «Стандартизация и сертификация» у студентов гр. ТО-11 возник реальный интерес и т.о. появилась идея данного исследования, в котором и приняла участие Кирсанова А.И.

Требования современной ювелирной промышленности в настоящее время таковы, что если в качестве вставки в ювелирных украшениях находится бриллиант, то он должен быть описан в соответствии с принятой для ограненных алмазов классификацией.

При оценке ограненных алмазов (бриллиантов) в первую очередь руководствуются определением четырех параметров:

- Вес в каратах (масса);
- Группа чистоты бриллианта;
- Группа цвета бриллианта;
- Качество огранки бриллианта.

В первую очередь, прежде чем начать заниматься подборкой бриллиантов в ювелирные изделия, нужно отсортировать, откалибровать и оценить бриллианты.

Далее, оцененные и калиброванные бриллианты раскладываются по специальным пакетам, с которыми в последствии и работают все специалисты – как по продаже бриллиантов, так и при оправлении бриллиантов в оправы.

Подбор ограненных алмазов в ювелирные изделия в компании «АЛМОСС» начинается с более крупных камней. Их заново просматривают специалисты на предмет дефектов,

цветов и огранки. После того, как характеристики крупных камней подтверждаются, и они соответствуют всем параметрам, требуемым по накладной для подбора камней в изделия, то к этим камням начинают подбирать более мелкие – так называемую «обсыпку».

И уже теперь, после тщательной и аккуратной работы геммологов, ювелиров и закрепщиков, можно будет увидеть бриллианты закрепленными в ювелирные изделия.

Проследив тенденцию продаж ювелирных изделий за 2012-2014 гг., были сделаны выводы, о том, где и какие цвета золота предпочитают покупатели. Например, тенденция покупок ювелирных украшений в белом золоте, очень актуальна на данный момент, в Москве, в Санкт-Петербурге и на севере Российской Федерации. Золото желтого цвета предпочитают представители юга России – это Краснодарский край, Ставропольский край. А вот золото красного цвета чаще выбирают на востоке Российской Федерации.

К сожалению, если сравнивать статистические данные по продажам ювелирных изделий за 2012-2014 гг, то можно наблюдать падение спроса у потребителей.

Такая же статистика наблюдается и в продаже бриллиантов. Подъем продаж приходился на II квартал 2013г. И с этого периода времени продажа бриллиантов стала падать.

Стоимость ювелирного изделия складывается из расходов по производству самого ювелирного изделия, стоимости металла и вставок, а также учитываются все налоги с продаж и торговые наценки. Производственную часть сократить не представляется возможным, но что если в ювелирных украшениях немного изменить характеристики вставок? В данном случае – это бриллианты. Стоимость бриллиантов, зависит от многих показателей и как уже упоминалось, это цвет бриллианта, его масса, чистота, и огранка бриллианта. Из всех этих данных и складывается конечная стоимость бриллианта, которая отражается в прейскуранте.

Каждая компания, занимающаяся бриллиантами, как правило, имеет свой прейскурант, так как все накладные расходы по производству и продажам у всех разные. Если наглядно изучить прейскуранты, то можно наблюдать, как изменяется цена на камень в зависимости от его цвета или чистоты.

Из чего следует, что играя в изделии всего лишь цветом бриллианта, то стоимость изделия можно уменьшить, либо наоборот, поднять.

Все так же если взять один и тот же цвет, но разные показатели по чистоте.

Цвет бриллианта очень важен для ювелирного изделия. Так, например, дефекты 5 и 6 группы у мелких бриллиантов можно спрятать под оправу ювелирного изделия, и бриллиант в итоге будет выглядеть на группу выше. Так же можно поступить и с цветом бриллианта – низкие показатели можно замаскировать красным или желтым цветом золота в зависимости от оттенка бриллианта и этот бриллиант в итоге будет смотреться другим цветом.

Таким образом визуально подбирая бриллианты в ювелирные изделия можно существенно изменить стоимость конечного продукта. Таким образом, можно сделать ясный вывод о том, что существует прямая связь между стоимостью ювелирных изделий и вставок в них – чем выше характеристики бриллиантов, тем выше их стоимость и стоимость ювелирного изделия. В настоящее время на ювелирном рынке работают компании, которые существуют уже не один десяток лет, есть которые только-только появляются и становятся известными на ювелирном рынке. И в принципе сколько не было бы ювелирных компаний, практически все из них находят свою «нишу». И это понятно – каждая ювелирная компания придерживается своей стратегии, у каждой из них свои особенности – и по подбору бриллиантов в ювелирные изделия в том числе.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УЧЕБНОЙ КОЛЛЕКЦИИ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КУРСА «СТАНДАРТИЗАЦИЯ И СЕРТИФИКАЦИЯ»

Моисеева С.Б., Хомрач М.В., Фокина Л.А.

thomrggru@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Курс «Стандартизация и Сертификация» относится к блоку базовых дисциплин в рамках специальности 261400 «Технология художественной обработки материалов» (ТХОМ) подготовки бакалавров по направлению «Технология обработки драгоценных камней и металлов». Он изучается студентами МГРИ-РГГРУ в течение 1го семестра студентами 4го курса после усвоения материала предыдущих курсов по дисциплинам «Кристаллография», «Кристаллохимия», «Основы минералогии петрографии и геохимии», «Общая геология», «Введение в геммологию», «Диагностика ювелирных камней», «Обработка (огранка) различных ювелирных и поделочных камней». Для проработки каждого из этих курсов используются модели и коллекции обработанных (ограненных) образцов драгоценных (главным образом) и ювелирных (поделочных) камней. Диагностика и оценка образцов происходит с применением неразрушающих методов исследования – образцы изучаются визуально, с увеличением, а также и без применения увеличения, используя при этом стандартные геммологические лупы 10х увеличения и микроскопы, применяется стандартное геммологическое оборудование.

Курс «Стандартизация и Сертификация» знакомит студентов с техническими документами, регламентирующими деятельность геммологов-оценщиков (ТУ, ГОСТы, законы о драгоценных камнях и драгоценных металлах), а также – с понятиями оценки драгоценных камней, для чего рассматриваются их оценочные критерии – масса, цвет, чистота, огранка. В курсе «Стандартизация и Сертификация» так же рассматриваются требования, предъявляемые для реализации этого вида продукции – драгоценных камней – как в России, так и за рубежом.

Для освоения материала курса помимо технической документации, в которой рассматриваются вопросы оценки каждого из параметров драгоценного камня, необходима систематизированная коллекция образцов ограненных камней, с помощью которой студенты могут приобретать практические навыки классификации драгоценных камней и их оценки.

Коллекция разделена на отдельные наборы образцов, используемые для поэтапной проработки разных тем. Наборы образцов должны быть подобраны в соответствии с особенностями прорабатываемой темы. Для изучения оценки и сертификации цветных драгоценных камней, в коллекции присутствуют ограненные рубины, сапфиры, изумруды. Так, например, коллекция классификации для изумрудов, должна содержать весь диапазон групп цвета и чистоты, а также образцы, которые наглядно демонстрируют переход этого камня в группу вне классификации, в зависимости от параметров цвета, чистоты или огранки и иметь достаточные размеры для того, чтобы это можно было бы наглядно уяснить; аналогично подбирается коллекция и для классификации рубинов и сапфиров. В коллекции для классификации бриллиантов также присутствует диапазон групп цвета и чистоты, а также различных видов нарушений огранки и размеров для наиболее полного усвоения материала и т.п.

В зависимости от того, какая тема рассматривается, камни подбираются таким образом, чтобы она была рассмотрена наиболее полно – при определении цвета бриллиантов должны быть представлены как бесцветные, так и группы оттенков и окрашенные бриллианты как желтых, так и коричневых цветов; чистоты бриллиантов – от практически без включений, имеющие мельчайшие и мелкие включения и до крупных и многочисленных; огранки бриллиантов – бриллианты имеющие различные отклонения параметров огранки (углов короны и павильона, размеров площадок, толщины рундиста, нарушения симметрии огранки и полировки, а также поверхностные дефекты – сколы, полости, трещины, выхо-

дящие на поверхность и т.п.) и без таковых. При определении цвета бриллиантов используются эталоны, изготовленные из фианитов и рассматриваются как их преимущества, так и ограничения, которые необходимо иметь ввиду при работе с подобными эталонами. При определении чистоты ограненных алмазов – бриллиантов используются как лупы 10х увеличения, так и микроскопы, позволяющие достигать больших увеличений, что существенно облегчает поиск включений и позволяет совершать оценку более уверенно. При определении качества огранки студенты используют и уже свой опыт, полученный при изучении курса «Технология обработки драгоценных камней» и изучают новые приемы, использующиеся не для контроля процесса обработки, а именно для оценки готового ограненного драгоценного камня. При оценке массы студенты не просто взвешивают оцениваемые образцы, но и учатся понимать связь элементов огранки с его массой и переводить размеры ограненного камня в его вероятную массу, принимая во внимание и здесь различные неоднозначности, вызываемые отклонениями в огранке – и здесь также незаменимыми будут образцы коллекции, имеющие отклонения в огранке. Таким образом, коллекция ограненных алмазов – бриллиантов позволяет перейти студентам от классификации в соответствии с принятой документацией, регламентирующей каждый из параметров (ТУ оценки ограненных алмазов, Национальный Стандарт оценки ограненных алмазов) стандартизированно, к Сертификации бриллиантов.

При классификации цветных драгоценных камней, коллекция подбирается аналогичным образом. При определении цвета цветных драгоценных камней (рубины, сапфиры, изумруды и др.) в коллекции присутствуют образцы различных диапазонов по оттенкам, тону и насыщенности для каждого из указанных драгоценных камней (в соответствии с законом о драгоценных камнях и драгоценных металлов), в качестве эталонов используется набор эталонов (Gem Set) для определения цвета, изготовленный на основе понятия определения цветового пространства, разработанного Манселлом. При определении чистоты цветных драгоценных камней в коллекцию отбираются камни от практически чистых, без включений, до имеющих крупные и многочисленные (дефекты в камнях внутренние, внешние, различных размеров и влияния на привлекательность камня как вставки в будущем ювелирном изделии). Для оценки огранки цветных драгоценных камней подбираются цветные драгоценные камни имеющие различные отклонения параметров огранки (углы короны и павильона, высоты короны и павильона, толщины рундиста, различное количество и симметрия граней ограненного камня, дефекты полировки, различные формы камней по контуру, различные размеры площадок, калетт и килей) и без таковых. При определении массы цветных драгоценных камней рассматриваются помимо взвешивания и способы ее определения расчетными способами и проводятся таким образом аналогии размеров и масс камней. Практическая работа на коллекциях, подобранных по вышеописанным требованиям, позволяет наиболее полно и точно привести в соответствие классификации, описанные в технической документации, и реальные драгоценные камни, использующиеся как в качестве вставок в будущие ювелирные изделия, так и в качестве коллекционного материала.

Особое место в программе курса «Стандартизация и Сертификация» занимает процесс составления документа Сертификата и умения его расшифровывать и читать. В отличие от обычных сортировки и оценки драгоценного камня, в Сертификат бриллианта обычно включается его рисунок – карта-схема расположения его внутренних и внешних включений и дефектов, поэтому учебная коллекция должна содержать камни, которые по размеру удобно удерживать и описывать – основной размер учебной коллекции для курса «Стандартизация и Сертификация» должен быть не менее 0, 10 карат (0, 15 кар).

Таким образом, подбор учебной коллекции осуществляется в соответствии с задачами, поставленными при изучении как курса в целом, так и каждой из отдельных его тем – изучая классификационные признаки цветных драгоценных камней, в коллекции должны быть представлены наиболее полно все позиции классификатора и особенно те из них, которые наиболее часто встречаются и пользуются наибольшим спросом.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УЧЕБНОЙ КОЛЛЕКЦИИ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КУРСА «ПРОМЫШЛЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ АЛМАЗНОГО СЫРЬЯ»

Фокина Л.А.

thomrggru@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Промышленная классификация алмазного сырья – дисциплина по специальности «Технология художественной обработки материалов», входящая в вариативную, профильную часть общепрофессионального цикла. Профессиональный цикл по направлению ТХОМ бакалавриата дает возможности углубления знаний, умения и навыков, определяемых содержанием базовых дисциплин. Дисциплина «Промышленная классификация алмазного сырья» позволяет студенту получить углубленные знания и навыки успешной профессиональной деятельности на производствах Алмазно – бриллиантового комплекса.

Дисциплины, которые должен изучить студент ТХОМ, для успешного усвоения «Промышленная классификация алмазного сырья»: Кристаллография, Минералогические особенности и физические свойства алмаза, Промышленно – генетические типы месторождений алмаза. Одновременно с изучением дисциплины студент овладевает знания по курсу «Технология обработки алмазов».

В программе курса предусмотрено изучение основных классификационных признаков сортификации алмазного сырья. Коллекция алмазов подбирается по каждому основному классификационному признаку: размеру, форме, качеству и цвету.

Размер:

Единица, используемая для взвешивания алмазов и других драгоценных камней называется каратом. Другой весовой единицей для алмазов является грейнер или гран. Он равен 0,25 карата.

Размер алмаза определяют:

- для условных ситовых классов – рассеивом алмазов на ситах;
- для весовых групп – взвешиванием на аналитических весах 1-го класса и прецизионных 2-го класса по ГОСТ 24104.

В соответствии с классификацией алмазного сырья по системе CITY (М., 1991) размер алмазов характеризуется:

- условными ситовыми классами
- весовыми группами
- размерно-весовыми группами

Форма:

Форма алмаза является основным признаком, по которому определяется дальнейшее его использование, технологии обработки и выход готовой продукции.

Форму алмазов характеризует совокупность следующих признаков (ГОСТ Р 51519.1-99):

- кристаллографическая форма;
- степень искажения формы;
- характер поверхности (рельефность);
- сохранность (целостность) кристалла.

Наиболее идеальной (и соответственно самой дорогой) формой считается изометричный октаэдр.

При обработке алмазов данной формы получают минимальные затраты и максимальный выход готовой продукции.

Алмазы других форм выделения таких как куб (гексаэдр), двойники срастания и прорастания, крупно- и мелкозернистые сростки, в разной степени, усложняют их обработку и тем самым снижают их цену.

Степень искажения формы алмазов характеризуется отношением максимально различных размеров по осям симметрии третьего порядка или осям наибольшего искажения (ГОСТ Р 51519.1-99).

По степени искажения кристаллы алмазов подразделяются на кристаллы:

- *правильная форма алмаза*: степень искажения до 1,3;
- *с незначительным искажением* – степень искажения от 1,3 до 1,5;
- *с небольшим искажением* – степень искажения от 1,5 до 2,0;
- *искаженные* – степень искажения от 2,0 до 3,0;
- *сильно искаженные* – степень искажения от 3,0 до 4,0;
- *пластинчатые или игольчатые* – степень искажения более 4,0.

Характер поверхности (рельефность)

При оценке формы кристалла необходимо оценивать характер его поверхности.

Характер поверхности (рельефность) определяется степенью проявления различных внешних морфологических особенностей (ГОСТ Р 51519.1-99).

Сохранность

Кристаллы алмазов в зависимости от их *сохранности* подразделяют на целые кристаллы и обломки (ГОСТ Р 51519.1-99):

целые кристаллы – неповрежденные кристаллы, а также, кристаллы, отколотые не более чем на одну треть ($1/3$) исходного объема при условии, что эти сколы не сильно искажают первоначальную форму кристалла;

обломок: Часть кристалла природного алмаза, составляющая менее $2/3$ его исходного объема, или алмаз, не имеющий четко выраженной кристаллографической формы.

Качество:

Качество алмаза (уровень дефектности) определяется степенью заполненности камня различными дефектами. По качеству алмазы подразделяются на пять основных групп (ГОСТ Р 51519.1-99):

- *без дефектов* – алмазы, без дефектов при просмотре в 6-ти кратное увеличение;
- *с незначительными дефектами* – алмазы с едва видимыми дефектами при просмотре с 6-ти кратным увеличением;
- *с небольшими дефектами* – дефекты едва различимы «невооруженным» глазом, но хорошо видны в 6-ти кратную лупу;
- *с большими дефектами* – дефекты отчетливо видны «невооруженным» глазом;
- *очень большие дефекты* – дефекты максимальной распространены по всему объему алмаза.

Цвет:

Соответственно ГОСТу Р 51519 1-99 по цвету алмазы подразделяют на семь основных групп, которые характеризуются интенсивностью окраски и цветовыми оттенками:

- бесцветные;
- с незначительным оттенком цвета;
- с небольшим оттенком;
- с оттенком;
- цветные, с выраженным оттенком в объеме камня;
- цветные, с густой окраской в объеме камня.

Учебная коллекция алмазов по каждому классификационному признаку состоит из 10-15 образцов с карточкой их описания.

ВОРОНЕЖСКАЯ КАМНЕСАМОЦВЕТНАЯ ОБЛАСТЬ

Гадиятов В.Г.

gadiatovvg@mail.ru, Воронежский государственный архитектурно-строительный университет, г. Воронеж, Россия

Воронежская камнесамоцветная область соответствует площади Воронежской антеклизы, которая находится на территории Центрально-Чернозёмного региона, включающего Воронежскую, Курскую, Белгородскую, Тамбовскую, Липецкую и Орловскую области. В геологическом строении этой территории выделяется два структурных этажа: нижний, сложенный кристаллическими породами и верхний, состоящий из осадочных образований. Нижний этаж представлен метаморфизованными архейскими и нижнепротерозойскими структурно-вещественными комплексами, верхний – верхнепалеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами осадочного чехла. Соответственно, все цветные камни связаны с докембрийским фундаментом и осадочным чехлом. На основании ранее полученных данных и собственных исследований Воронежская антеклиза нами выделена в самостоятельную Воронежскую камнесамоцветную область [1].

На площади Воронежской камнесамоцветной области специализированные работы по поискам и изучению цветных камней никогда не проводились. Только в конце прошлого – начале текущего столетия появились сообщения о находках отдельных минералов и их использовании в качестве коллекционного материала [2]. Кроме того была сделана попытка классификации декоративных и коллекционных камней по комплексу признаков. При этом минералы и горные породы были разбиты на классы и порядки [3]. Здесь найдены проявления разных ювелирных, ювелирно-поделочных и поделочных камней. Среди них циркон, берилл, альмандин, янтарь, аметистовидный и розовый кварц, сердолик, кахолонг, агат, опал, халцедоны, кремль, опаловидный кварц, гематит-кровавик, окаменелое дерево, цветные кварциты, доломиты, яшмовидные породы и др. Цветные камни исследуемой территории локализованы в докембрийских образованиях Курской магнитной аномалии (КМА), осадочных породах мезозоя и кайнозоя, корах выветривания, древних россыпях и современных аллювиальных и моренных отложениях.

Докембрийские образования региона располагаются в пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ), который представляет собой выступ фундамента. В пределах ВКМ в качестве структур первого порядка (крупных, длительно развивающихся блоков, прослеженных геофизическими методами на всю мощность земной коры) выделяется мегаблок (структурно-формационная зона) КМА, Хопёрский мегаблок и разделяющая их линейная шовная зона. Практически все цветные камни связаны с докембрийскими породами КМА. Берилл с щелочно-субультрамафит-карбонатитовыми образованиями Дубравинского комплекса, альмандин – с гранат-биотитовыми гнейсами, гранатсодержащими амфиболитами и гранат-биотит-кварцевыми сланцами обоянской, михайловской и курской серий. В железисто-кремнисто-сланцевых образованиях курской серии, кроме того, сосредоточены ювелирно-поделочные и поделочные горный хрусталь, гематит-кровавик, змеевик, мраморизованный доломит, белые и цветные кварциты. Последние, представляющие собой «льдистые» и авантюриновые кварциты с эффектом иризации, можно использовать для вставок в ювелирные изделия, джеспелиты и гематит-кровавик – для разных камнерезных поделок.

В песчаных слоях аптско-олигоценного возраста Курской, Воронежской и Белгородской областей установлен целый ряд проявлений янтаря. Преобладает янтарь сукцинит, как правило, представленный обломками и зёрнами размером от 1 мм до 10 мм, редко до 3-4 см. Палитра окраски янтаря обширная: от жёлтой и желтовато-бурой до красновато-бурой, коричневатой-чёрной и чёрной.

К кремнистым породам, развитым в пределах территории исследования, относятся кремни, опоки, трепела и переходные разновидности (опоки глинистые, трепела глинистые и глины кремнеземистые). Кремнистые образования встречаются в девонских, верхнемеловых

вых и палеогеновых толщах. С точки зрения камнесамоцветного сырья, наибольший интерес представляют кремни. В девонских известняках они содержатся в виде желваков и конкреций тёмного до черного цвета, преимущественно кварцевого (халцедонового) состава. Кремни развиты в карбонатных отложениях меловой системы на юге и юго-востоке Воронежской антеклизы, образуют конкреции и линзоподобные залежи тёмно-серого цвета неправильной формы вдоль склонов речных долин и крупных балок. Превалирует опал-халцедоновый состав. В сантонских верхнемеловых породах кремни имеют светло-зеленовато-серый цвет, образуют линзовидные и пластовые формы размером от 1 до 10 см, с опал-тридимитовым составом [4]. Изученные нами чёрные кремни из меловых отложений, обладая хорошей полируемостью, пригодны для изготовления камнерезных изделий и вставок в ювелирные украшения, а также могут использоваться в литотерапии [5].

В карбонатных породах фаменского яруса верхнего девона Липецкой области залегают коричневатато-серые, серые, тёмно-серые, зеленовато-серые доломиты плавского горизонта, которые применяются для облицовочных блоков. Благодаря декоративным качествам и высоким технологическим свойствам их можно использовать для различных поделок.

С корами выветривания карбонатных пород верхнего мела связаны гипс, опал, халцедон, гётит. Последний с плотным жеодистым или ячеистым строением, нередко представлен сталактитами. Коры выветривания имеют площадное распространение и невыдержанную мощность. Для них характерно наличие гнездовидных включений и карстовых воронок, к которым приурочены опал и халцедон. Выщелоченные пустоты кораллового известняка, а также гнёзда и трещины писчего мела Шкурлатовского барит-полиметаллического проявления выполнены друзами, жеодами и корочками кальцита и арагонита. Друзы кальцита площадные, пятнистые, пучковатые и др., в жеодах отмечается затейливый геометрический узор.

В прибрежно-морских россыпях верхнего мела (сеноман) и палеогена встречается циркон и розовый кварц, в современных россыпях содержатся халцедон, агат, сердолик, кахолонг, аметистовидный кварц, в моренных отложениях – кварцит шокшинский.

Таки образом, в Воронежской камнесамоцветной области есть проявления разных цветных камней, обладающих высокими декоративно-художественными свойствами. Учитывая степень изученности, в настоящее время наибольший интерес представляют ювелирно-поделочные и поделочные камни, которые можно использовать как для изготовления вставок в ювелирные изделия, так и в качестве облицовочного материала. Кроме того, они могут применяться для коллекционных целей.

Литература

1. Гадиятов В.Г., Дмитриев Д.А., Боброва Е.М. Воронежская антеклизы – новая камнесамоцветная область на минерагенической карте России // Инновации в современной геологической науке и практике: материалы Всеросс. научно-практич. конф., посвящённой 80-летию основания ГРТ им. И.И. Малышева. – Старый Оскол, 2014. – С. 22-28.
2. Природные ресурсы ЦЧЭР, перспективы их использования и охрана. – Воронеж: 1985. – 102 с.
3. Чистяков С.В. К вопросу о классификации декоративных камней Воронежской антеклизы // Вестник Воронежского университета. – 1997. – № 4. С. 131-136.
4. Дмитриев Д.А., Савко А.Д., Жабин А.В. Сантонские отложения Правобережья среднего течения реки Дон // Труды НИИ геологии ВГУ. – Воронеж: 2004. – Вып. 21. – 104 с.
5. Гадиятов В.Г. Кремни из меловых отложений Воронежской антеклизы // Новые идеи в науках о Земле : докл. 10-й междунар. конф. – М: 2011. – Т. 1. – С. 150.

ЯНТАРЬ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Гадиятов В.Г.

gadiatovvg@mail.ru, Воронежский государственный архитектурно-строительный университет, Воронеж, Россия

«Янтарь проходит сверкающим самоцветом через все века и народы вплоть до наших дней», – сказал о нём А.Е. Ферсман. Янтарь известен человечеству более пяти тысячелетий. Украшения из «солнечного камня» носили фараоны и жрецы Египта, гунны и скифы использовали его в качестве меновой единицы. Различные изделия из янтаря найдены на палеолитических стоянках в Пиренеях, Скандинавии, Украине, Прибалтике, Польше. По типам месторождений янтаря и условиям их размещения выделяются две крупные провинции – Евроазиатская и Американская, занимающие, соответственно, северную часть Европы и Азии, и территорию Северной и Центральной Америки.

На площади Воронежской антеклизы установлен целый ряд проявлений ископаемых смол. Среди них Стойленское, Вислинское, Новоникольское, Новобогородицкое, Кантемировское, Кривоборье. Они различаются возрастом и составом вмещающих пород, условиями их залегания и содержанием полезного компонента, а главное – содержащимся в них янтарём. Главными факторами образования месторождений янтаря является наличие значительных площадей с хвойными лесами, соответствующих климатических условий (температура, влажность), а также разветвлённой палеогидросети. Благодаря этому происходило захоронение смолы в почве, транспортировка, накопление и/или переотложение янтаря в спокойных участках. На континентах наиболее благоприятные места – это дельты рек, в прибрежно-морской области – заливы, шельф.

Потенциально янтареносными считаются мел-палеогеновые отложения, в которых при благоприятных условиях сформировались месторождения ископаемых смол. В месторождениях Украины, Белоруссии и Прибалтики янтареносными являются верхнеэоценовые и олигоценовые отложения. В Воронежской антеклизе проявления янтаря локализованы в нижнемеловых (апт), палеогеновых (средний и верхний эоцен) и неогеновых (плиоцен) отложениях, развитых в регионе.

Наиболее древним является янтарь Стойленского проявления. Вмещающие пески апта, залегающие в эрозионных ложбинах глинистых алевролитов юры, кварцевые, среднезернистые, хорошо отсортированные, иногда содержат каолинитовые глины с растительным детритом. Янтарь встречается в виде включений в углефицированных остатках хвойных растений. Т.е., является внутривольным, сформировавшимся из смолы, выполнявшей смоляные карманы, трещины, межкоровое и подкоровое пространство деревьев. Неправильной формы, часто линзовидной, пластинчатой или серповидной, реже прямоугольной и треугольной, поверхность неровная, размер до 3 см. Янтарь хрупкий, трещиноватый, непрозрачный. Представляет собой красновато-бурую и коричневатую-бурую, до чёрной смолоподобную массу. Красновато-бурый янтарь просвечивает по периферии, коричневатый – в центре. Изотропный, плотность $1,116 \text{ г/см}^3$. Янтарь Стойленского проявления достаточно хорошо растворяется в спирте и эфире, точка плавления около $345\text{--}350^\circ\text{C}$. По составу (%: С – 76,34; Н – 10,21; О – 13,45) его относят к шрауфиту [1]. Однако шрауфиты, по классификации смол ископаемых Н.А. Орлова, В.А. Успенского, отличаются высоким содержанием кислорода (17-20%). Ввиду этого стойленский янтарь, встречающийся в первичном залегании и хорошо растворимый в органических растворителях, больше подходит к семейству ретинитов, для которого характерны вышеназванные признаки. Тёмный цвет янтаря, по-видимому, вызван гниением древесины, в полостях которой он находился, а также загрязнением перепревшей древесной трухи.

Все другие, отмеченные выше проявления янтаря Воронежской антеклизы более молодые. Янтарь является сукцинитом. По Н.А. Орлову, В.А. Успенскому – это «твёрдые, вязкие, хорошо поддающиеся механической обработке и известные человеку с древних времён (янтари – В.Г.)...однотипно растворяются в органических растворителях (до 20-

30%), характеризуются значительным содержанием янтарной кислоты в продуктах сухой перегонки». В настоящее время сукцинитом называют янтарь балтийский, который является застывшей смолой хвойных деревьев, произрастающих на территории южной части Скандинавского полуострова и прилегающих к нему областях в границах современного Балтийского моря. Сукцинит имеет следующий элементарный состав (%): С – 76,7; Н – 10,1 – 10,5; N и S – до 0,5; О – 7,9-12,9; элементы-примеси.

В Вислинском проявлении янтарь находится в толще среднезернистых кварцевых песков среднего эоцена, составляющих среднюю пачку. Нижний горизонт этой пачки содержит прослой и линзы ожелезненных крупнозернистых кварцевых песчаников красноватого цвета с зёрнами кварца и глауконита. Основные содержания янтаря приурочены к базальному горизонту. Янтарь – в виде отдельных обломков, включений в древесине и в цементирующей массе. В верхнем горизонте, сложенном мелкозернистыми глауконитово-кварцевыми песками с гнездами светло серого песка и железистыми конкрециями, содержатся редкие зёрна мелкого янтаря [2].

Таким образом, в Вислинском проявлении преобладают зерна и обломки неправильной формы размером 0,5-1,5 см желтого и желтовато-бурого цветов. Кроме того, встречаются вишнёво-красного, кремового и белого цветов. Янтарь преимущественно прозрачный или полупрозрачный с отдельными затемнёнными участками. Последний просвечивает. Весь янтарь хрупкий, слабо трещиноватый. По условиям образования куски янтаря являются, как внутривольными, так и поверхностными (наствольными), т.е., сформировавшимися за счет смолы, вытекающей из отверстий на поверхность дерева. Это капли, потеки и др. Плотность от 1,05 до 1,07 г/см³, растворяется в органических растворителях. По классификации янтарь Вислинского проявления можно отнести к бастарду (средней прозрачности, желтого цвета с темным оттенком).

Новоникольское проявление янтаря сложено мелко-среднезернистыми кварцевыми песками среднего эоцена с зёрнами глауконита и тонкими прослоями глин. Продуктивная пачка перекрыта верхнеэоценовыми отложениями. Янтарь приурочен к основаниям горизонтов, сложенных крупно-грубозернистым материалом (пески с гравием и галечником). Он представлен зернами и обломками неправильной формы размером до 3-4 см в поперечнике, желтого и желтовато-бурого цвета. Так же, как в предыдущем проявлении, встречается вишнёво-красный, кремовый и белый янтарь. Преимущественно прозрачный или полупрозрачный с отдельными затемнёнными участками, есть также непрозрачный. Янтарь хрупкий, слабо трещиноватый.

В Новобородицком проявлении янтарь содержится в нижней части продуктивной пачки, представленной глауконито-кварцевыми песками среднего эоцена. В пачке песков залегают прослой песчаников. Пески перекрыты верхнеэоценовыми отложениями. В проявлении преобладают зерна янтаря неправильной формы размером 0,2-0,5 см жёлтого цвета. Практически весь янтарь прозрачный.

Янтареносными породами Кантемировского проявления являются тонкозернистые песчаники верхнего эоцена, обогащённые растительным детритом. Зёрна янтаря мелкие – размером 1-2 мм. Редко встречаются более крупные. Янтарь жёлтого, желтовато-бурого цвета, прозрачный. Самые молодые янтареносные отложения плиоценового возраста слагают проявление Кривоборье [3]. Янтарь приурочен к лигнитам, образующим прослой в песчаной толще.

Литература

1. Савкевич С.С. Янтарь. – Л., 1974.
2. Семёнов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1965.
3. Никитин П.А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. – М., 1957.

О ВОЗМОЖНОСТЯХ РАЗРАБОТКИ САМОЦВЕТОВ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

Голубев С.С., Бакарасова М.Л.

bakarastas@gmail.com, ИП «АНТИКА», Алматы, Республика Казахстан

В материальной и духовной культуре камни-самоцветы занимают особое место. Люди верят в магическую силу камней до сих пор. Самоцветы использовали во все времена; в казахскую культуру они вошли как непереносимое украшение для женщин и амулеты для мужчин. Амулеты придавали силу и надежность оружию и амуниции, защищали от врагов и болезней. Международная ассоциация ювелиров официально утвердила определенные драгоценные и полудрагоценные камни для каждого знака Зодиака, астрология связала их с судьбой и самочувствием. Существует и особое направление в нетрадиционной медицине, особенно тибетской, под названием литотерапия (лечение камнем). Таким образом, потребность в самоцветах имеется. Что же интересного может предложить Республика Казахстан для рынка самоцветов?

На сегодняшний день в Казахстане имеется более 200 месторождений и проявлений драгоценных и полудрагоценных камней, 59 месторождений и 336 проявлений 43 видов ювелирно-поделочных и поделочных самоцветов. Однако промышленная их разработка пока развита слабо. В советское время добывались на экспорт жадеит и хризопраз. Как правило, все крупные месторождения самоцветов расположены в труднодоступных местах. Сейчас одним из самых ценных в мире и самым популярным является изумруд. В Казахстане изумруды есть, но детально они не разведаны. Месторождения изумрудов – это Асубулак, Дельбегетай, Каракия, Койтас, Кокшетауское, Карой, Куу, Нура-Талды, Ольгинское и многие другие. Прекрасные изумруды на месторождениях Акшатау и Караоба, на территории бывшей Жезказганской области. Вместе с изумрудами встречаются аквамарины и бериллы хорошего качества. Детальная разведка изумрудных залежей, ввиду особенностей сырья, требует значительных затрат – по статистике, не менее 10% стоимости запасов. Эксплуатация таких месторождений потребует особенно тщательного подхода к выбору и проектированию системы разработки (как правило, комбинированной), применения современных спецметодов разрушения массива. Зато затраты многократно окупятся высокой стоимостью самоцветов.

Особенно богат «ассортимент» казахстанского кварцевого сырья. Это горный хрусталь, аметист, агаты, цветные халцедоны, хризопраз, опалы, раухтопаз, цитрин, морион, сердолик и многие другие. Высокую оценку во всем мире получили бетпакдалинские «моховые» агаты и «картинные» халцедоны. Высоко ценятся голубые и зеленоватые агаты Прииртышья, авантюриновый кварц Южного Казахстана, красноватые и розовые агаты северного Прибалхашья, огненные опалы Северного Казахстана, черные опалы Карагандинской области, кахолонги, родуситовые опалы Кумолы под Жезказганом, зеленые и голубые опалы в Актюбинской области. В Центральном Казахстане и Бетпакдале – аметисты, хризопраз ярко-зеленого цвета. Цитрины и друзы горного хрусталя из Актаса находятся во многих музеях мира. Из драгоценных камней в Казахстане имеются также аквамарины, хризобериллы, александриты, индиголиты, топазы, альмандины; аметисты, бирюза. При разработке новых месторождений меди и золота непременно будут встречаться бирюза, малахит и другие камни. Вместе с вольфрамовыми рудами встречаются бериллы, изумруды, топазы, флюориты. В Актюбинской области открыто крупнейшее месторождение нефрита.

Важнейшее значение имеют коллекционные друзы кристаллов, которыми богат Казахстан и которые можно продавать на мировых аукционах по очень значительным ценам, сопоставимых со стоимостью породистых скакунов.

Хотелось бы упомянуть отдельно об одном из интересных минералов Казахстана – жадеите. Это силикат группы пироксенов – необычайно твердый камень яблочно-зеленого цвета, похожий на нефрит. Встречается в виде мономинеральных пород – прочных, раз-

личной зернистости, иногда полупрозрачных, вязких благодаря очень плотному сцеплению рубчатых, игольчатых кристаллов и радиально-лучистых агрегатов. Цвет белый, зеленый, от желтовато-зеленого до изумрудного, иногда черный, розовый, бурый, красный, фиолетовый, синий. Оттенки создаются примесями хрома и железа. Твердость 6,5-7. В Древнем Китае из него изготавливали различные сосуды и украшения. У доколумбовых цивилизаций современной Мексики и Центральной Америки жадеит был признан культовым камнем, ценившимся выше любых других. Из него изготавливали амулеты и всевозможные художественные изделия майя, ацтеки, ольмеки и другие народы этого региона. В Индии также прекрасно обрабатывали этот камень: в одном из музеев Берлина хранится флейта из жадеита индийской работы XVI–XVII веков.

Цветовая палитра оттенков, твердость, вязкость, способность принимать зеркальную полировку позволяют считать жадеит ювелирным и поделочным камнем высокого класса. Различают ряд его торговых сортов: Империял – изумрудно-зеленый, прозрачный или просвечивающий тонкозернистый с однородной окраской, лучшие образцы сопоставимы по цене с изумрудом; Коммерциал – зеленый непрозрачный с прожилками и пятнами полупрозрачного изумрудно-зеленого жадеита; Утилита – ярко-зеленый непрозрачный. Кроме того, различают зеленый с «облачной» окраской, белый матовый полупросвечивающий, белый полупрозрачный с ярким блеском, черно-зеленый хлоромеланит.

В Республике Казахстан разработана оригинальная специальная методика окрашивания белого и серого жадеита в ярко-зеленый цвет, что позволяет более широко использовать различные сорта этого камня.

В северном Прибалхашье имеется уникальное месторождение жадеита с включениями сорта Империял, на котором проведена геологическая съемка, выделены, оконтурены и изучены благоприятные зоны. Жадеитоносный массив шириной от нескольких сот метров до 1,5 км вытянут в западном и северо-западном направлениях на 30 км и содержит более 100 тел жадеитового состава. Крупные кристаллы жадеита, один из них диаметром около 17 м, обнаружены на проявлении жадеитов Архарсу в 15 км от Итмурундинского месторождения. Но данный камень, обладающий большим спросом на мировом рынке, особенно на китайском, почему-то пока не получил должного внимания разработчиков недр.

В настоящее время в Республике Казахстан есть все возможности промышленного освоения камнесамоцветных месторождений и экспорта на внешние рынки. Конъюнктура рынка кристаллосырья этому благоприятствует. Необходима разработка государственной программы для реализации промышленной добычи казахстанских самоцветов с привлечением государственных и частных инвестиций.

Литература

1. Николаев В. Самоцветы Казахстана. газ.Казахстанская правда №22581 от 5.07.1998 г.
2. Самоцветы Казахстана. т.1 и 2. ИАЦГиМР, Алматы, 1999-2001 г.
3. Старинные ювелирные украшения Казахстана. RGB-Studio" LTD, Алматы, 2005 г.
4. www.insminerals.ru.

АНАЛИЗ ПРОБЛЕМЫ ИСТОЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛЕКСАНДРИТА В ИЗУМРУДНЫХ КОПЯХ УРАЛА И ПУТИ ЕЁ РЕШЕНИЯ

Никонова Т.А., Насыров А.А., Насырова А.Р.

mining@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В настоящее время природный уральский александрит, ювелирную гордость России, невозможно купить в магазине и достаточно тяжело отыскать даже на специализированных выставках из-за проблемы истощения его запасов. За более чем 180-летний период разработки Изумрудные копи Среднего Урала переживали то взлеты, то падения. Частая смена руководства, войны, трудности финансирования, сдача в аренду месторождений, в т.ч. зарубежным компаниям, таким как The New Emerald's company; образование сомнительного ЗАО «Зелен камень», созданного АО «Изумрудные копи Урала» и фирмой «Cabal development Ltd», зарегистрированной в офшоре, не могли положительно сказаться на процессе освоения копи. Профессор Н.И. Трушков так оценил деятельность англо-французской компании «The New Emerald's company», с 1899 по 1915 год проводившей работы на копиях: «По ознакомлению с планом работ и работами на поверхности можно подумать, что разработку вело не предприятие, а богатый старатель или хищник, цель которого не планомерная хозяйственная разработка естественных ресурсов одного из редких месторождений мира, а захватить что поценнее, не заботясь о дальнейшем». Таким образом, первая причина истощения связана с отсутствием организации охраны недр ввиду неудовлетворительной административной деятельности.

Вторая причина истощения месторождений александрита Изумрудных копей состоит в том, что во время разработки копей до 1932 года приоритетным сырьем был изумруд, а александрит добывали попутно по причине редкости нахождения последнего из-за недостаточной изученности его дислокации. Добыча изумруда являлась первостепенной задачей. Появление александрита в забое считалась дурным знаком дальнейшего отсутствия изумруда и потому такие участки месторождений немедленно закреплялись. Запасы александрита безудержно списывались вместе с безизумрудными зонами.

Учитывая, что разработка месторождений Изумрудных копей велась в основном взрывным способом, а александрит, несмотря на довольно высокую твердость, минерал хрупкий, очевидно, что значительная часть камней просто была уничтожена взрывами. Кроме того, по словам геологов много лет проработавших на Мариинском месторождении, после отпалки, в условиях плохой освещенности, александрит практически полностью сливается по цвету с вмещающей породой. Он настолько неотличим, что можно пересечь выработкой жилу александрита и даже не догадаться об этом, т.е. имеет место утеря части жильных запасов из балансовых. В этом состоит третья причина истощения его запасов.

Начиная с 30-х годов XX века, когда главными полезными ископаемыми становятся берилл, молибденит, вольфрамит, колумбит-танталит и ряд других минералов, являющихся сырьем для получения редких и редкоземельных металлов, подходы к методике и технологии добычи и обогащения рудно-минерального камнесамоцветного сырья были настолько несовершенными, что значительная часть добываемых попутно самоцветов была безнадежно испорчена. По оценке А.С. Таланцева в 2000 году, при разработке Малышевского бериллий-изумрудного месторождения подземным способом применяемой системой разработки с обрушением вмещающих пород было уничтожено почти 80% уникального кристаллосырья и коллекционного материала, а общие потери драгоценного камня при подобной добыче достигли 90%. В этом состоит 4-я причина истощения запасов александрита.

На сегодняшний день проблему разрушения уникальных минералов при добыче можно решить используя богатый опыт работ с применением специальных технологий проведения горных выработок и отбойки кристаллического сырья, в том числе, используя научные исследования кафедры горного дела МГРИ-РГГРУ [2]. Несмотря на малую заинтере-

сованность в добыче именно александритового сырья на возобновившем отработку в конце 2011 года Малышевском месторождении, авторы выражают надежду на то, что придет время, когда добыча «самого русского» камня возродится. Для этого необходима разработка программы комплексного извлечения попутных полезных ископаемых, пересмотр системы разведки и разработки месторождений кристаллосырья с учетом внедрения уже существующих технологий невзрывного и специального разрушения пород [9], новое технико-экономическое обоснование кондиций с учетом комплексности отработки сырья, технико-экономическое обоснование перехода на комбинированную систему разработки, включающую селективную выемку, а также разработку концепции добычи и рыночной реализации не только редких элементов, но и «ювелирных» минералов – изумруда, александрита и ряда других самоцветов.

Анализ этапов освоения месторождений Изумрудного пояса показал, что содержащиеся включения александрита как бериллиевого сырья не смогут обеспечить высокие экономические показатели горных работ. Для заметного повышения экономической эффективности отработки редкометальных месторождений предлагается расширить ассортимент продукции горных предприятий, начав попутную добычу образцов камнецветного сырья для развития музейно-коллекционного бизнеса путем разработки технологии комбинированной выемки со специальными методами разрушения пород и селективной выемкой уникального коллекционного каменного материала, имеющего рыночную стоимость, сопоставимую с алмазным сырьем.

В заключение проведенного анализа процитируем слова известного минералога А.Е. Ферсмана, «поэта камня» по словам Алексея Толстого, которые актуальны и по сей день: «Александрит является, по существу, русским камнем, имеющим несомненное рыночное значение и заслуживающим в будущем большего внимания, чем до сих пор ему отводилось».

Литература

1. Авдонин В.Н., Поленов Ю.А. Очерки об уральских минералах. Научное издание. – Екатеринбург, УГГА, 2002.
2. Грабчак Л.Г., Багдасаров Ш.Б., Иляхин С.В. Горноразведочные работы. М., Высшая школа, 2003.
3. Дронова Н.В. Оценка рыночной стоимости ювелирного сырья. М.: Международная академия оценки и консалтинга. 2003.
4. Лейкум М.С., Альбрехт В.Г., Попов М.П., Реус П.А. Загадочный камень царя Александра (об александрите, Александре II и не только о них). Историческое научно-популярное издание. – Екатеринбург, 2010.
5. Золотухин Ф.Ф., В.И. Жернаков, М.П. Попов. Геология и закономерности распределения драгоценных камней Малышевского месторождения (Уральские Изумрудные копи). – Екатеринбург- 1996.
6. Кезина Дарья, Логинов Олег. На Урале снова начинают добывать изумруды. Российская газета, 2011.
7. Козлов Ю.С. Александрит. – М., Наука, 2003.
8. Корнилов Н.И., Солодова Ю.П. Ювелирные камни, 2-е изд. перераб. и доп. – М., Недра, 1987.
9. Найданов К.Ц. Разработка щадящих технологий добычи ювелирного и поделочно-самоцветного сырья на примере месторождений Восточной Сибири. Автореферат диссертации. Чита, 2007.
10. www.computerchoppers.ru, www.geoclab.ru.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФРИТА В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КУНЬ-ЛУНЯ, КИТАЙ

Игнатов П.А., Чжао Хэн

petrignatov@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. С.Орджоникидзе, Москва, Россия

В Центральном Кунь-Луне распространены коренные и россыпные месторождения нефрита. Среди эндогенных месторождений упоминаются Люшей (Люшитаг), Саньжутаг, Канакан, Карала и пр. [Буканов, 2008]. Здесь встречается особенно ценный белый и другие разновидности нефрита, которые описаны Ли Мином, Лу Хуа и другими специалистами в монографиях, изданных на китайском языке в 2010 и 2012 гг. Публикации на русском или английском языке по геологии месторождений нефрита в этом регионе, кроме единственной работы конца XIX века К.И.Богдановича [Богданович, 1892], автору не известны. Район достаточно обширный и, очевидно, обладает перспективами открытия новых нефритовых месторождений. Для их прогноза необходимо иметь представления о вероятных геолого-промышленных типах коренных месторождений нефрита и критериях их прогноза.

Е.Я. Киевленко выделил два геолого-промышленных типа эндогенных месторождений пневматолито-гидротермального происхождения – в альпинотипных гипербазитах и в доломитовых мраморах [Киевленко, 1983]. Похожая классификация приведена в методических рекомендациях ГКЗ РФ, в которой выделено два геолого-промышленных типа [Методические..., 2007]. Первый тип месторождений связан с породами рудоконтролирующей дунит-перидотитовой формации, второй – гранитовой. Месторождения первого типа связаны с апосерпентинитовыми метасоматитами офиолитов. Нефриты второго типа месторождений локализованы в аподолмитовых тремолит-кальцитовых магнезиальных скарнах.

Р.В. Колбанцев и А.З. Конников [1986] выделили четыре формационных типа коренных месторождений нефрита: 1. апогипербазитовый в холодных контактах серпентинизированных гипербазитов с телами основного и реже кислого состава и вмещающими карбонатно-терригенными породами, включая их ксенолиты; 2. апобазитовый во включениях основных пород в осадочно-вулканогенных, метаморфических и гранитоидных породах; 3. апокарбонатный контактово-метасоматический в зоне активных метасоматических контактов гранитов с доломитами; 4. апокальцифировый, связанный с метасоматитами по карбонатным породам гранулитовых кристаллосланцево-гнейсовых комплексов раннего архея.

Обобщая имеющиеся материалы по геологии месторождений нефрита, целесообразно отметить главные критерии прогнозирования двух геолого-промышленных типов месторождений нефрита [Замалетдинов, 1975, Колбанцев, Конников, 1986, Методические, 2007 и др.].

Для месторождений первого типа в альпинотипных гипербазитах они следующие: гипербазитовые массивы в зонах интенсивных тектонических дислокаций, включая будинированные тела серпентинитового меланжа; периферические части массивов гипербазитов, в которых распространены ксенолиты вмещающих пород, часто тектонически нарушенные; контакты гипербазитов с секущими дайками и штоками габброидов; контакты с более поздними гранитоидами; контакты гипербазитов с вмещающими породами, представленными эффузивами и туфами основного состава, граувакками и карбонатными породами; ореолы метасоматитов в виде родингитов, диопсидитов, тремолититов, эпидозитов, альбититов, антигоритовых серпентинитов.

Для контактово-метасоматических апоскарновых месторождений, связанных гранитоидами, надо отметить следующие критерии: массивы гранитоидов, залегающие дисгармонично по отношению к складчатым структурам вмещающих протерозойских или нижнепалеозойских карбонатно-терригенных толщ; крутопадающие (тектонизированные?) контакты гранитоидов; ксенолиты доломитовых мраморов в приконтактных зонах; ореолы эпидотизации, серицитизации и карбонатизации; магнезиальные скарны, выраженные кварц-диопсидовыми, амфибол-диопсид-эпидотовыми, цоизит-диопсидовыми, тремолитовыми и офиокальцитовыми агрегатами.

Для оценки остаточных перспектив поисков коренных месторождений нефрита в рассматриваемом районе целесообразно выделить таксон нефритоносных зон, содержащих поля месторождений нефрита. Площади таких зон согласно принципам фрактальности природных, в том числе минерагенических образований, должны составлять десятки – первые сотни квадратных километров.

Присутствие в центральном Кунь-Луне массивов гипербазитов и гранитоидов, размещенных в магнезиальных толщах протерозойского возраста, широко проявленный динамометаморфизм [Geological..., 2002, Tectonic..., 2002] позволяют предположить распространение здесь нефритовых залежей обоих геолого-промышленных типов. В основу выделения перспективных площадей положены следующие критерии: *наличие сближенных массивов гипербазитов, габбро и гранитоидов; распространение протерозойских карбонатных толщ, в которых вероятны доломитовые мрамора и магнезиты; присутствие региональных надвиговых и локальных разломных (сдвиговых) структур.*

На этом основании, анализируя геологическую и тектоническую карты масштаба 1:2500000, в центральном Кунь-Луне выделено 6 минерагенических нефритоносных зон с условными названиями по рекам, верховья которых их дренируют, с северо-запада на юго-восток: Яркенд, Тизнаб, Тазгун, Каракаш, Чира и Керия.

Литература

1. Богданович К.И. Месторождения нефрита в Куэнь-Луне. Зап. Импер. СПб. мин. об-ва. Ч. 29. 1892. С 153.
2. Буканов В.В. Цветные камни. Энциклопедия. С-Пб., 2008. 415 с.
3. Замалетдинов Р.С. Геолого-промышленные типы месторождений нефрита Сибири и методы их поисков. В кн. Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, ювелирно-поделочных и поделочных камней. Тез. докл. к семинару. Иркутск. 1979. С. 35-37.
4. Киевленко Е.Я. Геология месторождений поделочных камней. М. Недра. 1983. 263 с.
5. Колбанцев Р.В., Конников А.З. Нефрит. В кн. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л. Недра. 1986. С. 629-638.
6. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (ювелирно-поделочных камней). Приложение 40 к распоряжению МПР России от 05.06.2007 № 37-р.
7. Geological map of the people's Republic of China. Scale 1:2 500 000. Chief editor Huang Chongke. 2002.
8. Tectonic map of Hinjang and adjacent areas, China. Scale 1:2 500 000. Academic guide: Xiao Xuchang. Chief comiler: He Guogi Geological Publishing House Deijing. 2002.

«ДЖЕЙДЫ» (НЕФРИТ И ЖАДЕИТ) В СИСТЕМЕ КИТАЙСКИХ ЦЕННОСТЕЙ В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ

¹Цветков Ю.Г., ²Чжао Хэн

¹Общество российско-китайской дружбы (ОРКД), Институт Дальнего Востока РАН РФ;

²Российский государственный геологоразведочный университет

им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

С давних времен человек научился ценить редкость, красоту и долговечность драгоценных камней. Кроме воплощения богатства, они представляли собой предметы, способствующие эстетическому и культурному развитию людей, нашли чрезвычайно широкое применение в различных областях быта человека, а позднее и в технике.

На западных рынках жадеит пока еще недостаточно известен, и больше потребляется нефрит, в то время как в странах Юго-Восточной Азии до 95% общего объема продаж «джейда» (этим словом в английской торговой терминологии объединены жадеит и нефрит) по стоимости приходится на жадеит и лишь 5% – на нефрит. Во многом это объясняется особым отношением к нефриту и жадеиту со стороны населения китайского происхождения, которое ценит лучшие его сорта дороже золота и алмазов.

Исключительное отношение к нефриту нашло в китайской иероглифике. Так, одни и те же графические элементы можно найти в таких знаковых для существования той или иной этнической общности словах как «верховный правитель», «империя», «драгоценность». Во всех сложных иероглифах, обозначающих на письме эти понятия в той или иной степени присутствует иероглиф, соответствующий графическому изображению нефрита!

Бирманский жадеит, имеющий для своего графического выражения иной иероглиф и иное звучание, получил известность в Китае лишь в середине XVIII века, когда он стал поступать сюда в качестве дани после захватнических походов китайских династий в Юго-Восточной Азии. До этого в Китае доминировал нефрит собственной добычи.

До сих пор наиболее важными остаются разработки этого камня на древних коях Аньшаня («спокойные горы») в провинции Ляонин в Маньчжурии и приграничном с Казахстаном Синьцзян-Уйгурском автономном районе, а также в ряде других провинциях по всей территории Китая.

Крупными месторождениями нефрита в Прибайкалье и Забайкалье обладает и Россия.

В настоящее время практически единственными в мире районами добычи высококачественного жадеита являются округ Мандалай (г. Могаун) на севере Бирмы (Мьянмы), граничащий с китайской провинцией Юньнань, и месторождение Итмурунды («собачий хвост») в 12 км к северу от оз. Балхаш в Казахстане.

На ежегодно проводимом в Янгоне (Рангуне) традиционном государственном бирманском аукционе-импорту продается сырьё жадеита разной сортности на несколько миллионов долларов. При этом один из выставленных лотов (глыба жадеита зеленого и лавандового цвета весом 750 кг) на рубеже веков был продан за полмиллиона долл., в 13 раз превысив предпродажную цену!

Опыт торговли прибалхашским жадеитом в союзные времена в целом оказался неудачным. Иное геологическое строение пластов, разрушающие методы добычи, нехватка квалифицированных кадров оценщиков, товароведов и коммерсантов, а также несовершенные методы торговли (отсутствие в торговом арсенале аукционной формы) не позволили в полной мере реализовать экспортный потенциал этого крайне перспективного (в условиях истощения бирманского) месторождения. Справедливости ради стоит отметить, что и попытки некоторых других западных партнеров (крупной американской «Дэйта корпорейшн», например) занять нишу на рынке этого крайне специфического товара тоже оказались безуспешными и нередко приводили к банкротствам алчных энтузиастов от коммерции.

Система качественно-цветовой и стоимостной оценки этого камня Западом так и не была разгадана. Современные торговцы китайского происхождения строго охраняют эти секреты, бережно передавая их из поколения в поколение.

Любопытно, что в системе первоэлементов («пяти стихий») – вода, земля, дерево, железо, воздух – в представлениях китайцев о мироустройстве как в далеком прошлом, так и поныне места камню не нашлось, хотя иные цивилизации, как известно связывают с ним целые эпохи. Современные просвещенные китайцы сглаживают этот несомненный парадокс и объясняют, что камень, мол, и есть результат действия этих стихий, ну а лучшими в палитре камней для жителей Поднебесной по-прежнему остаются драгоценные «джейды» – нефрит и жадеит!

СКАПОЛИТ – КАК МАЛОИЗВЕСТНЫЙ САМОЦВЕТ НА ЮВЕЛИРНОМ РЫНКЕ

Литвиненко А.К., Моисеева С.Б., Лобызова М.Л.

akl1954@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Скаполит – это алюмосиликат натрия и кальция с непостоянным составом – образует группу минералов под одноименным названием, тождественных кристаллографически и отличающихся химическим составом, удельным весом и другими свойствами. Данная группа похожа на группу плагиоклаза химическим составом, структурой и почти полным изоморфизмом между $\text{NaSi} \leftrightarrow \text{CaAl}$. Для её химического состава характерна анионная группа, составляющая до 5 мас.%, в которую могут входить в разных количествах OH , CO_2 , Cl , SO_3 . Скаполит представляет собой смесь мариалитового $\text{Na}_4[\text{AlSi}_2\text{O}_8]_3\text{Cl}$ и мейонитового $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3\text{CO}_3$ минералов. Содержание SiO_2 уменьшается от 60 до 41% по мере увеличения мейонитовой части от 0 до 100%. По содержанию мейонита (в %) выделяются: мариалит 0-20; дипир 20-50; мицзонит 50-80 и мейонит 80 – 100. В официальном перечне минералов *IMA* скаполит обозначен как группа минералов состава $(\text{Na,Ca})_4(\text{Si,Al})_{12}\text{O}_{24}(\text{Cl,CO}_3,\text{SO}_4)$. Таким образом, **официально** слово **скаполит** названием минерала не является. Группа скаполита включает такие разновидности как **мариалит** (marialite), **мейонит** (meionite) и **сильвиалит** (silvialite).

Скаполит, как и плагиоклаз, образует изоморфный ряд: от натриевого, кислого (мариалит – соответственно альбит и олигоклаз) через средние (дипир – соответственно олигоклаз и андезин), средне – основные (мицзонит – соответственно лабрадор и битовнит) к кальциевому, основному (мейонит – соответственно битовнит и анортит).

К группе скаполита относятся его разновидности, названные по географическим пунктам их находений. Например, глауколит – голубая разновидность с побережья озера Байкал; строгановит – зелёно-голубая из бассейна реки Слюдянка, около Байкала; печит – фиолетовая (пурпурная) разновидность, открытая в 1975 году в Восточной Африке; сарколит – светло красная, найденная в лаве Везувия; уссингит – светло-фиолетовая из пегматитов Гренландии и в щелочных массивов Кольского полуострова.

Название «скаполит» происходит от древнегреческого: σκάλοϛ – стержень и λίθος – камень, что связано с длиннопризматической, в поперечном сечении четырехугольной, формой кристаллов этих минералов. Часто его называют розовым или фиолетовым кошачьим глазом.

Габитус кристаллов представлен тетрагональной удлинённой призмой усечённой пинакоидом иногда с гранями пирамиды. Усложнение форм кристаллов связано с развитием граней призмы (100), (110), (210), притупленной дипирамидами (111), (131), (331). Отмечаются также зернистые агрегаты шестоватой структуры, реже плотные сливные массы. Спайность наблюдается редко: средняя по (100) и несовершенная по (110) с неровным раковистым изломом. Минерал одноосный, отрицательный. Твёрдость (5-6) и плотность (2,56-2,76 г/см³) закономерно увеличиваются от мариалита к мейониту.

Минерал обладает пёстрой цветовой палитрой: бесцветный, белый, серый, желтый, розовый, фиолетовый, голубой, оранжево-коричневый, коричневый. Ярко окрашенные кристаллы сопровождаются дихроизмом. Почти всегда является просвечивающим, полупрозрачным, прозрачные индивиды входят в ранг драгоценных камней. Блеск – жирный, перламутровый, стеклянный. В ультрафиолетовых лучах иногда наблюдается ярко-желтая или оранжевая флюоресценция.

В земной коре этот минерал часто встречается в метаморфических и метасоматических породах, в которых скаполит является породообразующим, вплоть до мономинеральных пород (Литвиненко, 2010). Ювелирный скаполит добывают в Мьянме, Мадагаскаре, Кении, Китае, Бразилии, Танзании и Таджикистане. В последнем, богатом ювелирным скаполитом регионом является Центральный Памир, который представляет структурно-

формационную зону в составе Афгано-Южнопамирскую киммерийскую горно-складчатую область (Дронов, 1993; Литвиненко, 2005; Литвиненко, 2012).

Промышленные месторождения скаполита локализованы в сарыджилгинской свите музкольской метаморфической серии раннепротерозойского возраста (Литвиненко, 2010). В тектоническом отношении она представляет собой антиклинорий – Музкол-Ранкульский (Бархатов, 1963). С севера на музкольскую серию надвинуты палеозойские осадочно-вулканогенные толщи, с юга – мезозойские. Надвиگی характеризуются крутыми значениями углов падения (Мельник, 1974).

Скаполитовая минерализация, в рассматриваемом регионе, встречается в доломитовых мраморах, безкварцевых основных сланцах, в гранитных пегматитах и апогранитных мономинеральных жилах. Эту минерализацию можно рассматривать как типоморфную для всей сарыджилгинской свиты. Она составляет её значительный объём: от 5 до 10% объёма. Природа скаполитовой минерализации связано с протоосадочным веществом эвапоритов, которое сформировалось в мелководной прибрежно-морской обстановке.

Промышленное значение имеют (по данным фондовых отчётов экспедиции «Памир-кварцсамоцветы» за 1987-93 годы): самое крупное месторождение Черногорское (Кукурт) и ряд более мелких объектов: Скаполит-3, Леденцы, Верхнее, Перевальное, Сиреневое. За время детальной разведки с месторождение Черногорское было добыто 511 кг кристалло-сырья, из которого 39 кг было оценено как ювелирное, с Полихромного – 7 кг ювелирного.

Скаполит является коллекционным минералом. Скаполит не чувствителен к нагреву. Его твердость заметно различается в разных направлениях – параллельно плоскостям спайности (т. е. параллельно главной оси призмы кристалла) она ниже, чем в поперечном направлении. Спайность почти не осложняет обработку. Очень прозрачные и удлинённые кристаллы обычно гранят в форме овала или четырёхугольника, а имеющие многочисленные включения – в кабошон. Среди самых крупных ограненных скаполитов – цейлонский оранжево-красный камень с эффектом астеризма весом 118 карат и светло-желтый – из Танзании, весом 130 карат. Несколько очень красивых скаполитов от 17 до 30 карат из Бразилии и Шри-Ланка хранятся в Смитсоновском институте (Вашингтон). В Королевском музее Канады (Торонто) представлены крупные самоцветы из Мьянмы; в их числе бесцветный камень весом 65 карат.

Для того, чтобы сделать окраску скаполита более яркой, используют гамма-облучение. После такого облагораживания кристаллы желтого цвета становятся сиреневыми. Под воздействием ультрафиолетовых лучей сиреневый облагороженный скаполит розовеет, а желтый становится бесцветным. Однако подобные камни имеют свойство выцветать на ярком солнце. В отличие от неустойчивых цветов камней облагороженных, натуральная окраска природных скаполитов остается неизменной.

В ограненном виде скаполит похож на многие самоцветы: сподумен, розовый кварц, амблигонит, берилл, хризоберилл, цитрин, аметист и др. Нечестные ювелиры для имитаций скаполита используют более дешевые материалы, например, кварц или стекло. Стоимость ювелирного скаполита на рынке ювелирной продукции в зависимости от цвета, размера, огранки и эффектов колеблется от 15 до 100 долларов США и более в некоторых случаях за один карат веса.

Литература

1. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: ЛГУ, 1963, 241 с.
2. Дронов В.И. Тектоническое районирование Афгано-Южнопамирской складчатой области // Геология и геофизика Таджикистана, Душанбе: Дониш, 1993, №3, с.178-196.
3. Мельник Г.Г. Карта полезных ископаемых СССР, масштаб 1:200000, серия Памирская, J-43-XV, 1974.
4. Литвиненко А.К., Барнов Н.Г. Генетические типы скаполита музкольской метаморфической серии (Центральный Памир). – Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2010, №, с. 50-66.

КАМНЕСАМОЦВЕТНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

Литвиненко А.К., Моисеева С.Б., Романова Е.И.

akl1954@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Генезис магнезиальных скарнов – одной из важных групп метасоматических пород был разработан в Советском Союзе в середине прошлого века. Лидером является выдающийся петролог Д.С. Коржинский и его научная школа, представленная такими исследователями как Л.И. Шабынин, Н.Н. Перцев и др. Ими установлены парагенезисы и разработаны термо-динамические условия формирования и развития минералов магнезиальных скарнов.

Магнезиальные скарны широко распространены среди раннедокембрийских метаморфических пород, формирующих щиты (Алданский и др.) и срединные массивы (Нуристан-Памирский и др.), а также среди палеозойских толщ, например, в складчатых областях (Южно-Тяньшанская и др.).

Магнезиальные скарны представляют зональные породы. Они возникают в контактах гранитов (эндо зоны) различного состава с высокомагнезиальными осадочными, магматическими и метаморфическими породами (экзо зоны). Пример данных образований представлен в таблице 1. В ней изображено строение зональных метасоматитов, возникших в контактах гранитных жил с доломитовыми мраморами (Литвиненко, 1991) на проявлении сапфира Вездара, Юго-Западный Памир.

Таблица 1

Граниты	Эндо зоны				Экзо зоны		Доломиты
	Калишпат-плагиоклазовая	Плагиоклазовая	Сапфир-плагиоклазовая	Флогопитовая	Диопсидовая	Кальцит-форстеритовая	
	1	2	3	4	5	6	

Метасоматические «превращения» гранитов осуществляются в виде исчезновения кварца и калиевого полевого шпата, а также в изменении основности плагиоклаза: от кислого к среднему и затем к основному. Кроме того, в эндо зоне возникают новые (метасоматические) минералы: флогопит, скаполит, корунд, железистая шпинель, а также такие редкие минералы как сапфирин, корнерупин, лазурит, в том числе гранат и берилл. Геохимическая миграция состоит в десиликации (потере силикатными породами SiO₂), которая может достигать 10-35% и более. На примере метасоматической залежи с лазуритом с месторождения Ляджвардара (Литвиненко, 2001) показано преобразование вмещающих пород (гранитов и доломитов) в рудные тела (табл. 2).

Таблица 2

Граниты	Эндо зоны					Экзо зоны	Доломиты
	Плагиоклаз-калишпатовая	Скаполитовая	Лазуритовая	Диопсидовая	Флогопитовая	Кальцифиры с диопсидом, флогопитом	
	1	2	3	4	5	6	

Метасоматические превращения в экзо зоне, представленной доломитами, магнезитами и гипербазитами (высокомагнезиальными породами) связано с привнесением SiO₂ и выносом MgO (демагнезитизация). Здесь возникает следующая минеральная ассоциация: энстатит, форстерит, клиногумит, диопсид, гумит, периклаз, брусит и др. Геохимическая миграция осуществляется в форме демагнезитизации – потери породами MgO до 15% и более. Контрастным превращением магнезиальных карбонатных пород является декарбонатизация: частичная, с образованием кальцифиров и полная, с образованием энстатита и форстерита (силикатов по карбонатам).

Образование выше приведенных минералов обусловлено выносом SiO_2 из гранитов в экзо зоны. С одновременным привносом сюда MgO из высокомагнезиальных пород и обогащением эндо зоны Al_2O_3 с образованием высокоглиноземистых и высокомагнезиальных минералов. В экзо зоне проявляется декарбонатизация – удаление углекислоты и формирование силикатов магния и кальция. Выделившаяся из карбонатных пород CO_2 способствует протеканию метасоматических реакций с образованием крупных кристаллов.

Термо-динамические условия образования магнезиальных скарнов соответствуют высокобарическим и высокотемпературным значениям (давления выше 5 кбар и температуры больше 600°C). Минералообразование протекает без изменения объема и в твердом состоянии. В одних случаях, оно происходит при диффузионном, в других, при инфильтрационном перемещении вещества от одних пород к другим с формированием метасоматической зональности.

Наряду с магнезиальными скарнами в состав, рассматриваемых новообразований, мы включаем магнезиальные скарноиды. Они возникают по метапелитам (эндо зона) в контактах с доломитами, магнезитами и, вероятно, гипербазитами. Их особенностью является очень большая мощность и протяженность, а также отсутствие характерной метасоматической зональности при наличии типоморфной магнезиальноскарновой минерализации: форстерита, энстатита, диопсида, флогопита и шпинели.

С магнезиальными скарнами генетически и парагенетически связаны рудные месторождения золота, серебра, меди, свинца, цинка, висмута, мышьяка, бора, бериллия, молибдена, железа, вольфрама, а также нерудные месторождения флогопита, диопсида и др. Самоцветы среди них образуют либо самостоятельные скопления (месторождения лазурита), либо входят в состав рудных или нерудных залежей (изумруд и хром-диопсид).

Самоцветы генетически и парагенетически связанные с магнезиальными скарнами и магнезиальными скарноидами сведены нами в таблицу 3. В ней показано пространственное положение самоцветной минерализации относительно эндо и экзо зон.

Таблица 3

Самоцвет		Месторождение
Метасоматические зоны		
Эндо	Экзо	
Сапфир		Стаж, Сумджин, Ямчун
Изумруд, александрит		Изумрудные копи
	Шпинель, клиногумит, форстерит	Кухи-Лал
Лазурит		Сары-Санг, Ляджвар-Дара, Малобыстринское, Чилийские
Скаполит		Черногорское
Нефрит		Оспинское
	Хром-диопсид	Инагли

Литература

1. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с.335-456.
2. Литвиненко А.К. О взаимоотношениях корундовых плагиоклазитов и магнезиальных скарнов ЮЗ Памира. – Изв. АН СССР, Сер, геол., 1991, №5, с.74-81.
3. Литвиненко А.К. Генетическая позиция благородной шпинели в магнезиальных скарнах Юго-Западного Памира. – ЗВМО, 2003, Ч.СXXXII, №1, с.76-81.
4. Литвиненко А.К. Лазурит как индикатор палеогеографической обстановки докембрия // Историческая геология и эволюционная география. Спб, 2001, с.92-99.
4. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1974, 283 с.

ИЗМЕНЕНИЕ МОРФОЛОГИИ КРИСТАЛЛОВ ШПИНЕЛИ С МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУХИ-ЛАЛ: ОТ НЕЮВЕЛИРНЫХ К ЮВЕЛИРНЫМ

Литвиненко А.К., Романова Е.И., Лобызова М.Л.

akl1954@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Кухи-Лал является единственным в мире коренным промышленным месторождением благородной шпинели, клиногумита и форстерита. Оно находится на Юго-Западном Памире, в Горно-Бадахшанской автономной области Республики Таджикистан. В нескольких километрах к западу, уже на территории Афганистана имеется его геологический одноименный аналог, который не имеет промышленного значения (Россовский, 1980).

Юго-Западный Памир представляет фрагмент Нуристан-Памирского срединного массива (Геология и ..., 1980) в составе Афгано-Южнопамирской киммерийской горноскладчатой области (Дронов, 1993). Он сложен позднеархейскими породами, претерпевшими три цикла (Буданова, Буданов, 1983) регионального метаморфизма. Термобарические условия определены (Буданова, Буданов, 1983; Литвиненко, 2012) в значениях от 900 до 300° и 9-11 до 3 кбар.

Месторождение представляет линзовидное тело магнетитовых мраморов длиной более 1 км, мощностью около 8 км. Они обрамляются тёмными биотитовыми гнейсами горанской серии. Внутри мраморов разведчиками установлено 7 участков развития шпинелевой минерализации. В настоящее время отрабатывается 6-й участок в центральной части месторождения.

Главный самоцвет месторождения – магнезиальная безжелезистая шпинель – имеет различные оттенки розового цвета: от бледных до густых. Она образует крупные скопления до нескольких десятков сантиметров в поперечнике среди форстеритовых скарноидов и более мелкие и в меньшем количестве среди магнетитовых мраморов. Кристаллы имеют крупные размеры. Самый крупный был найден главным геологом месторождения Я.А. Гуревичем в 1985 году. Он имеет изометричную форму, сочетающую элементы куба и октаэдра. Его вес составляет 5,7 кг и размер 17 см в поперечнике. Кристалл находится в национальном банке Таджикистана и его геммологическое описание в публикациях отсутствует.

Шпинель чаще встречается в виде кристаллов, представляющих собой комбинацию октаэдра и ромбододекаэдра с блестящими, сильно структурированными гранями. Кристаллы часто искажены; удлинены по оси второго порядка. Также отмечаются простые двойники по шпинелевому закону с плоскостью двойникования (111).

Грани октаэдра на кристаллах неювелирного качества развиты в наибольшей степени. Эта простая форма всегда полногранная. На гранях октаэдра отмечаются характерные скульптуры в виде тригонов травления, обычно неглубоких с округленными очертаниями. Реже поверхности этих граней бывают достаточно гладкими и блестящими и скульптуры травления, развитые на них напоминают легкую рябь. На гранях октаэдра также отмечалась ступенчатость.

Значительно реже наблюдаются грани ромбододекаэдра. Эта форма практически не бывает полногранной. Грани ромбододекаэдра имеют часто искривленную поверхность, на которой отмечаются скульптуры растворения в виде коротких желобков, расположенных параллельно удлинению грани. Форма ромбододекаэдра является подчиненной по отношению к форме октаэдра.

В единичных случаях были отмечены грани куба. Эта простая форма имеет резко подчиненное значение. На кристаллах эта форма может быть представлена только одной гранью.

Кристаллы шпинели, как правило, непрозрачны. В них имеются многочисленные трещины, образующие сгущения и приводящие зачастую к полной потере прозрачности. Выходы трещин на поверхность грани любой простой формы маркируют специфические

скульптуры травления в виде углубленных желобков. Поверхность желобков неровная и покрыта ребрами, идущими от нижней его части к поверхности кристалла. Желобки, развитые на гранях с прозрачными участками наиболее глубокие и в отходящих от них вглубь кристалла трещинах наблюдается развитие сульфидных пленок. На сильно трещиноватых участках кристаллов эти желобки относительно неглубокие и образуют плотную сеть. Поверхность грани при этом выглядит достаточно матовой.

В кристаллах шпинели могут встречаться относительно прозрачные участки с меньшим количеством трещин, практически ювелирного качества. Однако, эти участки имеют небольшие размеры 0,3 – 0,5 мм.

Кристаллы шпинели часто покрыты оболочками двойного строения. Первый слой образован параллельно-волокнистым гидроталькитом белого цвета. Волокна расположены перпендикулярно поверхности кристалла шпинели. Толщина этого слоя от десятых долей до полутора миллиметра. Причем толщина слоя больше в том месте, где он граничит с менее дефектным участком кристалла шпинели. Второй, еще более тонкий слой образован бесцветными чешуйками магнезиального хлорита, часто со следами ожелезнения.

Безграничные кристаллы встречаются значительно реже. Они имеют или угловатую уплощённую или овальную изометричную и овальную слегка вытянутую (эллипсоидную) формы. Их поверхность всегда матовая, а кристаллосырьё – прозрачное, без заметных трещин. Также прозрачные кристаллы шпинели ювелирного качества могут иметь вид угловатых обломков, в которых также отмечались секущие трещины, заполненные мелоподобным веществом белого цвета, как бы растаскивающих обломок кристалла на части.

Кристаллы шпинели встречаются в массе гранулированного белого или слегка желтого форстерита. Они отделены от последнего тонкими – 0,5-1,5 мм мощности – каймами, иногда двойными по минеральному составу, о которых было сказано выше. Иногда между шпинелью и форстеритом наблюдаются сложные смеси белых мелоподобных минералов, мощностью более 5 см. Среди них нам, с помощью рентгенографического анализа, удалось определить гиббсит, брусит, гидроталькит и эттрингит.

Бесформенные кристаллы находятся внутри белой мягкой минеральной массы, которая с XI века называется «магал». Магалы можно рассматривать как рудные тела с ювелирной шпинелью. Вне их пространства ювелирная шпинель не встречается.

Показатели преломления прозрачных образцов розовой шпинели ювелирного качества соответствуют значению 1,712, в них отмечается слабая красная люминесценция под воздействием коротковолнового ультрафиолетового излучения и сильная красная люминесценция – под воздействием длинноволнового. Исследованные образцы розовой шпинели ювелирного качества содержали сравнительно мало включений: были отмечены отпечатки пальца, содержащий кристаллические включения с прямоугольными сечениями, игольчатые включения рутила, прозрачные призматические кристаллические включения, изометричные темные кристаллы.

Таким образом, потеря кристаллографических форм непрозрачной магнезиальной шпинели приводит к формированию её ювелирных прозрачных разновидностей.

Литература

1. Буданова К.Т., Буданов В.И. Метамагматические формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Дониш, 1983, 275 с.
2. Дронов В.И. Тектоническое районирование Афгано-Южнопамирской складчатой области // Геология и геофизика Таджикистана, Душанбе, 1993, №3, с.178-196.
3. Литвиненко А.К. Генетическая позиция благородной шпинели в магнезиальных скарнах Юго-Западного Памира. – ЗВМО, 2003, Ч.СXXXII, №1, с.76-81.
4. Россковский Л.Н. Месторождения драгоценных камней Афганистана // Геология рудных месторождений, 1980, №3, с.74-88.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ЮВЕЛИРНЫЕ АММОНИТЫ МАДАГАСКАРА

Петроченков Д.А.

p-d-a@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В последнее десятилетие на мировой рынок, включая российский, поступают в больших объёмах верхнемеловые аммониты ювелирного и интерьерного качества из Мадагаскара. Месторождение ювелирных аммонитов расположено в западной части острова вблизи населённого пункта Мадировала. Продуктивный слой с аммонитами и другими видами фоссилий мощностью 1-1,5м представлен плотным мергелем серого цвета. По данным рентгенографического анализа он состоит из кальцита – 35мас.%, сидерита – 23мас.%, арагонита – 10мас.%, кварца – 5мас.%, каолинита – 15мас.%, апатита – 6мас.%, гидрослюды – 1мас.%, септехлорита – 4мас.% и гётита – менее 1мас.%. Диаметр аммонитов колеблется от 1 до 20см. Для аммонитов характерна хорошая сохранность раковин, включая перламутровый слой, высокая степень минерализации, при широком цветовом диапазоне.

По данным рентгенографического анализа основными минералами, образующими раковину аммонита является кальцит – 91мас.%, арагонит – 5мас.%, в небольшом количестве присутствуют пирит – 1мас.%, доломит – 1мас.% и рентгеноаморфная фаза – 2мас.%. Стенки аммонита (перламутровый слой) состоят из арагонита – 94мас.%, кальцита-3мас.%, пирита – менее 1мас.%, рентгеноаморфной фазы – 2мас.%.

Изучение прозрачных шлифов, электронно-зондовые и электронно-микроскопические исследования позволили уточнить минеральный состав и определить структурные особенности строения верхнемеловых ювелирных аммонитов Мадагаскара.

У многих раковин перламутровый слой хорошо сохранился. Цвет перламутрового слоя – серый, светло-серый до белого, отчётливо проявлена иризация в зелёных, оранжевых и красных тонах. Микротвёрдость поверхности стенок раковин в среднем – 205кгс/мм², поперечной поверхности возрастает до 257кгс/мм². Стенки раковины шириной до 1,5мм имеют зональное строение, выделяется до 5 слоёв. Перегородки шириной до 0,2мм – однослойные. В стенках раковин сохраняются арагонитовые пластинчатые и призматические слои. Кристаллы арагонита в пластинчатых слоях шириной 2-3мкм и толщиной около 0,5мкм, в призматических – длиной до 15мкм при толщине около 2мкм. Перегородки выполнены только пластинчатыми слоями арагонита. Арагонитовые слои частично разрушены, замещаются кальцитом, в котором фиксируются микровключения пирита, апатита и гидроксидом железа. Характерно большое количество микропор, а также трещинки, выполненные кальцитом. Из элементов-примесей в арагоните фиксируются низкие содержания Na и Sr.

Кальцит, выполняющий камеры раковин, преимущественно коричневого цвета различных оттенков, просвечивающий. Центральная часть камер часто выполнена бесцветным полупрозрачным кальцитом. Текстура заполнения камер массивная, блочно-мозаичная, сферическая. Цвет кальцита и текстурные особенности заполнения могут существенно меняться даже в соседних камерах. Часто камеры выполнены кальцитом не полностью, в результате образуются жеоды, стенки которых инкрустированы кристаллами копьевидной формы, размером менее 1мм. Микротвёрдость кальцита – 214кгс/мм². Люминесценция кальцита не наблюдается.

Кальцит, выполняющий камеры, призматической изометричной и вытянутой формы, размером 0,2-2мм. Кристаллы – плотносросшиеся. Характерны блоки с близкой ориентировкой кристаллов. Наблюдаются фрагменты, образованные длиннопризматическими кристаллами с веерным угасанием. Количество пор и включений существенно меняется в различных участках камер. Фиксируются многочисленные включения сидерита угловатой формы размером от 10 до 120мкм и небольшое количество включений пирита. Мелкие кристаллы пирита размером около 1мкм глобулярной формы. Более крупные – около 5мкм имеют чётко выраженную многогранную изометричную форму. Кристаллы образуют сростки размером 10-50мкм. Часть включений пирита замещена гидроксидами железа.

Мергель выполняет жилые и разрушенные воздушные камеры аммонитов. Мергель – непрозрачный, плотный, с мелкими фрагментами различных раковин. Микротвёрдость – в среднем 174 кгс/мм^2 , люминесценция не проявлена. Мергель преимущественно серого и тёмно-серого цвета состоит из большого количества включений различных минералов, сцементированных дисперсным кальцитом. Выделение кальцита размером от 3 до 20 мкм – с неровными краями. Кальцит замещается сидеритом. Кальцит выполняет также фрагменты ископаемых организмов, присутствующих в мергеле. В кальците мергеля фиксируются высокие содержания Fe и повышенные Mn и Mg.

Сидерит распределён в мергеле равномерно, размер его выделений колеблется от 1 до 180 мкм. Включения алюмосиликатов выделяются по высоким содержаниям Si, Al, K. Форма включений преимущественно овальная, размер колеблется от 100 до 450 мкм. В значительной степени они замещены сидеритом и кальцитом. Кварц присутствует в виде угловатых и окатанных включений размером 30-100 мкм, равномерно распределённых в мергеле. Выделения апатита удлинённой формы, размером до 200 мкм, связаны с органическими остатками. В мергеле присутствует большое количество равномерно распределённых пор, размером 5-50 мкм. Включения рентгеноаморфной фазы, размером до 30 мкм, имеют сложный химический состав, указывающий на присутствие лимонита и аморфной фазы силиката.

Камеры, выполненные желтовато-серым мергелем, состоят преимущественно из апатита с гидроксидами и оксидами железа, присутствуют также кальцит, алюмосиликаты, зафиксировано включение монацита. Камеры, выполненные красновато-коричневым мергелем, состоят преимущественно из гидроксидов и оксидов железа, определяющие его цвет, дисперсного кальцита, фиксируются включения пирита, силикатов.

В редких случаях, в отличие от большинства ювелирных аммонитов России [1], встречаются частично пиритизированные раковины. Пирит преимущественно развивается вдоль стенок и перегородок камер, совместно с кальцитом, частично замещает арагонит. Из элементов примесей в нём фиксируется As – до 0,38 мол%. Пирит замещается гидроксидами железа. Редкое присутствие пирита в аммонитах указывает на преимущественно окислительную среду минералообразования.

Проведённый анализ показал, что цветовые оттенки аммонитов определяются минеральным составом, содержанием элементов-примесей в кальците, количеством пор. Кальцит, выполняющий неразрушенные камеры раковин, отличается от кальцита мергеля меньшим количеством элементов-примесей, более низкими содержаниями Fe и более высокими Mn. В тёмно-коричневом кальците, примыкающем к перегородкам раковин, фиксируются более низкие содержания Fe, Mg и более высокие Mn, чем в бесцветном кальците, выполняющим центральные части камер. Прозрачность кальцита определяется размером кристаллов, их ориентировкой, количеством микровключений и пор.

Основной объём аммонитов используется в ювелирных изделиях, как в виде продольных распилов, так и целых раковин с полированной поверхностью. Наряду с аммонитами коммерческий интерес представляют наутилусы, диаметр которых от 2 до 10 см. Более крупные аммониты и основное количество наутилусов используются в качестве коллекционных и интерьерных образцов. Они также могут распиливаться вдоль на две половинки или оставаться целыми с полированной поверхностью. Вывоз не обработанных аммонитов из страны запрещён.

Литература

1. Петроченков Д.А. Камнесамоцветное сырьё на месторождениях строительных материалов (на примере карьера ОАО «Михайловцемент») // Горный информационно-аналитический бюллетень.- М.: МГГУ, 2006, №5. С. 216-220.

ГЕММОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНЫХ АММОНИТОВ МАРОККО

Петроченков Д.А.

p-d-a@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Аммониты из верхнедевонских отложений Марокко поступают в больших объёмах на мировой рынок, включая российский. Аммониты по декоративности уступают аммонитам из Мадагаскара, России что ограничивает их использование в ювелирных изделиях [1]. Основной объём породы с включениями аммонитов и других видов фоссилий, которую относят к мрамору, идёт на изготовление декоративных подставок, тарелок, столешниц, фонтанов, облицованной плитки и др. Основные месторождения расположены в центральной части Марокко, в окрестностях г. Эрфуд.

Аммониты относятся к отряду *Goniatitido*. По данным рентгенографического анализа основным минералом, образующим раковину аммонита является кальцит, составляющий до 95мас.%. Обнаружены также доломит – до 3мас.%, кварц – до 1мас.%, фиксируется также рентгеноаморфная фаза – 1мас.%. Для аммонитов с фрагментами красновато-коричневого цвета характерно присутствие гётита – 2мас.%. Неразрушенные воздушные камеры выполнены на 98 мас.% кальцитом белого и светло-серого цвета с доломитом – 1 мас.% и рентгеноаморфной фазой – 1 мас.% (табл.).

Таблица

Минеральный состав верхнедевонских аммонитов Марокко по данным рентгенографического анализа

№ образца	Характеристики образца	Минеральный состав	Содержание, мас. %
Мар-1	Аммонит белого, серого и тёмно-серого цвета	Кальцит	96
		Доломит	1
		Кварц	1
		Пирит	1
		Рентгеноаморфная фаза	1
Мар-3	Аммонит белого, серого и красновато-коричневого цвета	Кальцит	95
		Доломит	3
		Гётит	2
		Кварц	Следы
		Рентгеноаморфная фаза	<1
Мар-2	Камера аммонита, выполненная светлым кальцитом	Кальцит	98
		Доломит	1
		Рентгеноаморфная фаза	1

Изучение прозрачных шлифов, электронно-зондовые и электронно-микроскопические исследования позволили уточнить минеральный состав и определить структурные особенности строения верхнедевонских аммонитов Марокко.

В аммонитах отчётливо проявлены контуры стенок и перегородок раковин, выделяющихся тёмно-серым цветом. Ширина стенок колеблется от 0,4 до 1мм, перегородок – от 0,1 до 0,4мм. Они выполнены различными по размеру и морфологии кристаллами кальцита. Основная часть кристаллов призматической формы размером 100-500мкм. Ряд кристаллов занимает всю ширину стенок и перегородок, другие пересекают их без изменения формы. Кальцит – непрозрачный. Исходная структура арагонитовых слоёв полностью утрачена. Характерны слои, образованные мелкими – 10-25мкм неплотносросшимися пластинчатыми кристаллами кальцита. В отдельных фрагментах пластины параллельно ориентированы, образуют нечётко выраженную слоистость. Нераскристаллизованное вещество образу-

ет комковатые изометричные обособления размером 1-3мкм. Для слоя характерна высокая пористость с размером пор до 15мкм. В стенках и перегородках раковин фиксируются включения доломита округлой формы размером 2-8мкм, значительное количество гидроксидов железа размером 1-8мкм, образующих обособленные скопления размером до 40-50мкм, а также включения апатита округлой и пластинчатой формы размером 3-7мкм.

Неразрушенные воздушные камеры выполнены кальцитом белого и светло-серого цвета. Кальцит преимущественно непрозрачный, просвечивающий в краях. Небольшие фрагменты выполнены полупрозрачным бесцветным кальцитом. Текстура блочно-мозаичная, массивная, излом раковистый. Люминесценция не наблюдается. Кристаллы кальцита призматической формы, слабо удлинённые, размером, преимущественно, 0,1-1,0мм. В центральной части камер размер кристаллов увеличивается до 2мм, характерны полисинтетические двойники. Кристаллы плотносросшиеся, разноориентированные содержат большое количество мелких, до 8мкм, пор, а также включения доломита размером до 8мкм, гидроксидов железа, размером 2-4мкм и апатита размером до 4мкм.

Жилые камеры и разрушенные воздушные, основная часть аммонита, выполнена известковистым мергелем тёмно-серого, чёрного, коричневого, редко красновато-коричневого и оранжевого цветов, последние связаны с зоной окисления. Мергель тонкозернистый, плотный, текстура массивная, раскалывается с раковистым изломом, не люминесцирует. Характерны небольшие зоны белого цвета, выполненные среднекрупнозернистым кальцитом. Кристаллы кальцита разноориентированные, плотносросшиеся, слабо удлинённой формы. Мергель содержит большое количество микропор, микровключения кварца, алюмосиликатов, гидроксидов железа, пирита, апатита, доломита и нераскристаллизованного вещества.

Включения кварца угловатой формы размером 10-20мкм распределены равномерно в достаточно большом количестве. Включения алюмосиликатов изометричной и вытянутой формы размером 5-15мкм имеют сложный контур. В них фиксируются высокие содержания Al, Si, O, K, Ca, Fe, повышенные Na, Mg. Гидроксиды железа размером 1-12мкм, образуют обособленные скопления размером до 60мкм, располагаются по контурам зёрен кальцита и алюмосиликатов. Характерна квадратная, шестиугольная форма включений, указывающая на замещение пирита. На первоначальное присутствие в мергеле пирита указывает и повышенные содержания S – до 7,6мас.% в отдельных спектрах, а также присутствие кристаллов пирита, размером до 5мкм. Апатит призматической и округлой формы размером 2-15мкм. Включения доломита угловатой и округлой формы размером 2-8мкм. Включения нераскристаллизованного вещества размером до 15мкм изометричной и слабо вытянутой формы, имеют сложный контур. В них фиксируются высокие содержания Fe, Al, Si, Ca, Cu, O.

Химический состав кальцита аммонитов характеризуется относительно низкими содержаниями Mg, Fe, Mn. Чётких закономерностей в распределении элементов-примесей в кальците, выполняющим различные структурные элементы раковин не наблюдается. Цвет и прозрачность кальцита определяется размером кристаллов, количеством микропор, составом и количеством микровключений. Различные фрагменты раковин аммонитов имеют близкие значения микротвёрдости от 158 до 174кгс/мм², обусловленные преимущественно кальцитовым составом. Аммониты хорошо полируются до стеклянного блеска и могут использоваться в ювелирных изделиях, преимущественно для изготовления кулонов.

Литература

1. Петроченков Д.А. Структурные особенности и минеральный состав раковин готеривских аммонитов Ульяновской области.// Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 5. С. 26-30.

СОВРЕМЕННЫЕ КОРАЛЛЫ: ЧЕРНЫЙ, ЗОЛОТОЙ И ЗОЛОТИСТЫЙ

Гегель О.О.

Научный руководитель: доц. Романова Е.И.

thomrggru@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

История использования коралла в предметах ювелирного искусства началась с глубокой древности. Украшения с кораллом пользуются популярностью, и по сей день, в виде всевозможных серег, колец, ожерелий и искусно вырезанных фигурок.

Все возможные цвета присущие ювелирному кораллу так же получаются путем окрашивания более низкосортного материала, поэтому диагностика происхождения цвета зачастую вызывает сложности. Использование стандартных методов не всегда позволяет определить природу окраски.

Одним из главных диагностических признаков кораллов является характеристика поверхностных структурных особенностей.

Краткая характеристика геммологических особенностей ювелирных кораллов: долгое время ученые затруднялись определить класс, к которому можно отнести коралл. И только в конце XVIII в. ученые пришли к выводу, что кораллы – это внешний скелет полипов – беспозвоночных организмов, обитающих в море; древоподобные ветви формируются в результате выделения полипами специфической известковой субстанции; длина коралловых отростков достигает 40 см, толщина не превышает 4 см; сырьем для крупных украшений служат места разветвления кораллов, где можно заметить значительные утолщения; на 85% кораллы состоят из твердого кальцита, оставшиеся 15% – это карбонат магния, окиси железа и марганца, органические соединения.

- Цвет – белый, красный, розовый, реже желтый, черный, голубой.
- Блеск – восковой.
- Прозрачность – непрозрачный.
- Сингония – аморфная.
- Твердость – 3,5-4 по шкале Мооса.
- Плотность – 1,3-2,6 г на см³.
- Излом – занозистый.

Чёрные кораллы, или антипатарии (лат. *Antipatharia*) – Известно около 230 видов, преимущественно глубоководных. Тёмноокрашенный скелет колоний чёрных кораллов используют в ювелирной промышленности для изготовления украшений. В связи с интенсивной добычей и низкой скоростью роста во многих регионах мира чёрные кораллы находятся под угрозой истребления и охраняются государством.

Основная область распространения чёрных кораллов – тропические районы Индо-Тихоокеанского региона глубиной 300–3000 метров. Все чёрные кораллы – колониальные организмы, состоящие из ценосарка (общего тела колонии) и отходящих от него многочисленных миниатюрных полипов. Мягкие ткани крепятся к твёрдому внутреннему белковому скелету, который позволяет чёрным кораллам достигать 5–6 метров в высоту (например, *Cirrhopathes rumphii*). Обычно колонии ветвятся, причём типы их ветвления сходны с такими у высших растений. Колонии представителей вида *Cirrhopathes spiralis* напоминают плеть, на конце скрученную в спираль.

Вопреки сложившемуся названию, ткани антипатарий нередко обладают яркой окраской. Собственно тёмный цвет (чёрный или бурый) характерен лишь для внутреннего скелета, составленного уникальным эластичным белком неколлагеновой природы – антипатином. Скелет образует многочисленные шипы, которые исследователи рассматривают как сильно редуцированные ветви колонии. Черные кораллы найдены во всех регионах США, на Гавайях.

Черный коралл очень часто выдают за более дорогой и редкий золотой коралл, путем отбеливания, придавая ему золотистый цвет, торговое название золотистый коралл. Есть

мнение, что его отбеливают обычной перекисью водорода. Хотя два "золотых" коралла внешне похожие по внешнему виду, но имеют существенные различия в ценности.

Обычные геммологические свойства определены для каждого из «золотых» кораллов. Хорошим отличительным признаком для этих двух кораллов является их поверхностная структура. Золотистый коралл обладал грубой колючей поверхностью, в то время как золотой коралл характеризуется, как нерегулярно покрытую ямочками поверхность.

Геммологические свойства, установленные для золотого коралла: твердость 2-3, плотность 1,44, показатель преломления 1,56, прозрачность – непрозрачный, блеск – жирный переливчатый, флюоресценция – инертный, растворимость – не растворяется в HCL, тепловая чувствительность – термопластичный.

Геммологические свойства, установленные для золотистого коралла: твердость 2, плотность 1,40, показатель преломления 1,55-156, прозрачность – непрозрачный обработанных секциях полупрозрачный, блеск – жирно смолянистый, флюоресценция – инертный, растворимость – не растворяется в HCL, тепловая чувствительность – термопластичный.

При 10x увеличении сечений кораллов показало, что образцы обладают:

- центральным продольным каналом.
- хорошо развитой концентрической слоистой структурой.
- желатиновыми текстурами.

Подробное рассмотрение подготовленного сечения показало, что диагностические структурные различия могут быть установлены для каждого из двух "золотых" кораллов. Золотой коралл может быть легко, отличить от золотых кораллов, наблюдая за двумя особенностями, которые характеризуют золотистый коралл:

1. Золотистый коралл, в поперечном сечении, отображает радиальную структуру пронизанную шипам.

2. Золотистый коралл, в поперечном сечении, показывает золотой цветной внешний слой денатурированного белка. Внутренние чешуйки этого коралла незатронутые воздействием кислоты имеют свой оригинальный черноватый коричневый цвет. Цвет золотого коралла обусловлен цветом тонкого слоя денатурированного белка.

Итак, если следовать советам специалистов, то можно без труда отличить «голд» коралл от «голден» коралла:

Шаг 1: пощупать поверхность коралла.

У золотого коралла есть гладкая структура, в то время как у золотистого коралла есть грубая абразивная поверхность.

Шаг 2: Исследуйте поверхность коралла при 10X увеличении.

У золотого коралла есть нерегулярная покрытая ямочками поверхность, в то время как у золотистого коралла поверхность покрыта шипами.

Шаг 3: Обратит внимание на окраску коралла.

У золотого коралла распределение цвета однородное. У золотистого коралла есть темное ядро в центре, которое окружено тонким золотым слоем денатурированного белка – внешней поверхностью.

Таким образом при внимательном и тщательном исследовании отличить природный облагороженный золотистый коралла от природного не облагороженного золотого коралла возможно.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ В ОБЩЕЙ КАРТИНЕ ЗАКОНОВ СОВРЕМЕННОГО ЕСТЕСТВОЗНАНИЯ

Чукова Ю.П.

у.chukova@mtu-net.ru, Московское общество испытателей природы (МОИП),
Краснопресненский экологический фонд. Москва, Россия

В XX веке основой научного мировоззрения в естествознании стали свойства электромагнитного излучения. Предсказанное теоретически Максвеллом в 1865 году и обнаруженное экспериментально в 1888 году Генрихом Герцем, оно позволило в XX веке дать энергетическую основу для всех основных законов живой и неживой природы и радикально изменило жизнь общества, оснастив жилые помещения к концу века таким количеством электронной техники, которое в начале века встречалось только в передовых исследовательских лабораториях мира. Развита на его основе квантовая теория позволила связать в единое целое большое количество разрозненных экспериментальных фактов и законов, создав единую иерархию естествознания [1]. В результате этого оптические свойства драгоценных камней стали самостоятельной ячейкой единого научного знания. Их свойства как объекта неживой природы к настоящему времени достаточно хорошо изучены.

Особенностью текущего момента является широкое использование свойств электромагнитного излучения в борьбе с возбудителями различных заболеваний и в терапии различных болезней. Именно в этом аспекте интересно рассмотреть некоторые методики использования драгоценных камней для повышения иммунитета человека и для борьбы с некоторыми хроническими заболеваниями.

Литература

1. Ю.П. Чукова. Эффекты слабых воздействий. Термодинамический, экспериментальный (биологический и медицинский), социальный, законодательный, международный и философский аспекты проблемы. Москва, 2002, ISBN 5-89047-013-2

ПРИМЕНЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ КРАСИТЕЛЕЙ И ЛЮМИНОФОРОВ ДЛЯ МОДИФИКАЦИИ ОКРАСКИ ПРИРОДНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Ахметшин Э.А., Чередниченко А.Г.

4966945@mail.ru, РХТУ им. Д.И. Менделеева, Москва, Россия

В природе достаточно редко встречаются минералы и горные породы, которые по своим свойствам могут быть использованы в качестве сырья для изготовления высококачественных ювелирных изделий. В тоже время их некондиционные образцы распространены достаточно широко, но из-за несоответствия окраски, структуры, рисунка и других свойств они не представляют практического интереса для ювелирной промышленности.

Интерес к улучшению цветовых характеристик человечество проявляло с давних времен. Первоначально для этих целей применяли в основном неорганические пигменты. Так, например, для окрашивания агатов в красный цвет использовали оксиды железа, получаемые после пропитки образцов нитратом железа с последующим прокаливанием [1]. Исторически сложилось мнение, что окрашивание минералов неорганическими красителями предпочтительнее, чем органическими. Однако развитие химии и химической технологии привело к созданию новых органических красителей и люминофоров, которые успешно могут быть использованы в технологии ювелирных изделий. В настоящее время сложилась ситуация, связанная с постепенным вытеснением органическими продуктами неорганических материалов в тех областях, где они традиционно и эксклюзивно применялись. Столь быстрый прогресс объясняется, прежде всего, современными достижениями в области синтеза новых органических соединений. Достаточно сказать, что в настоящее время ежегодно синтезируется более 500 тысяч ранее неизвестных органических веществ, многие из которых обладают уникальными свойствами. При этом тенденция к дальнейшему росту исследований в этой области сохраняется. Не осталась в стороне и технология ювелирных камней. Заметное место среди новых соединений занимают красители и люминофоры. Необходимость использования этих соединений в ювелирной промышленности связана в первую очередь с ростом спроса на недорогие изделия из природного или синтетического сырья, обладающие высокими эстетическими и потребительскими качествами. Исследования в этой области сегодня интенсивно ведутся во многих странах мира. При этом источники высококачественного камнесамоцветного сырья природного происхождения не могут обеспечить решение этой задачи в виду значительной выработки известных месторождений и ограниченности разведанных запасов [2]. В тоже время имеется огромное количество минерального сырья низкого качества, использование которого в традиционных технологиях ювелирной обработки пока не возможно. Однако при соответствующей обработке именно переработка этого сырья способна решить поставленную задачу.

Исследования, проведенные на кафедре «Химической технологии кристаллов» РХТУ им. Д.И. Менделеева, показали возможность применения органических красителей ряда ализарина для модификации окраски различных минералов, с целью их дальнейшего использования в ювелирном производстве. Было предположено, что наличие в структуре минерального неорганического сырья ионов различных металлов позволит использовать их в качестве имитатора протравы для дальнейшего комплексообразования с красителем. Действительно, при обработке различных образцов камнесамоцветного сырья и ограненных камней водно-спиртовым раствором с концентрацией 0.005 моль/л красителя «Хромового красного ализаринового» при $t=80^{\circ}\text{C}$ было получено устойчивое розовое окрашивание, существенно улучшающее потребительские свойства исходного материала. Так, например, обработка ограненных вставок из бесцветного топаза позволяет получить поверхностное окрашивание розового цвета, близкого по характеристикам к окраске топазов месторождения Борисовских сопок (Ю.Урал). Получаемый цвет яркий, насыщенный. Сама окраска по поверхности вставок получается устойчивой к истиранию. Аналогичный результат по окрашиванию был получен при обработке кахолонга. Развитая, порницаемая, микропористая

структура кахолонга позволяет получить образцы материала насыщенного розового цвета, равномерно окрашенного по всему объему, а полученная окраска весьма близка к окраске лучших образцов перуанского розового опала [4].

Гидроксиантрахиноновые (ализариновые) красители наиболее интересная с точки зрения использования в ювелирных технологиях группа органических веществ [3]. В большинстве случаев они не обладают сродством к окрашиваемым материалам и не могут использоваться в качестве прямых красителей. Однако способность этих соединений образовывать прочные комплексы с ионами некоторых металлов позволяет использовать их в качестве эффективных протравных красителей. При этом получаемое окрашивание отличается исключительной устойчивостью к фотодеструкции, мокрой обработке и механическому воздействию. 1,2-Дигидроксиантрахинон (Ализарин), взаимодействуя с ионами кальция и алюминия минеральной основы образуется комплексное соединение ярко-красного цвета с синеватым оттенком. С ионами других металлов ализарин образует соединения различных цветов: с хромом – коричневые, с железом – фиолетовые и т.д. Это свойство ализарина может быть использовано для обработки минерального сырья соответствующего состава с целью придания ему более высоких потребительских свойств. Введение в 3-положение молекулы ализарина сульфогруппы позволяет получить 1,2-дигидроксиантрахинон-3-сульфо кислоту (краситель Хромовый красный ализариновый). Этот краситель способен эффективно окрашивать минеральную матрицу, содержащую ионы алюминия и хрома, в алый и бордовый цвета соответственно. При нитровании ализарина получают 1,2-дигидрокси-3-нитроантрахинон (краситель Ализариновый оранжевый), который дает устойчивое окрашивание поверхности минерала в оранжевый цвет при наличии ионов алюминия, в фиолетовый – ионов железа и в красный – при наличии ионов хрома. 1,2-Дигидрокси-3-аминоантрахинон (краситель Ализариновый каштановый Б) окрашивает материалы в коричневый цвет при наличии ионов хрома и в бордовый – при наличии ионов алюминия. Другое производное Ализарина – 5,6-фталоил-7,8-дигидроксихинолин (краситель Ализариновый синий) способен окрашивать обрабатываемый материал, содержащий ионы хрома, в синий цвет. Интересные результаты могут быть получены при использовании в процессе модификации природной окраски минералов 8-оксихинолина. Это соединение образует прочные окрашенные комплексы с ионами многих металлов. При этом соответствующие соединения металлов I-III групп обладают люминесцентными свойствами, которые проявляются при облучении образцов УФ-светом. Таким образом, за счет естественного УФ-излучения в обработанной минеральной матрице появляются дополнительные световые эффекты, связанные с фотолюминесценцией.

Интересные предварительные результаты были получены также при использовании смесевых составов различных ализариновых красителей.

Таким образом, варьируя структуру красителя и состав минеральной матрицы можно получать устойчивое окрашивание различных материалов в необходимый цвет. Кроме окрашивания для решения проблем улучшения потребительских свойств ювелирных изделий используются термообработка, радиационное воздействие и химическое травление. Эти технологии могут использоваться самостоятельно, однако часто они применяются комплексно и удачно дополняют друг друга.

Литература

1. Nassau K. Gemstone Enhancement. Butterworth-Heinemann. 1994, 272 p.
2. Гаврилов А.П., Киевленко Е.Я. Геология месторождений драгоценных камней. М., Недра, 1982, 279 с.
3. Степанов Б.И. Введение в химию и технологию органических красителей. М., Химия, 1984, 592 с.
4. Билалова И.А., Ахметшин Э.А. Окрашивание благородных опалов месторождений Эфиопии. М.: ГИАБ, № 9, 2012.

ОБЛАГОРАЖИВАНИЕ ЮВЕЛИРНЫХ МАТРИЧНЫХ ОПАЛОВ

Ахметшин Э.А., Биалова И.А.

6068332@mail.ru, РХТУ им. Д.И. Менделеева, НИТУ МИСИС, Москва, Россия

Под ювелирным матричным опалом подразумеваются опализированные горные породы, в которых благородный опал заполняет пустоты, каверны, трещины. При этом исходные горные породы по генезису могут быть как осадочного происхождения (осадочные опаловые матрицы), так и вулканическими породами (опализированные вулканические породы). Опаловые матричные породы распространены широко и связаны в первую очередь с месторождениями благородных опалов. Месторождения матричных опалов известны в США, Канаде, Бразилии, Мексике, Австралии, Гондурасе.

Содержание благородного опала в породе-матрице может колебаться от 5 до 30%. Размеры вкраплений благородного опала – от долей мм, до нескольких сантиметров. В случае, если матричные опалы обладают декоративными свойствами, яркой опалесценцией, темным цветом фона, если они плотные и хорошо принимают полировку, такие породы используются в качестве ювелирного материала.

В массе своей матричные опалы обладают рядом существенных недостатков, не зависящих от генетического типа:

1. Большое количество посторонних, ухудшающих внешний вид, минеральных включений: полевые шпаты, карбонаты и др. Особенно этот недостаток характерен для опаловых матриц Гондураса.

2. Светлый, бледный, сероватый основной цвет вмещающей породы. Например, у матричных опалов месторождения Андамука (сэндстоун), матрицей является песчаник кварцевого состава, на фоне которого опалесценция из-за низкой контрастности слабо выражена.

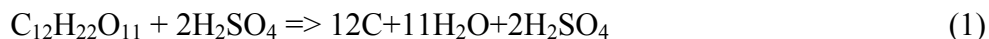
3. Неоднородные текстура и структура, высокая пористость полиминеральной породы.

В состав породы входят минералы с различной твердостью и прочностью, что затрудняет механическую обработку.

Авторами статьи предлагается следующая отработанная технология, позволяющая во многом существенно улучшить внешний вид низкокачественных опаловых матриц. Эта технология состоит из трех операций: травление, цукрование, импрегнирование.

Травление позволяет вытравливать в сильных минеральных кислотах (серной, фосфорной) различные включения, выщелачивать продукты травления. На благородный опал кислоты, кроме фторводородной кислоты, не действуют. Кроме того, травление – является важным подготовительным этапом к последующим операциям. В вулканических матричных породах Гондураса за счет вытравливания минеральных включений (полевых шпатов, карбонатов и др.), этот метод приводит к значительному улучшению однородности цвета фона и увеличению площади опалесценции.

Цукрование (окрашивание благородных опалов в черный цвет методами углефицирования сахаридов) позволяет повысить привлекательность матричных опалов за счет увеличения контрастности опалесценции и фона, улучшить однородность цвета [4]. Сущность цукрования заключается в пропитывании матричного опала сахарами и в последующем углефицировании в кислотах, например, в серной.



(1) – Формула реакции процесса углефикации сахаридов в процессе взаимодействия с серной кислотой.

Метод цукрования был отработан для опаловых матриц сорта сэндстоун Андамука. Как правило, эта порода представляет собой смесь уплотненного песчаника кварцевого состава с небольшим количеством других метаморфизованных пород и благородным опалом.

Растворы сахаридов свободно проникают в межзерновое пространство матрицы, и после углефицирования тело матричных опалов приобретают естественный черный цвет, что значительно повышает контрастность опалесценции. При этом окрашивается не сам благородный опал, а только межзерновое пространство.

Импрегнирование (упрочнение) позволяет заполнить трещины, крупные поры, каверны пластическими массами с целью упрочнения материала, придания прочности, устойчивости к различным типам воздействия, получения более качественной поверхности. Для импрегнирования в зависимости от необходимости решения конкретных задач используются пластические массы различного состава: метакриловые, эпоксидные и кремнийорганические группы [1].

Возможность использования опаловых матриц в ювелирной промышленности ограничивается некоторыми особенностями материала. Матричный опал – пористый материал с неоднородной структурой и текстурой. Пористость породы оказывает значительное влияние на физико-механические свойства матричной породы, она обуславливает их влагоемкость, прочность и проницаемость, что сказывается на дальнейшей механической обработке. При обработке шлифованием и полированием матричные породы склонны к выкрашиванию частиц из заготовок, также поры и пустоты в породе забиваются шламом, абразивными частицами и пр., что снижает декоративность и усложняет процесс обработки. Получение глянцевой полированной поверхности – одна из важнейших задач, которую необходимо решить для создания конкурентоспособности ювелирных матричных опалов. Технология импрегнирования способствует заполнению пор, выходящих на поверхность, и межзернового пространства пластическими массами, которые после полимеризации приобретают высокую прочность и крепко скрепляют зерна породы-матрицы, тем самым уменьшая пористость и упрочняя структуру [2].

Выводы:

Разработана технология облагораживания ювелирных матричных опалов различного генезиса для улучшения основных оценочных характеристик (цвет и его однородность, наличие включений, прочность, способность принимать полировку). При незначительной стоимости процесса вышеизложенная технология облагораживания приводит к существенному увеличению стоимости ювелирных матричных опалов.

Литература

1. Ахметшин Э.А., Билалова И.А., Жариков Е.В., Мельников Е.П. Разработка метода импрегнирования природных опалов с целью улучшения качественных характеристик. Художественное материаловедение. Природный камень. Дизайн. Технологии: Сборник статей XIII Всероссийской научно-практической конференции и смотра-конкурса работ студентов и аспирантов (с международным участием) по специальности «Технология художественной обработки материалов». -М.: МГГУ, 2010.
2. Ахметшин Э.А., Билалова И.А. Рекомендации по облагораживанию природного благородного опала в соответствии с технологическими свойствами. М.: ГИАБ, № 8, 2012.
3. Билалова И.А., Ахметшин Э.А. Окрашивание благородных опалов месторождений Эфиопии. М.: ГИАБ, № 9, 2012.
4. Nassau K. Gemstone Enhancement. Butterworth-Heinemann. 1994, 272 p.

О БЕЛОМ ЖАДЕИТЕ МАССИВА РАЙ-ИЗ

¹Ахметшин Э.А., ²Федоров А.В.

4966945@mail.ru, ¹РХТУ им Д.И. Менделеева, ²Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

На территории России можно отметить два крупных жадеитоносных района – это Полярно-Уральский, объединяющий офиолиты Войкаро-Сининского, Рай-Изского и Сыум-Кеуского массивов, и Западно-Саянский в составе одноименного гипербазитового пояса [1]. При этом наименее изученными на Полярном Урале являются проявления гипербазитового массива Рай-Из.

Первые находки жадеита на Полярном Урале в пределах массива Рай-Из были отмечены ещё 1925 г. А.Н. Заварицким. В дальнейшем изучением проявлений в пределах этого массива занимались Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е. и др.

Коренные проявления жадеита Рай-Изя приурочены к зоне контакта гипербазитовых пород и полимиктового меланжа в северном экзоконтакте массива. Сам жадеит образует крутопадающие, будинированные жильные тела протяженностью от первых десятков до сотен метров северо-западного простирания с выраженной зональностью. Центральная часть жильных тел сложена светло-серым жадеитом, ближе к краевым частям жадеит серо-зеленого цвета, а на границе тел местами отмечается ярко-зеленый жадеит [2]. Зальбандовые части тел сложены флогопитовыми и флогопит-амфиболовыми породами. Контакты тел резкие. Вмещают жадеиты серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты. Жадеит представлен несколькими, имеющими практическое значение, разновидностями: зеленый прожилковый; плотный серо-зелёный; грязно-зелёный просвечивающий с ярко-зелёными пятнами; светло-серый массивный. При детальном обследовании жадеитовых тел были выделены, резко отличные от основной массы, белые разности жадеитовых пород, представляющих на наш взгляд особый интерес в связи с повышенным спросом на белые разности жадеита в Китае и других рынках камнесамоцветного сырья.

Белый жадеит представляет собой плотную, однородную, мелкозернистую породу. Детальное исследование рентгеновскими методами показало, что часть данного жадеита представляет собой мономинеральное образование, в некоторых образцах которого присутствует примесь томсонита и амфибола(?). Рентгеноспектральный анализ позволил установить также наличие незначительной примеси кальция, железа и стронция. В геммологическом отношении жадеит ровно окрашен, имеет хорошую просвечиваемость, с легким теплым, зеленоватым оттенком (сорт «баранье сало»), позволяет выделить бездефектные блоки необходимые для ювелирной промышленности. Размеры блоков ювелирного качества без пороков позволяют использовать белый жадеит Рай-Изя для изготовления кабошонов, бусин среднего и крупного размера, а так же камнерезные изделия до «кулачкового» типа-размера. В технологическом плане белый жадеит хорошо шлифуется, принимает качественную зеркальную полировку.

Литература

1. Аеров Г.Д., Свириденко А.Ф., Коваленко И.В., Жадеит. М. Недрa, 1992
2. Попов И.И., Григорьев В.В., Прямоносков А.П. Нырдовоменшор геология, минерагения. Екатеринбург.: Изд-во УГГГА. 2001. 32с.

ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕММОЛОГИИ МЕТОДА РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Якушина О.А.

yak_oa@mail.ru, ГБОУ ВО Международный университет природы общества и человека «Дубна», Дубна, Россия

В последнее время расширяется область использования метода вычислительной рентгеновской томографии (РТ) в числе лабораторных физических методов исследования вещества. Этот метод известен как метод интроскопии, дефектоскопии в промышленности для изучения внутреннего объема объекта без разрушения (сканирующее послойное просвечивание) [1, 2, 4]. Наиболее значимые успехи получило применение метода в медицине, и, логично, возникло желание использовать метод для исследования неорганических объектов, в том числе горных пород, руд и минералов; такие исследования начались еще в конце 1980-х годов за рубежом и в нашей стране [1, 2]. Высокое пространственное разрешение обеспечивают микрофокусные рентгеновские трубки разных серий и на образцах размером, как правило, менее 10 мм; это подчеркивают приставкой «микро» в названии метода (μ СТ или High-resolution X-ray CT). В Бельгии в 2013 г. прошла первая международная конференция по «немедицинской» томографии.

Рентгеновская томография сочетает недеструктивность – что очень важно для геммологии, простоту и оперативность анализа. Исследование проводится без пробоподготовки, при естественном состоянии руды, породы. Близкие оптические характеристики, слабо окристаллизованные, рентгеноаморфные фазы не являются ограничением РТ-анализа. Построение 3D моделей внутреннего строения без разрушения образца является безусловным преимуществом метода. Однако горные породы, руды и минералы оказались сложным объектом для исследования этим методом. Причины этого как в физической природе явления (используется не монохроматическое излучение), конструкции приборов, так и в генетической природе минерального вещества

Подчеркнем *различие* промышленных (1,РТ) и медицинских (2,КТ) рентгеновских томографов и методик томографии. Принципиально различные по способности ослабления рентгеновских лучей вещества: металлы, сплавы и биологические ткани. Это: разные диапазоны рабочих энергий, соответственно, и разные эффекты взаимодействия с веществом (200-500 кэВ до МэВ и Комpton-эффект для РТ, от 17 до 100 кэВ, обычно 20-25 кэВ и фотоэффект для КТ); разные геометрии сканирования (РТ вращается исследуемый объект, КТ он неподвижен); Разные режимы (РТ импульсный и КТ непрерывный); дозы облучения и рабочие площади сканирования. В КТ медицинского и биологического назначения используется шкала денситометрических показателей «Шкала единиц Хаунсфилда» (HU) – рентгеновской плотности биологических тканей по отношению к дистиллированной воде, принятой за 0 HU при ст. условиях. *Справочно:* для энергии 100 кэВ, $I=100$ мА для крови, мышечной ткани и костной ткани μ , составляет 0,178, 0,180 и 0,48 см^{-1} (μ воздуха=0), лишь μ некоторых минералов близко μ костной ткани: 0,44 кварц, 0,53 кальцит, как правило, значительно выше – 0,63 флюорита, у рудных минералов ~1,5 – сульфиды (пирит, сфалерит) и оксиды (магнетит), 6,1 барит; у металлов 2,91 железо, 14,9 серебро, 62,6 свинец, 98,6 золото.

Предложена методика тестирования геммологических объектов, в т.ч. органогенных минералов (жемчуга, коралла) неразрушающим методом РТ. Получаемая картина распределения внутренних неоднородностей не зависит от визуального опыта эксперта. Предлагается использовать данный метод в практике геммологических исследований.

Известно, что величина ЛКО рентгеновского излучения (ЛКО) определяется химическим составом и плотностью для данной энергии гамма-излучения. Предложено [2] проводить идентификацию элементов микро неоднородности путем сопоставления отношений амплитуд ЛКО (α_s), установленных на томограмме (эксперимент) для фазы и образца сравнения (как правило, Al, плотность которого наиболее близка к плотности силикатов и алюмосиликатов, основных минералов, слагающих земную кору) с теоретически рассчитанными

ми для них отношениями эффективных величин ЛКО. Именно этот методический прием оригинален, позволяет сопоставлять измерения, проведенные при разных режимах съемки, для идентифицируемых фаз разных размеров, при меняющемся вещественном (минеральном) составе вмещающей среды. Известные априорные данные о составе, размерах минеральных образований, повышают надежность идентификации фаз.

Приведем примеры использования РТ в геммологии. Из драгоценных камней наиболее привлекательным является алмаз. Высокая "прозрачность" алмаза для рентгеновских лучей позволяет их исследовать РТ на предмет наличия в природных и синтетических алмазов примесей – карбидов металлов, минералов группы шпинели, включений типа «кристалл в кристалле». Известно, что включения в алмазах, захваченные на определенном этапе роста кристалла, указывают на их генезис, а также позволяют идентифицировать природные и синтетические алмазы. Были исследованы природные и синтетические алмазы, в т.ч. с включениями. Мы также проанализировали основные имитации бриллиантов (по набору GIA), установлены следующие экспериментальные данные поглощения рентгеновских лучей образцом по отношению к поглощения алюминия образцов α_3/Al для алмаза и его имитаций: алмаз, натуральный 0,55; алмаз, натуральный или синтетический 0,57 (углерод, С), муассанит 1,40; цирконий 12,44; галлий-гадолиниевый гранат, синт. 17,85; иттрий-алюминевый гранат, синт. 6,57; титанат стронция, синт. 7,58; рутил, синт. 2,86; шпинель, синт. 1,01; лейкосапфир 1,14. Таким образом, ЛКО алмазов и основных видов имитаций значительно отличается.

Диагностика органогенных минералов (жемчуга, коралла) может быть надежно проведена только по данным о внутреннем строении. В этих целях для жемчуга традиционно применяются эндоскопия, радиография и метод Лауэ; однако, эти методы не всегда эффективны, особенно для «безъядерного» культивированного или окрашенного жемчуга. Отношение ЛКО: жемчуг 1,25-1,30; культивируется жемчуг 1,3-1,40; перламутр 1,35-1,50; Имитация стеклянная 0,73-0,88; пластик имитация 0,28-0,50; естественного коралла 1,40-1,60; пластик Кора 10,35-0,60; кальцит, арагонит 1,25-1,50; кварц 0,70-0,95.

РТ четко фиксирует различие внутреннего строения натуральных и культивированных жемчужин и отличие их от имитаций жемчуга, позволяет экспрессно и информативно проводить их диагностику: (1) устанавливать жемчужина это или имитация; (2) натуральная это или культивированная жемчужина; (3) способ культивации жемчужины (ядерный или безъядерный); во-вторых, (1) измерять размер ядра и толщину культивированного слоя; (2) выявлять наличие внутренних пустот, и давать рекомендации по направлению сверления отверстия и креплению жемчужины, чтобы не был нанесен ущерб внешнему виду (не был разрушен культивированный перламутровый слой); (3) получать рентгенограмму – образ внутреннего строения – как индивидуальный «паспорт», или привязку, прежде всего для особо ценных или уникальных жемчужин.

Природный коралл имеет не столь четко выраженную зональную структуру и большую рентгеновскую плотность, чем жемчуг. В отличие от природного, прессованный или синтетический коралл и его имитации не обладают зональной структурой.

Метод РТ может использоваться для экспресс-анализа и паспортизации объектов при решении задач прикладной геммологии.

Литература

1. Хозяинов М.С., Руб А.К., Козорезов Е.В. Использование рентгеновской вычислительной микротомографии в прикладной минералогии // ДАН. 1995. – № 4. – С. 516-519.
2. Якушина О.А. Осипов М.Л., Козорезов Е.В., Хозяинов М.С. Комплексная диагностика жемчуга с применением метода рентгеновской вычислительной микротомографии // Вестник геммологии. 2003. – № 1 (32). – С. 11-15.
3. Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяинов М.С. Рентгеновская томография – неразрушающий метод структурного и фазового анализа // Мир измерений. 2003. – № 10(32). – С. 12-17.
4. Всероссийская конференция «Практическая микротомография». Электронный ресурс: <http://microctconf.com>.

МЕТОДЫ ОБЛАГОРАЖИВАНИЯ ТОПАЗОВ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В ЮВЕЛИРНОМ ДЕЛЕ

Дормидонтова М.А.

Научный руководитель к. г.-м.н., профессор Ю.П. Солодова
dmadab@mail.ru, АНО «Геммологический институт», Москва, Россия

Топаз давно привлекал людей своим блеском, долговечностью и разнообразием окрасок. Этот минерал встречается в широком диапазоне голубых и синих оттенков, бывает желтым, коричневым, зеленым, розовым, красным, оранжевым, фиолетовым и бесцветным.

Большая популярность этого камня и редкость привлекательных окрасок послужили причиной разработок облагораживания топазов.

Две наиболее распространенных методики облагораживания топазов – облучение, после чего камни становятся голубыми или коричневыми, и термическое воздействие. Последние, как правило, применяется для хром-содержащих камней, чтобы придать топазам наиболее популярные оттенки розового.

Часто с помощью термической обработки желтым, оранжевым и коричневым топазам придают стабильную розовую и красную окраску. Диагностировать такое облагораживание практически невозможно.

Облагораживать топазы путем воздействия облучения стали с 1957 года. С помощью этой технологии удается усилить или изменить природный цвет топазов.

В зависимости от типа излучения и времени его воздействия на камень топаз приобретает различные оттенки голубого и синего цвета. Такая продукция получила торговые названия: SkyBlue (небесно-голубой) – светло-голубой, SwissBlue (швейцарский голубой) – насыщенный голубой и LondonBlue (лондонский голубой) – синий.

После обработки топазы длительное время могут обладать радиоактивностью. Период «остывания» камня зависит от полученной дозы облучения, а также природы и количества примесей в топазе.

В настоящее время ювелирный рынок облученных топазов исчисляется тоннами карат.

Иногда технологии облучения и термического воздействия комбинируют: после облучения камень становится коричневым, а последующий нагрев приводит к смене окраски камня на голубую.

Как правило, эти технологии облагораживания очень сложно идентифицировать. Единственным методом распознавания применения этих методик является термолюминесценция. В некоторых случаях облагораживание оставляет видимые следы в виде зон стрессового повреждения, изменения цвета дочерних кристаллов в жидких включениях.

Пленочные покрытия и поверхностная термодиффузия также применяются для облагораживания топазов. Зачастую такие типы облагораживания можно диагностировать с помощью микроскопа или лупы: поверхность камня часто небезупречна.

Облагораживание топазов путем нанесения цветной пленки было разработано в 1990-х годах. После обработки бесцветные топазы приобретают необходимую окраску. Технология была запатентована в 1998 году американской компанией Azotic Coating Technology Inc. (шт. Миннесота). Компания разработала более 2000 методик для придания камню различных цветов, как схожих по цвету с натуральными камнями, так и не имеющих аналогов в природе. Среди этой цветовой палитры есть даже окраски, сочетающие в себе переливы от 2-х и более цветов!

Первоначально камни с покрытием мало заинтересовали покупателей, их оценили по достоинству только в начале 2003 года на выставке в Тусоне (США, штат Аризона). Заказов на изменение цвета топазов было так много, что компания Azotic не успевала увеличивать количество оборудования, чтобы удовлетворить спрос всех покупателей.

Методика облагораживания камней заключается в физическом осаждении паров металлов и их оксидов в виде тончайшей пленки на поверхность бесцветного ограненного то-

паза, находящегося в условиях вакуума. Как правило, облагораживанию подвергается только павильон камня, корона топаза остается без покрытия, и поэтому камень устойчив для повседневного использования.

В конце 1990-х годов научными разработками в области облагораживания топазов занимались ученые компании LeslieandCompany (далее Leslie). В 1997 году Ричард Поллак (RichardPollak) запатентовал свою идею. По его технологии бесцветным ограненным топазам в результате термической диффузии с порошкообразным реагентом придавали различные окраски. Среди продукции компании наибольшую известность получили облагороженные топазы цвета TealTopaz (зеленовато-голубой), GlacierBlueTopaz (от среднего до темного синего), ImperialChampagneTopaz (цвет желтого шампанского), RoyalRedTopaz (от розового до красного цвета).

Во время расширения компании Azotic гигантский производитель кристаллов – австрийское акционерное общество Swarovski также обратило внимание на спросы нового рынка. Австрийцы заинтересовались новыми технологиями обработки камней для ювелирного рынка и рынка камней, изготавливаемых для декорирования одежды.

Для украшения одежды главным образом применяются кристаллы и фианиты. На этом рынке доминирующее положение занимает Swarovski. Компания получила патент на «Термический синтез цвета» (ThermalColorFusion, TCF), и вышла на новый рынок под названием «SignityGems», открыв филиал в США. Патент Swarovski отличался от методик Azotic и Leslie, но с последней у них было больше общего.

В апрельском выпуске 2007 журнал «ModernJeweler» опубликовал статью под названием «Новый вид синего». Правда, этот «новый синий» уже существовал в течение нескольких лет. Компания Leslie уже производила и продавала синие топазы, получившие цвет в результате диффузионной обработки в течение нескольких лет. Единственной «новинкой» было то, что SignityGems купили LeslieandCompany. Это можно объяснить сходствами в технологии получения цветных покрытий.

TCF – это особая термическая обработка, стойкая и долговечная, которая дает новые возможности современному ювелирному производству по доступным ценам.

Распространяемая по всему миру представителями SignityGems, широкая палитра цветов для топаза была создана TCF-технологиями.

В основу технологии Signity легла термическая диффузия. В результате взаимодействия поверхности камня и порошкообразного реагента происходит реакция, в результате которой на поверхности камня образуется тонкий окрашивающий слой. При «запекании» камней на поверхности камня также может образоваться тонкое покрытие. Облагораживание проводится только на павильоне камня. Результатом процесса являются прочные керамические слои на топазе. Высокая температура, при которой проходит диффузия не позволяет облагораживать топазы крупных размеров, т.к. в приповерхностной зоне камня могут образоваться трещины и другие повреждения.

В начале XXI века шри-ланкийская компания SithyGems&Lapidary представила свою продукцию. Их технология представляет собой окрашивание поверхности одного из двух бесцветных не ограненных топазов в необходимый цвет, а затем «спекание» этих кристаллов. В результате получается дублет, при огранке окрашенный слой должен располагаться в плоскости рундиста, благодаря чему камень приобретает необходимую окраску. Компания придает своей продукции топазов натуральные цвета под названиями «аметист», «изумруд», «сапфир», «цитрин» и др.

Высокий спрос на украшения с топазами продолжает служить стимулом к разработке новых и усовершенствованию действующих методик облагораживания.

ПРИНЦИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКЦИЙ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КУРСА «ДИАГНОСТИКА ЮВЕЛИРНЫХ КАМНЕЙ»

Лобызова М.Л.

thomrggru@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Курс «Диагностика ювелирных камней» относится к блоку базовых дисциплин в рамках специальности 261400 «Технология художественной обработки материалов» (ТХОМ) подготовки бакалавров по направлению «Технология обработки драгоценных камней и металлов». Данный курс основан на использовании новейшей информации, полученной из российской и зарубежной литературы, а также на многолетнем опыте преподавания данного курса на кафедре геммологии МГРИ-РГГРУ. Курс адаптирован к образовательным технологиям и учитывает психолого-педагогические требования к подаче учебного материала.

Курс «Диагностика ювелирных камней» изучается студентами МГРИ-РГГРУ в течение 2-х семестров после усвоения материала предыдущих курсов по дисциплинам: «Кристаллография», «Кристаллохимия», «Основы минералогии петрографии и геохимии», «Общая геология», «Введение в геммологию». При освоении этих курсов используются коллекции необработанных образцов минералов и пород, поэтому при их диагностике наряду с неразрушающими методами (описание внешнего облика, морфологии, цвета, блеска, излома кристаллов) возможно использование и разрушающих (определение твердости, взаимодействие с кислотами и др.) методов исследования.

Курс «Диагностика ювелирных камней» знакомит студентов с методами геммологического исследования ювелирных материалов в обработанном виде, поэтому возможно применение только неразрушающих методов диагностики, которые включают:

1. Описание цвета и прозрачности
2. Определение оптических свойств (*оптический характер, осьность, оптический знак, показатели преломления, величина максимального двупреломления*)
3. Наблюдение внутренних особенностей ювелирных камней
4. Наблюдение плеохроизма
5. Определение плотности
6. Наблюдение люминесценции
7. Описание спектров поглощения

Для освоения материала курса «Диагностика ювелирных камней» необходима систематизированная коллекция образцов обработанных ювелирных камней. Коллекция изучается в определенной последовательности, поэтапно демонстрируя те или иные диагностические свойства. При изучении оптических свойств, для приобретения навыков диагностики, должны быть подобраны образцы ограненных камней и кабошонов, достаточно крупного размера (около 1 см), которые позволяют, определить все оптические свойства, а так же, что очень важно, идентифицировать образец на каждом этапе диагностики. Образцы, должны иметь хорошо отполированные грани и такую ориентировку оптической оси, чтобы возможно было определить оптический характер камня, его осьность, четко измерить все показатели преломления, рассчитать оптический знак и величину максимального двупреломления.

Для определения оптического характера и осьности коллекция должна содержать изотропные камни (стекло, флюорит, шпинель), анизотропные (топаз, кварц), двупреломляющие агрегаты (халцедон, нефрит), камни с аномальным двупреломлением (стекло, гранат, синтетическая шпинель), одноосные камни (турмалин, корунд), двуосные (топаз, диопсид), с оптической активностью (кварц).

После закрепления навыков по определению оптического характера и осьности камней, студенты переходят к освоению более сложной темы определение показателей преломления и расчет оптических характеристик. Для освоения темы предлагается другая кол-

лекция, состоящая из традиционных ювелирных камней (кварц, топаз, турмалин, шпинель, хромдиопсид, хризолит, гранаты, стекла, корунды), имеющих крупные, хорошо отполированные поверхности, позволяющие проводить измерения на рефрактометре.

При диагностике ювелирных камней одним из основных диагностических признаков является наблюдение внутренних особенностей камня. Для освоения этой темы необходим набор камней, с диагностическими включениями, которые помогают идентифицировать некоторые ювелирные камни на основании их внутренних особенностей. Например, включения хризотила в демантоиде, «тигровые включения» в аметисте, двойникование и включения рутила и бемита в корунде, специфические газово-жидкие включения в турмалине. На этом этапе освоения материала предлагаются камни для диагностики которых недостаточно только ранее изученных оптических свойств, а необходимы еще знания внутренних особенностей и диагностических включений, характерных для тех или иных ювелирных камней. Например, турмалин в виде бусины, не позволяет рассчитать величину максимального двупреломления, что является важным диагностическим признаком для турмалина, но имеет характерные для него диагностические включения.

После изучения основных диагностических признаков, студенты переходят к изучению дополнительных (плотность, плеохроизм, люминесценция, спектр поглощения). Для проработки этой темы подбираются такие образцы для диагностики которых применение этих признаков необходимо (минералы группы граната, циркон и др.).

После освоения диагностики традиционных ювелирных камней студент переходит к диагностике нетрадиционных камней и камней с близкими диагностическими свойствами (андалузит, аксинит, корнерупин, цоизит, актинолит, амблигонит, бразилионит, дандурит, апатит, сподумен, скаполит, кордиерит, эвклаз, фенакит, клиногумит, эпидот, шеелит, кианит, петалит, пектолит и др.) Диагностика этих минералов требует от студента использование всех диагностических признаков, умение их анализировать и делать правильный вывод.

Диагностика поделочных ювелирных камней основывается, прежде всего, на характерных внешних признаках, поэтому при формировании коллекции важно учитывать особенности непрозрачных камней, разнообразие текстур и цветов из разных месторождений, например, нефрит может иметь цвет от белого до черного, чаще зеленым разной интенсивности окраски в зависимости от месторождения. То же самое относится и к другим непрозрачным камням, таким как жадеит, содалит, лазурит, родонит и др. поэтому коллекция непрозрачных камней должна быть максимально разнообразной и постоянно пополняться с учетом новых камней появляющихся на рынке.

Особое место в программе курса занимает диагностика синтетических аналогов природных камней, искусственных камней и имитаций. Рабочая коллекция должна включать синтетические камни, выращенные разными методами, обладающие всем разнообразием диагностических особенностей. Синтетические изумруды, полученные методом раствора в расплаве и полученные гидротермальным методом, имеют разные диагностические признаки. Коллекция для освоения этой темы включает синтетические корунды и синтетические шпинели, синтетические изумруды, синтетические александриты, синтетический кварц, синтетический опал, синтетическую бирюзу, синтетический лазурит, выращенные различными методами.

Таким образом, изучение курса «Диагностика ювелирных камней» требует правильно подобранной и систематизированной учебной коллекции, без которой невозможно изучение диагностических свойств и приобретение навыков диагностики ювелирных камней. Коллекция составляется по принципу от простого к сложному, при этом даже на начальном этапе изучения курса студент должен прийти к результату, т.е идентифицировать предложенный ему образец. Это позволяет поддерживать интерес к изучению предмета на протяжении всего курса.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УЧЕБНОЙ КОЛЛЕКЦИИ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КУРСА «МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДРАГОЦЕННЫХ, ЮВЕЛИРНЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ»

Романова Е.И.

Научный руководитель **Литвиненко А.К.**

thomrggru@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Курс «Минералогические особенности и физические свойства драгоценных, ювелирных и поделочных камней» относится к блоку базовых дисциплин специальности «Технология художественной обработки материалов». Он изучается студентами РГГРУ в течение 2-х семестров после усвоения материала в предыдущих семестрах «Химия», «Органическая химия», «Основы электрохимии», «Физические и механические свойства материалов», «Материаловедение конструкционных материалов», «Технология обработки драгоценных камней и металлов».

В программе курса предусмотрено изучение физических свойств ювелирных камней, необходимых для их диагностики, также подробно рассматриваются диагностические свойства конкретных видов цветных камней.

В ходе проведения практических занятий студенты закрепляют материал теоретического курса на примере подобранных тематических коллекций. Эти коллекции включают набор образцов с выраженной в различной степени спайностью, как в кристаллах, так и в обработанных камнях, набор для проработки темы измерения показателей преломления, куда входят изотропные и анизотропные камни, различной осности, наборы, демонстрирующие различные типы окраски – идеохроматическую, аллохроматическую псевдохроматическую, набор камней с разными оптическими феноменами (эффект кошачьего глаза, астеризма, смены цвета, опалесценции, иризации и др.), набор для изучения плеохроизма (одноосные и двуосные камни), набор для изучения спектров поглощения при помощи спектроскопа. Также тематически подобранные коллекции включают наборы, демонстрирующие ювелирные разновидности тех или иных минералов (коллекция разновидностей кварца, берилла, топаза и др.) или групп минералов (турмалин, гранат, полевой шпат).

Камни, отобранные для конкретного набора, демонстрируют изучаемое свойство наиболее полно. Так, например, в наборе, для изучения спайности присутствуют образцы кристаллов с характерными трещинами или сколами, ограненные камни с потертостями или внутренними трещинами, позволяющими установить наличие спайности в ограненном камне, образцы кристаллов или ограненных камней с выраженной отдельностью (корунды, бериллы), также присутствуют камни, не имеющие спайности или отдельности с характерными раковистыми сколами.

Расчет оптических характеристик анизотропных камней во многом зависит от ориентировки оптической оси кристалла относительно площадки камня, на которой проводятся измерения. В некоторых случаях есть возможность достоверно определить полный набор оптических характеристик (значения показателей преломления, двупреломления, осность, оптический знак), тогда как в ряде случаев количество достоверно определяемых оптических характеристик снижается до численных значений показателей преломления и двупреломления. Поэтому в учебном наборе присутствуют камни на примере которых можно познакомиться со всеми возможными вариантами расчетов.

На лекциях студенты знакомятся с понятиями плотности и удельного веса и методами их определения (расчетным методом, методом гидростатического взвешивания, методом тяжелых жидкостей). В наборе для практических занятий присутствуют граненые камни разных размеров, и форм огранки. При отработке этой коллекции студенты учатся применять формулы для расчета плотности камней разных форм и стилей огранки, также учатся различать возможности и ограничения того или иного метода. В частности, точность при-

менения расчетного метода зависит от размеров камня – чем больше размер камня, тем больше погрешность определения, а также от пропорций ограненного камня – чем сильнее выражены отклонения формы и пропорций, тем меньше точность определения плотности камня расчетным методом.

Также студенты изучают и другие диагностические свойства ювелирных камней (плеохроизм, люминесценцию, спектры поглощения). При изучении каждого ювелирного камня подробно обсуждаются особенности проявления и использования при диагностике каждого из этих свойств. Как правило, рубины проявляют сильную люминесценцию красного цвета, но некоторые темно окрашенные камни или камни из определенных месторождений (тайские рубины с высоким содержанием железа) могут проявлять это свойство слабо или вообще не люминесцировать.

На практике часто приходится сталкиваться с необходимостью диагностики ювелирных камней в виде вставок, закрепленных в изделиях. Изделия могут быть крупными, оправа может ограничить применение всех методов диагностики, поэтому делается акцент на возможности определения традиционных распространенных ювелирных камней по разным признакам. Точно диагностировать рубин можно на основании: а) точного измерения показателей преломления и расчета двупреломления, б) по наличию сильного плеохроизма в сочетании с люминесценции красного цвета, в) по характерным линиям в спектре поглощения. На практике студенты учатся применять разные наборы свойств для диагностики традиционных ювелирных материалов.

Программой курса предусмотрено ознакомление студентов с широким кругом ювелирных камней, их ювелирными разновидностями, особенностями химического состава, структуры, физическими свойствами. В программе курса рассматриваются как распространенные традиционно использующиеся ювелирные камни (кварц, берилл, топаз, турмалин, шпинель, гранаты, полевые шпаты и др.), так и менее распространенные (диопсид, сподумен, апатит, флюорит, касситерит, цоизит, корнерупин, аксинит и др.), ювелирное использование которых ограничивает либо недостаточное количество материала, представленное на рынке, либо какие-либо особенности (низкая прочность, низкая стабильность и др.). При обсуждении свойств каждого камня обращается особое внимание на особенности ухода и носки вставок в ювелирных изделиях. Например, флюорит лучше использовать в ювелирных украшениях, которые подвергаются при носке наименьшим механическим воздействиям (бусы, подвески). Использование флюорита в кольцах практически невозможно из-за низкой твердости и хрупкости этого материала.

В учебных наборах представлены образцы минералов, изучение которых предусмотрено программой курса. В коллекции гранатов есть образцы минералов этой группы и их разновидностей, которые издавна использовались в ювелирных изделиях, такие как пироп, альмандин, гессонит, а также те которые были открыты позднее и появились на рынке сравнительно недавно, например, тсаворит, гранат с эффектом смены цвета.

Некоторые ювелирные камни имеют многочисленные ювелирные разновидности, которые должны быть продемонстрированы в учебной коллекции. Например, в коллекции разновидностей кварца присутствуют разновидности макро-, поли- и скрытокристаллического строения. Образцы имеют достаточно крупные размеры, отражают вариации окрасок той или иной разновидности и имеют характерные диагностические признаки, например, включения.

В коллекции представлены не только ограненные камни, но и образцы кристаллов, минералогические образцы, демонстрирующие характерные формы и особенности необработанных камней.

В качестве самостоятельной работы предусмотрено посещение экспозиций минералогических музеев, торговых выставок-продаж, выставок ювелирных украшений, для того, чтобы студенты имели возможность видеть камни крупных размеров, камни высокой стоимости, уникальные ограненные камни, знакомится с минералами из различных месторождений.

ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ЗАНЯТИЙ КУРСА «ИСТОРИЯ ЮВЕЛИРНОГО ДЕЛА» ПО СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ТХОМ

Брусов А.А.

thomrggru@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Природа щедро наградила нас богатствами своих недр. Драгоценные металлы – золото, серебро, а позже платина и металлы платиновой группы постепенно становились доступны человеку. Привлекала красота, ковкость, тягучесть, которая давала возможность обрабатывать их даже в холодном состоянии, удивляла несвойственная другим металлам устойчивость к воздействиям внешней среды, позволявшая выполненным из них изделиям сохраняться в неизменном виде на протяжении многих веков.

Но первым материалом, который стал обрабатывать человек, был камень: первые орудиями труда были каменные, и первые украшения, надетые им, тоже были каменными. Цветной или узорчатый галечник, омытый водой, радовал глаз живой красотой цвета и узора. Нанизанные на шнурок, эти гальки наряду с ракушками и костью стали первыми украшениями человека. Видимо, поэтому слово «ювелир» и все производные от него происходят от голландского *juwel* – камень, как бы подчеркивая изначальный, исторический порядок освоения и использования человеком материалов природы. Только миллионы лет спустя человечество выучилось сначала расковырять найденные самородки золота, серебра и меди, а затем, примерно всего 6 тысяч лет назад открыло тайну их плавления. Вот тогда камень и получил оправу; к природной красоте металла и камня добавилась красота форм изделий, созданных руками человека. Так родилось ювелирное дело – удивительное, высокое и особо почитаемое ремесло, связанное с художественной обработкой металлов, в первую очередь золота и серебра. На Руси вплоть до XVIII века оно называлось златокузнечеством, или золотым и серебряным делом.

Курс «История ювелирного дела» относится к блоку обязательных дисциплин в рамках специальности 261400 «Технология художественной обработки материалов» (ТХОМ) подготовки бакалавров по направлению «Технология обработки драгоценных камней и металлов» и входит в вариативную часть. Он изучается в течение 7 семестра после усвоения материала по следующим дисциплинам:

«Материаловедение конструкционных материалов» – изучение ассортимента и свойств ювелирных материалов;

«Рисунок» – построение объектов различных форм;

«Живопись и цветоведение» – овладение приемами цветосочетания;

«Минералогия драгоценных, ювелирных и поделочных камней» и «Технология обработки драгоценных камней и металлов» – свойства камней и их обработка в ювелирную вставку.

«История ювелирного дела» является дисциплиной, завершающей цикл вышеперечисленных учебных предметов. Программа курса охватывает следующие темы:

Материалы ювелирного производства; Понятие пробы драгметаллов. Законодательные функции организаций; Ювелирное производство. Виды художественной обработки драгоценных металлов; Закрепка ювелирных камней в изделия; Понятие классификации ювелирных изделий; Металл и камень в златокузнечестве и ювелирном деле. Золото, серебро и цветные камни в работах златокузнецов; Торевтика крито-микенской культуры и античного мира; Византия – центр художественной культуры христианского мира; Камень и драгоценные металлы в работах мастеров европейского Средневековья; Златокузнечество древней Руси; Искусство обработки металла и камня эпохи Возрождения; Стилиевые черты и особенности технических приёмов ювелиров XVII – сер. XVIII века; Ювелирное и камнерезное искусство России II пол. XVIII – нач. XIX века; Сырьевые ресурсы. Совершенствование приёмов обработки металла 1820-1890-х годов; Творчество мастеров великих ювелирных фирм XIX – нач. XX века. Ювелирное искусство 1890-1930-х годов; Современное

зарубежное ювелирное искусство, центры. Отечественное ювелирное производство в начале XXI века; Подходы к материальной и художественной оценке ювелирных изделий.

Проведение лекции сопровождается презентациями по соответствующей тематике, выступлениями студентов с докладами и выездными занятиями на ювелирные предприятия и выставки.

В зависимости от того, какая тема занятия, показываются фото и видео материалы соответствующие заявленной теме (например ювелирное искусство до нашей эры рассматривается на фото материалах представленными музейными образцами Древнего Египта, Ассирии, Шумеров; Древнего Рима и Древней Греции – представлены главным образом камнями и инталиями; Эпоху Возрождения представляют фото материалы ювелирных украшений выполненные такими мастерами как Сандро Боттичелли, Бервенуто Челлини, Андреа дель Вероккио; Древняя Русь – работами обнаруженными в кладах и при проведении исторических раскопок; и т.п.). Проводится анализ стилистических черт различных эпох и стилей. Стилистическими признаками являются и разнообразные вставка применяемые в тот или иной временной исторический период – различные виды камней появляются в разное время.

На практических занятиях проводится вводное ознакомление с приемами ручной обработки материалов ювелирного производства. Например гравировка – один из древнейших способов нанесения прорезного рисунка; Чеканка – пластичная деформация; эти технологии опробуются на листовых заготовках из меди и латуни с применением молотков, чеканов и резцов; Эмаль – изготавливаемую горячим способом в муфельной печи на выемчатых и прорезных заготовках; Филигрань – узоры растительного орнамента, сделанные из свитой в косичку проволоки.

Эти приемы ручной обработки материалов в производстве художественных изделий анализируются студентами по эпохам развития ювелирного искусства, по разнообразию применяемого материала, по стилистике орнаментов.

Особенность преподавания курса «История ювелирного дела» по «Технологии художественной обработки материалов» специализации «Технология обработки драгоценных камней и металлов» является проведения занятий по применению ювелирных камней в ювелирных художественных изделиях с детальным анализом использования минералов по эпохам развития ювелирного искусства.

Пример проведения занятия на тему: «Торевтика крито-микенской культуры и античного мира». Презентация. Слайды подбираются: по этапам развития ювелирного искусства; применению способов обработки материалов по этапам развития ювелирного искусства; свойства материалов в ювелирных изделиях; применению вставок.

Студент готовит доклад по особенностям использования одного из ювелирного художественного изделия в эпоху крито-микенской культуры и античного мира.

На практическом занятии по теме «Торевтика крито-микенской культуры и античного мира» студент выбирает каменный материал, описывает: цвет, структуру, чистоту. Для изготовления камеи выбирается стилевой рисунок данного времени. Проводится подбор инструментов и абразивных материалов. Вырезается камешка. Полученные знания закрепляются докладом.

Курс «Технология изготовления ювелирных изделий» является продолжением изучения дисциплины «История ювелирного дела».

Таким образом, цель дисциплины заключается в овладении студентами знаниями в области теории ювелирного дела, основах ювелирного производства, истории его развития и состояния на современном этапе, как в России, так и в странах зарубежья, ознакомлений с видами и этапами обработки драгоценных металлов, включая ручное и машинное производство, а так же приобретение сведений об основах наиболее рационального применения в них природных и синтетических камней, включая их номенклатуры.

S-V

**СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ, ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ТВЕРДЫХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ; МИНЕРАГЕНИИ**

ЖИЗНЕННЫЙ ПУТЬ И ШКОЛА ПРОФЕССОРА А.Б. КАЖДАНА

Ясковский П.П.

fersterling@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В исторической летописи кафедры «Методика поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» (кафедра «Методика») МГА-МГРИ-РГГРУ было много замечательных преподавателей и специалистов, профессоров и доцентов. Среди них можно отметить: В.Д.Рязанова и П.Н.Маркова, В.М.Крейтера и В.И.Смирнова, Н.В.Барышева и А.А.Якжина, В.Е.Бойцова и В.А.Викентьева. Однако даже в этой плеяде имён выделяется звезда профессора А.Б.Каждана, который руководил кафедрой более четверти века. Этот период у большинства сотрудников был, пожалуй, самым плодотворным как для научной, так и педагогической работы. В 2015 году мы отмечаем 100 лет со дня рождения заведующего кафедрой «Методика» профессора Алексея Борисовича Каждана (1915-2002). За глаза многие называли его по инициалам – АБ.

А.Б.Каждан родился в Петербурге 24 ноября (по ст. стилю) 1915 года в дворянской семье. Его родителями были: отец – потомственный врач – Борис Михайлович Каждан, мать – Лидия Николаевна Накельская, преподаватель музыки. Алексей Борисович прожил большую и интересную жизнь. В первом приближении в ней можно выделить несколько этапов.

Этап 1. Становление (1915-1939). Он включает детство и юность Алексея, работу на заводе, поступление и учёбу в Ленинградском университете. Это период формирования его независимой личности, твёрдого характера и любви к спорту. Во время обучения на геолого-почвенном факультете ЛГУ Алексей Борисович приобрёл широту знаний и академическую систему подготовки (то, что мы называем «научный стиль работы»).

Этап 2. Формирование специалиста (1939-1947). После окончания университета А.Б.Каждан был направлен на работу геологом в Ленинградское отделение Бамстройпроекта (позднее Желдорпроект). Эта организация занималась строительством железнодорожных магистралей. АБ был руководителем геологических и изыскательских партий на Д.Востоке, Урале и прифронтной полосе. Осенью 1944 года он поступил в аспирантуру ВИМСа. На втором этапе А.Б.Каждан получил бесценный опыт работы с людьми, знакомство с полевыми и камеральными исследованиями. Главное, что впервые для себя Алексей Борисович изучил рудные объекты различного масштаба (от крупных районов до отдельных рудных тел). В апреле 1947 года АБ досрочно защитил кандидатскую диссертацию на тему «Роль геологических структур в формировании рудных месторождений Зангезурского района».

Этап 3. Урановые дела (1947-1962). В конце 40-х начале 50-х годов прошлого века в Советском Союзе у геологов не было более важной задачи, чем создание надёжной минерально-сырьевой базы атомной промышленности. После защиты диссертации А.Б.Каждана по линии Первого Главного Управления при СМ СССР привлекли к работе по урановой тематике в Чехии и Восточной Германии. Там АБ работал начальником геолого-поисковых партий (Чехия) и руководителем геологического отдела одного из рудников (В.Германия). Так начался многолетняя специализация Алексея Борисовича по изучению урановых месторождений.

После возвращения из заграникомандировки в 1951 году А.Б.Каждан продолжал свои исследования, сначала в Арктических районах страны, а затем в районах Ср. Азии. Им были детально изучены урановые месторождения и рудные поля Ю.Казахстана (Ботабурум, Кызылсай и Курдай). В 60-х годах Алексей Борисович обобщил накопленные материалы в докторской диссертации. Её название «Геологические закономерности рудных полей и гидротермальных урановых месторождений в складчатых областях (на примере Чу-Илийских и Кендыктасских гор). В проведении работ и анализе результатов автору много помогали: М.Ф.Стрелкин, Ф.И.Вольфсон, Н.П.Лавёров, И.П.Кушнарёв, Е.П.Сонюшкин и

Л.И.Лукин. 15 февраля 1961 года на учёном совете НИИ-10 (ВНИИХТ) А.Б.Каждан успешно защитил докторскую диссертацию. Вскоре ему было присвоено звание профессора. Так в высшей школе страны появился ещё один лидер в области «Прикладной геологии».

Этап 4. Научно-педагогическая работа на кафедре «Методика» (1963-1994). Педагогическая деятельность А.Б.Каждана началась ещё на предыдущем этапе, на спецфакультете МИЦМиЗ. Там он работал ассистентом, доцентом, зам. декана, читал лекции, вёл практические занятия, руководил курсовым, дипломным проектированием и др. Перейдя в МГРИ, АБ вскоре был избран на должность заведующего кафедрой «Методика». Начался главный период его педагогической и научной деятельности – формирование школы А.Б.Каждана.

Как зав. кафедрой Алексей Борисович направлял всю её педагогическую работу. Он постоянно курировал учебные планы и программы, лекции и практические занятия, производственные практики, курсовое и дипломное проектирование, лично готовил многие учебники и учебные пособия. Главные педагогические работы А.Б.Каждана по поискам, разведке и математическому моделированию были изданы в период с 1966 по 1990 годы. Некоторые из них используются и в настоящее время.

Много времени и сил А.Б.Каждан уделял подготовке аспирантов всех форм обучения. Всего им было подготовлено около 50 кандидатов наук. Среди них отметим: по урановой тематике – В.А.Арсеньев, Р.М.Булыгин, В.Г.Будрик, В.А.Викентьев, О.И.Гуськов, Ф.Р.Польской, В.И.Пахомов, Е.А.Сидорков, Ш.И.Фахрутдинов, М.В.Шумилин, П.П.Ясковский и др. По другим видам сырья: Н.Ф.Алексеев, А.В.Григорьев, А.И.Ежов, С.Н.Иванов, П.И.Кушнарёв, Н.П.Пискорский, С.А.Свириденко и др. Часть аспирантов впоследствии стали докторами наук.

Научные основы школы А.Б.Каждана сформировались в период 60-70 годов прошлого века. В это время он руководил геологическими исследованиями большого коллектива сотрудников кафедры, проводивших работы в главных урановорудных районах СССР (Ср. Азия, Казахстан, Ю.Якутия, Забайкалье и Украина). Результаты этих исследований и свой предыдущий опыт (Армения, Чехия, Вост. Германия) АБ обобщил в ряде монографий. Среди них отметим: «Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации» (коллектив авторов, 1966); «Методологические основы разведки полезных ископаемых» (1974); «Прогнозирование, поиски и разведка месторождений урана» (1983) и «Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых» (соавтор Л.П.Кобахидзе, 1985). **Сущность школы А.Б.Каждана** можно охарактеризовать следующими особенностями: широкое применение количественных методов и приёмов математического моделирования; практической направленность выполняемых исследований (сегодня это направление называем «Прикладная геология»); использование особого системного подхода (своеобразной философии геологоразведки).

В 1993 году А.Б.Каждан перешёл на кафедру «Геоинформатика», где работал до конца жизни. Дружеские отношения связывали АБ с бывшими его учениками по МИЦМиЗ В.Е.Бойцовым, Н.П.Лавёровым и М.В.Шумилиным. Особое уважение он испытывал к рано ушедшим из жизни Д.В.Клечковскому и А.П.Рогожину.

Для многих людей А.Б.Каждан представлял интерес не только как учёный (педагог), но и как личность. Автор попытался сформулировать **главные особенности характера АБ** (оценка П.Я.). Он: не суетился и не прогибался перед начальством; не был «охотником» за наградами и званиями; соблюдал этику в научном творчестве, ставил своё авторство только в реально выполненных трудах; руководил кафедрой достаточно спокойно, без существенных конфликтов; имел много учеников и последователей; в общении был прост и доступен; увлечённо читал лекции и мастерски владел вниманием аудитории.

У А.Б.Каждана, конечно, были и недостатки. С годами они сгладились или отошли на второй план. Сегодня остался образ Учителя.

А.Б.Каждан ушёл из жизни 21 апреля 2002 года. Он являлся крупным учёным, замечательным педагогом и просто хорошим человеком. А.Б. оставил после себя добрую память, а главное – большую научно-педагогическую школу.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК И СПОСОБ ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ НА МЕДНОПОРФИРОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ (НА ПРИМЕРЕ БУРГАХЧАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Алексеев А.С.

Научный руководитель **Воскресенский К.И.**

aleksybinsk@gmail.com, Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Бургахчанское рудное поле (Билибинский район, юго-западная часть Чукотки) является южным окончанием Баимского тренда. Геологическое строение района соответствует типичной конседиментационной задуговой впадине: осадочные и вулканогенно-осадочные породы (алевролиты, песчаники, базальты, туфоалевролиты, гравелиты и др.) поздней юры – раннего мела, прорваны диорит-гранодиоритовыми интрузиями весеннинского комплекса и габбро-монцититовыми интрузиями егдэгкычского комплекса (ранний мел).

С гидротермальной деятельностью весеннинского комплекса связывается обогащение пород такими элементами, как свинец, цинк, мышьяк, золото, сурьма, висмут, серебро, бериллий, кобальт, никель и хром. Накопление молибдена, вольфрама, меди, бария, олова отражает геохимическую специализацию Ничанской интрузии егдэгкычского комплекса (Фурман, 2008).

Геохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния на территории лицензионной площади проводилась с 2011 г. Опробование проводилось по сети 200*100 м (со сгущением до 100*100 м на перспективных участках). Анализ проб проводился в лаборатории «Stewart Geochemical and Assay» методом ICP-MS и пробирного анализа на золото. Для характеристики геохимической зональности рудного поля Бургахчан приведем сравнение геохимических зональностей рудопроявления Темный (меднопорфировое и эпитеермальное оруденение) и рудопроявления Верный (эпитеермальное оруденение).

Рудопроявление Темный. Корреляционным анализом установлены (табл. 1):

- значимые корреляции Au с рядом элементов, особенно с Ag;
- высокая положительная корреляция Cu с Mo;
- отрицательная корреляция Cu с Pb и Zn;
- высокая положительная корреляция Pb и Zn.

Интерпретация геохимических аномалий проводилась по меди, цинку и золоту. Общая отрицательная корреляция меди и цинка в целом указывает на возможное обнаружение меднопорфировой системы. Положительные корреляции меди и цинка наблюдаются в юго-западной и южной частях рудопроявления, что может свидетельствовать об эпитеермальном генезисе металлов, которое соответствует по R. Sillitoe (2010) субэпитеермальным жилам Zn-Cu-Pb-Ag-(Au) или жилам эпитеермального оруденения типа HS (high sulfidation) Cu-Au-(Ag). Водораздельная часть руч. Средний и руч. Тёмный была вскрыта скважинами (DHT13-007; -006; -005), в которых наблюдались кварц-сульфидные жилы обогащённые золотом и серебром.

Таблица 1. Корреляционная таблица Спирмана основных элементов по данным металлотрической съемки на участке Темный

	Au	Ag	Cu	Mo	Pb	Zn
Au	1.000000	0.423241	0.470025	0.315796	0.145043	0.079627
Ag	0.423241	1.000000	0.156190	0.091203	0.431935	0.351394
Cu	0.470025	0.156190	1.000000	0.605842	-0.186753	-0.175345
Mo	0.315796	0.091203	0.605842	1.000000	-0.206641	-0.394466
Pb	0.145043	0.431935	-0.186753	-0.206641	1.000000	0.710070
Zn	0.079627	0.351394	-0.175345	-0.394466	0.710070	1.000000

Рудопроявление Верный. Корреляционным анализом установлены (табл. 2):

- положительные корреляции Cu, Mo, As, Ag, Pb, Au и Zn;
- слабые, но положительные корреляции Cu и Mo со Pb и Zn;

- Au и Ag имеет самое большое корреляционное сходство со всеми элементами.

Таблица 2. Корреляционная таблица Спирмана основных элементов по данным металлогематрической съемки на участке Верный

	Au	Ag	As	Cu	Mo	Pb	Zn
Au	1,000000	0,516740	0,621848	0,431984	0,440212	0,568049	0,321315
Ag	0,516740	1,000000	0,437375	0,316596	0,335162	0,541980	0,519713
As	0,621848	0,437375	1,000000	0,248530	0,320339	0,647800	0,436386
Cu	0,431984	0,316596	0,248530	1,000000	0,421969	0,108540	0,111884
Mo	0,440212	0,335162	0,320339	0,421969	1,000000	0,293899	0,229323
Pb	0,568049	0,541980	0,647800	0,108540	0,293899	1,000000	0,684853
Zn	0,321315	0,519713	0,436386	0,111884	0,229323	0,684853	1,000000

Положительные корреляции и комплексная аномалия основных рудных элементов (Cu, Pb, As, Ag, Au) свидетельствуют об общем генезисе данных элементов. Также это предположение подтверждает общее кольцевое расположение аномалий, связанное с контактом субвулканических пород ненканского возраста и весеннинских интрузивных пород с вулканогенно-осадочными породами элгакчанской свиты. В центре (где развиты весеннинские интрузии в ненканском комплексе) наблюдаются отрицательные аномалии всех основных рудных элементов. Такое геологическое строение и геохимические аномалии характерны для типичных вулcano-плутонических структур, а оруденение может соответствовать нескольким типам по R. Sillitoe (2010): эпитеpмальное вкрапленное оруденение Au-Ag-Cu (типа high-sulfidation), субэпитеpмальные жилы Zn-Cu-Pb-Ag-(Au), или эпитеpмальное оруденение Au-Ag (типа intermediate-sulfidation). Водораздел между руч. Гек и руч. Желтая вскрыт 3 канавами (K1, K2, K3), в которых наблюдались кварц-сульфидные жилы, обогащенные свинцом, медью, цинком, золотом и серебром.

Следующая стадия – оценка прогнозных ресурсов по вторичным ореолам рассеяния, в тоннах металла на метраж углубки (подсчет согласно Инструкции..., 1983).

Приведем пример подсчета ресурсов для двух рудопроявлений Темный и Верный без учета проб сгущения (табл. 3, 4).

Таблица 3. Подсчет ресурсов на рудопроявлении Верный

	Au (мг/т)	Ag (г/т)	Cu (г/т)	Mo (г/т)	Pb (г/т)
Сф (фоновое)	3.345	0.294	49.284	1.827	9.73
P (продуктивность)	1827531957	11030057	7.14E+08	9.05E+08	1.49E+09
Q, т (кол-во металла на метр)	0.0456883	0.275751	17.8494	22.61887	37.32885
H, м (глубина)	200	200	200	200	200
P2 (т)	9.14	55.15	3569.88	4523.77	7465.77

Таблица 4. Подсчет ресурсов на рудопроявлении Темный

	Au (мг/т)	Ag (г/т)	Cu (г/т)	Mo (г/т)	Pb (г/т)	Zn (г/т)
Сф	87,08	0,42	150,68	4,41	12,32	65,53
P	2495227887	3169022	3,31E+09	2,13E+08	1,28E+08	1,73E+08
Q (т)	0,0623807	0,079226	82,79201	5,32104	3,196161	4,314395
H (м)	200	50	200	200	50	50
P2 (т)	12,5	4	16560	1060	160	215

Полученные данные подтверждают отнесение рудопроявления Верный к эпитеpмальному типу (среднее по масштабу), а рудопроявления Темный к типичному меднопорфировому рудопроявлению (мелкое по масштабу) с эпитеpмальными проявлениями.

Таким образом, геохимические поиски, которые являются одной из малозатратных статей поисково-оценочных работ, являются хорошим способом для обнаружения меднопорфирового оруденения на начальных стадиях работ, особенно в условиях слабой оснащенности.

Литература

1. Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // Economic geology, 2010, v. 105, p. 3-41.
2. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / М-во геологии СССР. М.: Недра, 1983.

ГЕОЛМЕТРИКА И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В ГЕОЛОГИИ

Сидорков Е.А.

sidorkov-e@yandex.ru, Москва, Россия

Математизация геологии идет сегодня по нескольким взаимосвязанным направлениям, главные из которых: **статистические методы обработки результатов измерений, моделирование геологических объектов, построения показателей и классификаций геологических объектов.**

Математизация геологии, как и любой другой науки, должна быть основана на моделировании геологических явлений и процессов, где **математическая модель – субъективный аналог** какого-либо объекта, процесса или явления в рамках конкретной профессиональной задачи, обязательно **определенного масштаба и детальности**. Важно, отметить, что **математический аналог** одного и того же объекта, процесса или явления, как правило, может меняться от задачи к задаче.

Сегодня среди математических методов, применяемых в решении геологических задач, доминируют вероятностно-статистические. Многофакторность и профессиональная неоднозначность многих геологических явлений и процессов, т.е. их стохастичность, сделали **вероятностно-статистические методы** одним из главных инструментов математической моделирования, анализа и поиска законов и закономерностей в геологии.

Численные методы, основанные на **статистическом моделировании**, широко используют для решения многих вычислительных задач с помощью ЭВМ. Они удобны своей универсальностью, обычно не требуют большого объема памяти, но обладают большой случайной погрешностью, недостаточно быстро убывающей при увеличении объема выборки или их количества. Для снижения погрешностей моделей разработаны приемы их преобразования, снижающие разброс наблюдаемых величин в процессе моделирования (Зайцев и др., 2007).

На их базе с середины прошлого века многократно предпринимались попытки создания геолого-математических дисциплин, среди которых должны быть упомянуты – **“Математическая геология”**- А.Б.Вистелиуса (Вистелиус, 1980), **“Геостатистика”** Ж.Матерона (Матерон, 1968) и первый в СССР учебный курс для геологических ВУЗов – **«Математические методы в геологии»** – А.Б.Каждана (Каждан и др., 1990).

А.Б.Каждан в курсе **«Математические методы в геологии»** развивал идеи соматштабности геологических объектов стадиям и задачам ГРП, а также поиск характеристик геологических объектов через их математические модели, строго соответствующие масштабу изучения, начало чему было положено работами М.В.Раца (Раци, 1968) и Л.И.Четверикова (Четвериков).

Следующим шагом математизации геологии должна стать **ГЕОЛМЕТРИКА**, решающая задачи геологических наук в рамках статистических моделей и показателей, созданных на основе существующих геологических законов и закономерностей, а при их отсутствии или альтернативности, **ГЕОЛМЕТРИКА** должна самостоятельно **выявлять** закономерности и тенденции, способствующие созданию новых геологических законов, т.е. руководствоваться вслед за кибернетикой **«принципом черного ящика»**.

Чёрный ящик – термин, используемый в точных науках (кибернетике, физике и др.) для обозначения системы, механизм работы которой в рамках поставленной задачи или очень сложен, или неизвестен, или принят неизвестным. Такие системы обычно имеют некий «вход» (ввод информации), неизвестное внутреннее устройство и «выход», отображающий результаты. Состояние “выходов (результатов)” в точных науках обычно функционально зависит от состояния “входов”. Исследуя с помощью такой модели известные параметры «входа» и «выхода», хотят получить представление о внутреннем устройстве системы.

Геологические системы (объекты и процессы) – весьма сложны из-за того, что «вход» в них, как правило, гипотетичен и многовариантен, а однозначно можно установить лишь их конечное состояние – «выход», а о функциональной зависимости говорить не приходится.

В геологии, с особенностями её объектов, явлений и процессов, а также уровнем их познания и методов исследования, будут все шире применять аппарат **непараметрической (ранговой) и многомерной** (Сидорков, 2005₁) **статистики** для **независимых и пространственно зависимых** характеристик геологических объектов, процессов и явлений, а также статистические **оценки сверхмалых** (до 10 наблюдений) выборок (Большев и др., 1982). Это наиболее ей соответствует из-за преобладания в геологии качественных и полуколичественных методов оценки, а количественные геологические характеристики существенно отличаются от нормального симметричного (Гауссовского) распределения, как за счет природных факторов, так и условий эксперимента. При этом часто получить удастся лишь весьма ограниченное количество данных.

Для **ГЕОЛМЕТРИКИ** важен пример успешного проникновения **прикладной статистики** в конкретные науки, создавшего **биометрику** и **эконометрику**, (в отличие от математических методов в биологии и экономике), не требующих обязательных теоретических обоснований для решения профессиональных задач и проблем. Главное в них, в отличии от «методов в ...» – отказ от обязательного использования **метода аналогии**, который при всей своей рационально-подстраховочной и экономически оправданной целесообразности, лишает исследователя возможности **открыть новое**, еще не апробированное и не зарекомендовавшее себя, как практически ценное.

Наглядным примером использования **метода аналогии** в рудной геологии может служить традиционное ориентирование ГРП на прогнозирование, поиски и разведку геолого-промышленных типов месторождений полезных ископаемых.

Идущая математизация геологии зависит от общего прогресса всех наук, а не только геологических, и связана со сменой научной парадигмы (методологии науки) – отход от механицизма и физикализации в них, к использованию для построения моделей геологических явлений и процессов синергетических (Хакен, 1980) и структурных подходов (Сидорков, 2005₂). Это, в свою очередь, сохранит приоритет стохастических методов при математизации геологии и в будущем.

Многомерность математических моделей и многовариантность их решений связывает дальнейший прогресс **ГЕОЛМЕТРИКИ** с всеобщей компьютеризацией и автоматизацией (созданием разнообразных АСОГД) и совершенствованием баз данных.

Литература

1. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М., Наука, 1983, 416 с.
2. Вистелиус А.Б. Основы математической геологии. Л., Наука Л.О., 1980, 390 с.
3. Зайцев А., Н., Рыжова Л.П. Полуботко Л.Ф., Сидорков Е.А. Общая теория статистики. М., ИКАР, 2007, 456 с.
4. Каждан А.Б. Гуськов О.И. Математические методы в геологии. М., Недра, 1990, 251 с.
5. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М., Мир, 1968, 408 с.
6. Рац М.В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М., Наука, 1968, 108с.
7. Сидорков Е.А.₁ Аддитивные и мультипликативные показатели многомерных статистических величин. В сб.: Тр. международной научно-практической конференции: Математика, информатика и естествознание в экономике и обществе. М., МФЮА-РУИ, 2005, с. 25-26.
8. Сидорков Е.А.₂ Концепции современного естествознания. М., МАОК, 2005, 357с.
9. Хакен Г. Синергетика. М., Мир, 1980, 404 с.
10. Четвериков Л.И. Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых Воронеж, Изд. Воронеж.ун-та, 1968, 152 с.

К ПРОБЛЕМЕ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА «ПОВЕРХНОСТНОГО ТИПА» НА УРАЛЬСКОМ СЕВЕРЕ

Душин В.А.

vladimir.dushin@m.ursmu.ru, Уральский Государственный Горный Университет,
г. Екатеринбург, Россия

Проблема обеспечения производственных мощностей России энергоресурсами во многом определяется вкладом атомной энергетики. Это требует добычи природного урана в соответствующих объемах, что, к сожалению, в настоящее время, не обеспечено разведанными и подготовленными к эксплуатации запасами. Необходимо значительное увеличение геологоразведочных работ на уран, включая и подготовительные региональные исследования, базирующиеся на новых геологических знаниях с использованием современных баз геолого-геофизической и геохимической информации. Выявление, подготовка к лицензированию и освоение новых ураноносных площадей и объектов, включая нетрадиционные типы в пределах Уральской аккреционно-складчатой системы и, особенно, в её северной части, которая практически ещё слабо изучена в отношении радиоактивного сырья, является первоочередной задачей данного направления.

Как известно, создание фонда перспективных поисковых участков недр, в том числе и на уран для постановки крупномасштабных поисковых, а затем оценочных и разведочных работ является первоочередной задачей региональных работ. Во многом успех решения поисковой составляющей определяется качеством и идеологией проведенных опережающих работ, особенно в части создания геологической модели объекта поисков. В этой связи проведенные нами тематические и региональные исследования, в том числе ГДП-200 листов Р-40-ХІІ (Маньхамбовская площадь) и Р-40-VІ (Турупьинская площадь) позволили получить новую информацию относительно типов и закономерностей размещения уранового оруденения, а также его перспектив в южной части Ляпинского антиклинория в пределах так называемого Маньхамбовского блока. Последний в структуре Уральского севера резко индивидуализирован и выделялся нами ранее в качестве самостоятельного Тимаизского поднятия сложенного протерозойско-кайнозойскими комплексами палеоконтинентального сектора Урала, который представлен протерозойско-раннекембрийскими конструктивно-деструктивными и внутриплитными комплексами доуралид и рифтогенно-склоновыми формациями палеозоя, в основании которых установлены блоки древней (с модельным возрастом 1,4-2,9 млрд. лет) большей частью континентальной коры (Маньхамбовский).

С поверхности вышеописанные комплексы практически полностью перекрыты внутриплитными рыхлыми отложениями квартала.

Минерагеническую специализацию Маньхамбовского блока в основном определяют радиоактивные и редкие металлы, многочисленные проявления которых были установлены в 70-е годы в обрамлении одноименного массива.

В северном и восточном его экзоконтакте среди отложений хобеинской (RF_3hb) свиты выявлены объекты тяготеющие к среднерифейскому несогласию и контролируемые активизированной Кулешорско-Маньхамбовской шовной зоной, принадлежащие к ураноносной (урансодержащей) Th-TR редкометальной формации— Неизвестный, Турман, Южное, Хапхартуйтумп, Укью и др. Кроме того в южном и северном продолжении шовной зоны среди контрастных вулканитов саблегорской (RF_3-V_1) свиты выявлены слабовыраженные с поверхности проявления уран-молибденовой рудной формации в березитах (проявления Редка I,II; Лапта-Из и др).

Суммарная протяженность общей рудоносной зоны около 60 км. Содержание урана в рудных зонах изменяется от 0,01 до 0,52 %, тория от 0,07 до 4,4 %, тантала от 0,001 до 0,029 %, ниобия от 0,008 до 0,4 %, циркония от 0,05 до 7,95 %, редких земель от 0,05 до 3,95 % [2].

Интересным и как нам представляется важным, с точки зрения промышленной значимости, являются урановые проявления нетрадиционного гипогенно-гипергенного типа в

современных торфяниках и илах достаточно широко представленных в Маньхамбовском блоке и относимых по классификации МАГАТЭ к “поверхностному” геолого-промышленному типу, подтипу – в торфяниках и рыхлых отложениях. К наиболее крупным из них относятся проявления и пункты минерализации Малдизское, Перчук I, II, Моховое I, II, выявленные в разные годы тюменскими, воркутинскими геологами и сотрудниками СГИ-УГГУ.

Анализ геолого-структурной позиции ураноносных торфяников и илов свидетельствует об их пространственной приуроченности к отрицательным формам рельефа в рыхлом чехле эндогенных рудоносных зон локализуясь как правило в узлах пересечения крупных северо-западных и субширотных (северо – северо-восточных) нарушений. Наиболее уверенно это просматривается в северо-восточном обрамлении Маньхамбовского массива, где наземной заверкой продуктивная зона прослежена на 8 км в виде группы дискретных объектов (Моховое I, II, Аномалия 14) с шириной выходов первые десятки метров. При этом содержание урана в ней, как правило, превышают первые проценты с резким преобладанием урана над торием $Th/U < 0,01$, а концентрации суммы редких металлов также проявлены на рудном уровне (0,2-0,7%).

Четвертичная ураноносность “поверхностного” типа установлена как на Среднем (Мурзинско-Адуйский район), так и на Приполярном (Подгорное) и Полярном Урале (Янес-Кеу) и, по-видимому, обязана в том числе проявлению современной внутриплитной тектоно-магматической активизации, которая диагностирована нами в связи с установлением в регионе щелочно-базальтоидно-туффузитового магматизма (нырдвоменшорский комплекс и его аналоги) [1].

Таким образом в пределах Маньхамбовского блока Северного Урала (Ляпинский урановорудный район) выявлены урановорудные объекты “поверхностного” геолого-промышленного типа в торфяниках и рыхлых отложениях, сформированных в результате функционирования гипогенно-гипергенных (в широком смысле) процессов в олигоцен-четвертичное время. Этот возрастной диапазон, отвечающий альпийской металлогенической эпохе, характеризуется для Урала наряду с известными месторождениями марганца, железа, никеля, отчасти алюминия, россыпями золота, платины, алмазов и хромитов наличием легко извлекаемых урановых руд, залегающих на поверхности и пригодных для отработки современными высокотехнологичными методами. В пользу важности и реальности выявленных перспектив “поверхностного” геолого-промышленного типа свидетельствует, наряду с Российскими объектами на Урале и Северном Забайкалье, а также в чехле Восточно-Европейской платформы и известное в Южном Казахстане (Киргизия) Камышановское месторождение урана в торфах, подготовленное к рентабельной отработке [3].

Литература

1. Душин В.А. Мезозой-кайнозойский магматизм и проблемы коренной алмазоносности севера Урала// Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург, 1998.
2. Мезенов И.А., Архангельская В.В., Душин В.А. и др. перспективы промышленной рудоносности комплексного благородно-редкометалльно уран-ториевого и уранового оруденения в Маньхамбовском ураноносном районе Приполярного Урала // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского округа – Югры. Т. 2. Ханты-Мансийск: Наука Сервис, 2008. С. 445-456
3. <http://geology.gov.kz/ru/informatsiya/spravochnik-mestoro-zhdenij-kazakhstanana/podzemnye-vody/item/Камышановское>.

ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОВЫШЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ МЕТАЛЛА В ЗАПАСАХ «ПРИРЕЗКИ» ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ТЭО КОНДИЦИЙ

Бабина Т.О.

Данная проблема рассмотрена на примере одного из полиметалл-серебрянных месторождений.

Месторождение представлено субвертикальной сульфидно-карбонатно-кварцевой жилой локализованной в пределах зоны дробления. Подсчет запасов выполнен методом геологических блоков, с проекцией рудных тел на вертикальную плоскость. Подсчет запасов выполнен при шести вариантах оконтуривания по бортовым содержаниям 50, 75, 100, 125, 150 и 175 г/т. Содержание серебра в прирезаемой части в трех вариантах из пяти превышает положенный уровень (таблица 1).

Таблица 1

Содержание серебра в прирезаемой части

Содержание	50	При-резка	75	При-резка	100	При-резка	125	При-резка	150	При-резка	175
Ag, г/т	512,8	67,8	633,8	115,0	728,0	119,0	796,4	202,0	989,9	364,2	1058,1

Такая ситуация связана с несколькими причинами. Во-первых, с наличием рудных пересечений с высокими содержаниями, но малой мощностью (не являющимися кондиционными по метрограмму). Вторая причина связана с параметрами сети разведки. Поскольку при переходе от одного варианта кондиций к другому происходит изменение площади жилы, то даже относительно небольшие различия в параметрах сети на разных участках жилы могут привести к значительным несоответствиям в среднем содержании в «прирезке» в случае если выконтуриваемые и остающиеся запасы сильно различаются по среднему содержанию. А поскольку основное изменение площадей происходит за счет выконтуривания краевых областей жилы, то на содержание в «прирезке» оказывает влияние и различия в размерах зоны интер- и экстраполяции, т.к. зона интерполяции распространяется на половину расстояния до соседней выработки, а зона экстраполяции принята фиксированной: 50 м для категории С2 и 25 м для категории С1.

Влияние всех этих факторов подробно рассмотрено на примере анализа прирезаемой части запасов между вариантами бортового содержания серебра 150-175 г/т (содержание серебра в «прирезке» 364,23 г/т).

Всего в «прирезку» попадает 20 пересечений. Среднее содержание по ним составляет 224,43 г/т, что уже значительно превышает допустимый уровень. Связано это исключительно с маломощными интервалами, являющимися некондиционными по величине метрограмма.

В таблице 2 приведены итоговые цифры расчета содержания серебра в «прирезке» по отдельным блокам запасы в которых, изменяются при увеличении бортового содержания со 150 г/т до 175 г/т.

Таблица 2

Содержания серебра в «прирезке» по отдельным блокам

Блоки по которым изменились запасы в прирезке 150-175 г/т	2-С1	5-С1-1	6-С1	9-С2	10-С2	11-С2-1	14-С2	16-С2	Итого
По разнице в запасах руды и металла	889.7	441.1	159.6	630.4	173.4	153.4	157.7	123.6	364.2
По содержанию в пробах	399.1	386.8	166.9	392.9	173.3	153.4	240.6	154	222.6

Содержание серебра в «прирезке» по каждому блоку вычислено двумя способами: по разнице в запасах руды и металла по вариантам кондиций и по содержанию в пробах, по-

падающих в «прирезку». Из таблицы видно, что по половине блоков содержания в прирезаемой части превышают допустимые. Рассмотрим, за счет чего это происходит на примере блока 9-С2.

Таблица 3

Содержания серебра в пробах, попадающих в «прирезку» 150-175 г/т по блоку 9-С2

№ скважины	От	До	Ag	Длина интервала	Длина интервала горизонтальная	МС Ag
V09-092	184.3	184.6	171.5	0.3	0.13	22.295
V09-092	184.6	185	478	0.4	0.17	81.26
V09-092	185	185.3	503	0.3	0.13	65.39

В таблице 3 приведены данные по пробам, попадающим в «прирезку». По содержанию в пробах, входящих в прирезаемую часть содержание в «прирезке» равно 392,9, что более чем в 2 раза превышает допустимое. Содержание в «прирезке», вычисленное по разнице в запасах руды и металла по вариантам кондиций значительно больше – 630,4 г/т. Как видно на проекциях, при бортовом содержании 150 г/т в блок входят два пересечения V08-047 и V09-092. Расстояние между пересечениями составляет 59 м. Граница блока выше скв V08-047 проведена на половину расстояния до скв V07-002, расстояние составляет 20 м. Граница блока ниже скв V09-092 проведена путем экстраполяции – зона экстраполяции составляет 50 м. Площадь блока 13316 м². При бортовом содержании 175 г/т остается одно пересечение – скв V08-047. Скв. V09-092 с содержанием серебра 393,55 г/т и мощностью 0,43 м оказывается некондиционным. Граница блока проводится на половине расстояния между скважинами. Площадь блока при бортовом содержании 175 г/т составляет 4945 м². Таким образом, при выконтурировании некондиционного пересечения, оставшаяся площадь блока составляет около трети от первоначальной, а не половину и к прирезке автоматически «отходят» запасы серебра в пределах разницы площадей, приходящихся на единичное пересечение при Сб=150 г/т и Сб=175 г/т. Содержание серебра в этой части «прирезки» будет равно содержанию в кондиционной выработке скв. V08-047 – 882,815 г/т. За счет этого, содержание в прирезке возрастает до 630,4 г/т.

Проведение процедуры взвешивания на зону влияния скважины приведет лишь к частичному уменьшению величины среднего содержания в прирезаемых запасах, не доводя его до приемлемого уровня. При этом взвешивание на параметр не связанный коореляционной связью с содержанием серебра автоматически приведет к увеличению случайной погрешности определения среднего содержания, что является нежелательным.

Появление некорректных содержаний в прирезаемых запасах, безусловно, затрудняет проведение экономического обоснования выбора варианта кондиций по убыточности отработки прирезаемых запасов. В таком случае выбор варианта кондиций придется проводить путем прямого сравнения вариантов подсчета.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ ИРОКИНДИНСКОГО АU-Q ЖИЛЬНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНАЯ БУРЯТИЯ)

Злобина Т.М.

tatiana1946@yandex.ru, ИГЕМ РАН, Москва, Россия

При изучении структур некоторых мезотермальных Au-Q месторождений Муйского золоторудного района была установлена палео-сейсмогенная деформационная природа рудо локализирующих структурных форм [1, 2]. Месторождения локализованы в окраинных областях юго-восточного сегмента Байкало-Муйского пояса, вблизи *крупных геоструктур* Баргузинского супертеррейна и Байкало-Патомского пояса. Они связаны с зонами глубинных разломов, где концентрировались очаги палео-сейсмоисточников, а их рудообразующие системы – с магматическими прото-источниками рудообразующих флюидов. Подобные месторождения обычно относят к орогенным, или связанным с интрузивами (intrusiv related), сформировавшимися в коллизионной геодинамической обстановке. При этом, не учитывается изменчивость динамических режимов различных рангов, обусловивших своеобразное пространственное сочетание структурных элементов проводящего каркаса – продуктов "медленной" и "быстрой" тектоники. Палеорекострукция, дорудной тектоно-магматогенной прото-структуры (с позиций геодинамического развития района), на которую наложены локальные интратрудные сейсмо-деформационные процессы, позволила обозначить новый подход к исследованию структурно-гидродинамической организации рудообразующей системы от протоисточников до сферы рудообразования. Наиболее древнюю историю геодинамического развития имеет Ирокиндинское жильное поле, расположенное в одноименном тектоническом блоке, в Ю-З части жесткого докембрийского кратонного выступа, где его «обтекает» подковообразно складчатый пояс байкалид. С севера и юга блок ограничен субширотными ветвями (Северной и Южной) зон Муйских глубинных разломов, перекрытых наложенными кайнозойскими впадинами, а с запада и с востока – мобильными зонами, разломы которых сопрягаются на юге с зоной разломов Южно-Муйской ветви. Генетически единый покровно-складчатый комплекс архейских глубоко метаморфизованных пород блока (ортопарагнейсы, сланцы, мраморы, амфиболиты) вмещает промышленные золото-кварцевые жилы. Размещение жил контролируют динамометаморфические сланцы. Простирающиеся осевые плоскости складок С-С-В, углы падения крыльев 40-50°. Сланцевые прослои (возраст-2.0 млрд. лет, [3]) – результат сплющивания менее компетентных слоев при субширотном сжатии и метаморфизме. Складки осложнены внутриблоковыми нарушениями. Вокруг архейского выступа в *протерозое* формировалось складчатое сооружение рифеид. В *раннебайкальский геодинамический цикл* (1-0,8 млрд. лет [3]) они были вовлечены вместе с Муйской глыбой, с проявлениями синтетектонического магматизма и гипабиссального вулканизма вокруг ее жесткого выступа. В *коллизионный этап* (0.8-0.78 млрд. лет [3]) обрамляющие блок глубинные разломы развивались в дифференцированных полях напряжений, в отличающихся динамических режимах: по субширотным – правые сдвиги-раздвиги (транстенция); по субмеридиональным – левые сдвиги (транспрессия). Система субширотных разломов формировала структуры пулл-аппарта (pull appart basins, [4]), (фиксируются по ромбовидной форме прогибов в наложенных кайнозойских впадинах), где в условиях дилатансионной декомпрессии и высоких температур накапливался магматогенный материал различной степени дифференциации. Одновременно с их формированием и тектоно-магматической активацией происходила деструкция архейского блока и его складчатого PR₁ обрамления. Сложно-дифференцированные динамические поля регионального и локального иерархических уровней обусловили генетически полидеформационную трещинно-разрывную мелкоблоковую структуру Ирокиндинского поля. С направлением осевых плоскостей архейских складок часто согласуется образование С-С-В разрывных нарушений, сопровождавшееся выжиманием малых гранитоидных интрузий (древнекоровые источники, 0.78 млрд. лет [3]), мелкие тела которых прослежены вдоль них цепочками. В парагенезисе с этими нарушениями образо-

вались мелкие дивергентные чешуйчатые надвиго-взбросы (падение 40-50° на З-С-З) по сланцевым прослоям (imbricat structure) только в *северо-западных* крыльях архейских складок, что обусловлено коллизионным односторонним сжатием с запада на восток. Они создали серии эшелонов кулисообразно расположенных мелких надвиговых структур, образовав протяженные зоны, проницаемые для метаморфогенных глубинных флюидов (сланцы зон скольжения диафторированы). Дайковые тела постмагматических дифференциатов коровых и *плутоногенных интрузий* также пространственно связаны с этими зонами. Такая тектоно-метаморфогенно-магматическая организация напоминает "структуру пальмового дерева" [5]: сочетание тектонически активной "ножки", по которой метаморфогенно-магматический материал в условиях транспрессии выжимается с различных глубин вверх, и системы дивергентных надвигов, по которым он перемещается в верхней части коры. Структура "пальмового дерева" PR₁ оказалась в Ирокиндинском блоке сложно организованной – совмещающей внутрикоровый и постплутоногенный магматизм территориально обособленных областей (что подтверждается изотопными исследованиями [3]), а также унаследовавшей элементы архейского структурообразования. На рубеже *ранне- и позднебайкальского циклов* тектогенеза (0.78-0.72 млрд. лет), изменившаяся локально тектоно-динамическая обстановка, проявлялась, преимущественно, в окружающих Ирокиндинский блок байкалидах, также как и в PZ₁. В PZ₂ огромное площадное развитие получил плюмовый гранитоидный магматизм (Ангаро-Витимский батолит). На изменение тектоно-магматической *протоструктуры* Ирокиндинского жильного поля он влиять не мог явно – в пределах блока выходы пород батолита не обнаружены, что не исключает глубинное влияние этого магматизма на рудообразование. Палеозойские прото-источники баргузинского и витимконского комплексов этого батолита накапливались в пулл-аппартах Южно-Муйской системы разломов, тогда как дифференциаты протерозойских прото-источников могли выплавляться в пулл-аппартах, как Южно-, так и Северо-Муйской систем разломов. *Инtrarудные процессы* обусловлены глубокофокусной *сейсмо-тектонической активизацией* [1, 2], очевидно, проявлявшейся не только в синрудный период. Синрудная сейсמודинамика реконструирована по рудным прожилкам, для реконструкции дорудной – нет реперов. Изучение палео-сейсмических механизмов [2] позволило разработать модель синрудного деформирования и установить фокусированную в зоне Южно-Муйских разломов область гидродинамического питания гидротермальной системы, а также основные подводящие и распределительные проводники структурно-гидродинамической системы. По результатам компьютерного 3D-моделирования размещения и морфологии жил, учитывающего модель деформирования, установлено [2], что главными рудовмещающими структурами являются протяженные зоны эшелонированных дивергентных надвигов. Палео-сейсмические процессы усложнили внутреннюю структуру этих зон, сформировав необычное сочетание структурных форм и нелинейную морфологию жильных тел.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №13-05-00084

Литература

1. Злобина Т.М. Структура жильных золоторудных месторождений и палео-сейсмогеодинамика (Северо-Восточное Забайкалье) // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. Материалы Всерос. форума с межд. участием; Томск: Изд-во ТПУ, 2013. С. 385-389.
2. Злобина Т.М., Мурашов К.Ю., Котов А.А. Моделирование структурно-динамических условий локализации Au-Q жил месторождения Ирокинда (Муйский золоторудный район) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014, №3 с. Ч. 2. С. 55-61.
3. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолук В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, №5, С. 17-51.
4. Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C., Burke K. Development of pull-apart basins // Journ. of Geology, 1983. V. 91. P.529-554.
5. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology.//London: Academ. Pres. Incorp.,1987. V.1-2. 700 p.

ЛОКАЛЬНЫЙ ГРАДИЕНТ ДАВЛЕНИЙ, КАК ВОЗМОЖНЫЙ ФАКТОР КОНЦЕНТРАЦИИ ИЗОТОПОВ ^{16}O И ^1H ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Портнов А.М., Ерофеева К.Г.

al.portnov2014@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В последнее время в научной печати появились сообщения о фактах необычного фракционирования изотопов кислорода ^{16}O и ^{18}O в некоторых метаморфических и гидротермальных минералах. Необычность заключается в том, что на фоне положительных значений $\delta^{18}\text{O}$ в абсолютном большинстве земных горных пород и гидротермальных минералов с обычными значениями $+5 - +20\text{‰}$, т.е. с относительным накоплением тяжелого изотопа ^{18}O , наблюдаются метаморфические минералы с дефицитом $\delta^{18}\text{O}$ относительно эталона SMOW.

К ним, в частности, относятся корунд-гранат-биотитовые глубоко метаморфизованные гнейсы чупинской свиты архея, где по данным [1, 2, 4] установлены значения $\delta^{18}\text{O}$ от -4‰ до -26‰ , а δD достигает -216‰ .

Аномально высокие содержания изотопа ^{16}O обнаружены также в новообразованных минералах метаморфизованных вулканитов мелового возраста в Антарктиде и Новой Зеландии, в триасовых эклогитовых метаморфических комплексах сверхвысоких давлений Дабешань-Сулу (Центральный Китай), в нижнепалеозойском метаморфическом комплексе высокого давления (с эклогитами) Кокчетавского массива.

По поводу причины такого аномального накопления легкого изотопа кислорода ^{16}O в минералах гранулитовой фации метаморфизма мнения исследователей разделились.

С.В.Высоцкий, А.В.Игнатьев, В.В.Яковенко и др. [1] пришли к мнению, что эти корундоносные породы возникли за счет метасоматизированных (гидротермально измененных, пропилитизированных) вулканогенных и осадочных палеопротерозойских пород, подвергшихся высокобарному метаморфизму.

И.А.Избородин и др. [3] для кварц-мусковит-дистен-силлиманитовых метаморфических пород Юго-Западного Забайкалья также отмечают накопление O^{16} для метаморфических минералах, возникших в высокоглиноземистых породах докембрия, но подвергшихся метаморфизму значительно позднее.

Мы предлагаем иную геологическую интерпретацию этих изотопно-геохимических аномалий, поскольку видим в предлагаемых вариантах объяснений определенные недостатки.

В предлагаемой модели основное значение в процессе формирования флюида, обогащенного ^{16}O и ^1H , придается локальным градиентам давлений, возникающих при метаморфическом преобразовании глинистых толщ. Локальные понижения давления возникают вокруг новообразованных метаморфических минералов с высокой плотностью, где в глинистом субстрате с низкой плотностью создаются зоны усадки и пониженного давления, т.е. возникают условия для концентрации вскипающего флюида, обогащенного легкими изотопами.

Как следует из многочисленных литературных данных, такие условия возникают в первично глинистых пластичных толщах (первичных или переотложенных корах выветривания), где проявлен низкотемпературный (фации зеленых сланцев) высокобарный метаморфизм. Повышенная концентрация ^{16}O и ^1H , неизменно возникает здесь при росте относительно тяжелых минералов с высокой плотностью (г/см³): корунд – 4,1, алмадин – 4,2, рутил – 4,2, титаногематит – 5,2, дистен – 3,6, андалузит – 3,2, силлиманит – 3,2, биотит – 3,1, мусковит – 3,0.

Субстратом для кристаллизации этих минералов являются гидратированные глинистые минералы с плотностью 1,8 – 2,6 г/см³. Очевидно, в этих условиях вокруг растущих метаморфических кристаллов возникают локальные «капсулированные» зоны усадки и пониженного давления, а при наличии метаморфического преобразования мощных глини-

стых толщ области пониженного давления могут иметь протяженность в виде пластов определенного литологического состава.

В условиях высоких давлений в пластичной среде перекристаллизация сопровождается уменьшением объема породы на 25-40% и возникновением вокруг растущих метаморфических минералов зон локального пониженного давления, где происходит концентрация флюида, обогащенного ^{16}O и ^1H . В условиях, близким к критическим для чистой воды (220 кг/см³, 372⁰С) плотность воды и пара (флюида) составляют соответственно 420 кг/м³ и 229кг/м³. Для реальных газово-солевых растворов критическая температура повышена и составляет около 400⁰С, что соответствует фации зеленых сланцев. Рост метаморфических минералов с высокой (относительно глинистого субстрата) плотностью происходил в локальных зонах пониженного давления с участием вскипающей воды – пара (флюида), обогащенного легкими изотопами, входящими в состав воды (рис.1).

Это означает, что при метаморфизме глинистых толщ происходит фракционирование изотопов воды в локальных зонах парообразования при усадке породы за счет перекристаллизации. Этот факт указывает на участие газовой фазы, обогащенной легкими изотопами, при росте метаморфических минералов.

Легкий изотоп кислорода, согласно анализам метаморфических минералов, накапливается в новообразованных фазах, растущих из глинистого субстрата. Глинистые породы отличаются газонепроницаемостью и создают локальные «капсулы» вокруг метаморфических минералов. Большая скорость роста кристаллов ильменита, ставролита, корунда, дистена, граната, и других минералов способствует понижению локальных давлений вокруг новообразованных кристаллов, появлению градиентов давлений, вскипанию перегретой воды и накоплению минералообразующей флюидной фазы, обогащенной ^{16}O .

Раствор, обогащенный тяжелыми изотопами, концентрируется в зоне хрупких деформаций земной коры и принимает участие в образовании минералов гидротермальных жил. Как показали многочисленные исследования, эти минералы (турмалин, кварц, касситерит и др.) неизменно обогащены тяжелым изотопом ^{18}O , что заставляет связывать их генезис с магматическим флюидом [5].

Данная модель объясняет приуроченность низких значений $\delta^{18}\text{O}$ и D относительно SMOW к метаморфическим минералам высокобарических глиноземистых (первично глинистых) блоков земной коры, независимо от их возраста, наличия палеовулканических структур, палеоклимата, реликтового изотопного состава флюида и свидетельствует о глубинном вскипании растворов при усадке глинистых пород и едином механизме фракционирования изотопов при метаморфизме.

Литература

1. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Яковенко В.В. и др. Аномально легкий изотопный состав кислорода минералов корундоносных образований северной Карелии // Докл. РАН, 2008. Т.423. № 1. С. 85-88.
2. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В. И. и др. Новые данные по стабильным изотопам минералов корундоносных образований Северной Карелии (Россия) // Докл. РАН, 2011. Т.439. № 1. С. 95-98.
3. Избородин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. и др. Изотопные $\delta^{18}\text{O}$ и δD характеристики метаморфизованных высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья // Докл. ГЕОХИ РАН. Москва: Акварель, 2013. С. 157-160.
4. Яковенко В.В. Изотопно-геохимическая систематика корундов и их генезис // Автореф. Канд. дисс., Владивосток, 2013.
5. Sushchevskaya T.M., Ryzhenko B.N. and Bychkov A.J. Cassiterite deposition during mixing and boiling of hydrothermal fluids. Quadrennial IAGOD Symposium. Extended abstracts, CD, N56. Moscow. 2006.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ НЕКОТОРЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САХАЛИНА И КАМЧАТКИ

Шишов Е.П.

evgeny_shishov@vsegei.ru, ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия

За последние 25 лет использование молодых промышленных металлов, традиционно называемых «редкими», стремительно возросло, в т.ч. существенно вырос интерес к редкоземельным металлам. Рынок редких металлов за рубежом стремительно развивается, потребление некоторых редких металлов – стронция, циркония, редких земель – исчисляется сотнями тысяч тонн [2]. В этой связи важно выяснить особенности их содержания в геологических образованиях. Одним из крупнейших концентраторов редких и других элементов среди осадочных пород являются ископаемые угли, которые сами по себе являются ценным полезным ископаемым, а в совокупности с металлами представляют собой ценное комплексное сырье. Геохимия металлов в углях сложна вследствие многостадийной и многофакторной истории формирования угольных объектов, разнообразия составляющих уголь органических и минеральных веществ, сложности процессов взаимодействия металлов с органическим веществом углей в различных природных средах. Известно, что органическое вещество (ОВ) способно концентрировать металлы путем прямых химических взаимодействий, а ОВ углей выступать в качестве геохимического барьера для мигрирующих в растворах РМ. Современные аналитические методы существенно расширяют возможность изучения механизмов и форм локализации металлов в угольных месторождениях. Слабоизученными в отношении количественной оценки металлоносности оставались угольные месторождения Камчатки [3] и Сахалина.

Геологическая история угольных месторождений Сахалина и Камчатки имеет общие черты, что отразилось в одинаковом возрасте угленосных отложений (миоцен), схожести геологического строения изученных месторождений, марочного (Б, группы 2Б-3Б) и вещественного состава и свойств углей (мало и среднезольные, высококалорийные, с повышенным выходом летучих веществ, с повышенной сернистостью). Угли изученных месторождений обладают высокими теплотехническими свойствами и могут применяться в качестве топлива на котельных установках всех типов.

Изучение геохимических особенностей данных углей проведено по результатам масс-спектрометрического анализа более 150 проб углей и углистых пород, выполненного в ЦЛ ВСЕГЕИ. Пробы углей были отобраны непосредственно на угольных объектах и по дубликатам керновых проб в ходе проведения работ по объекту «Оценка новой нетрадиционной минерально-сырьевой базы редких металлов в металлоносных угольных месторождениях нераспределенного фонда недр Дальнего Востока», выполненного ВСЕГЕИ по государственному контракту с Дальнедра.

Положительная геохимическая специализация углей изученных месторождений представляет собой перечень элементов, с надкларковыми концентрациями [4]. Обработка аналитических данных показала, что металлы находятся в минимально-промышленных содержаниях в известных типах руд (германий) и в надкларковых (или повышенных) концентрациях. В углях Новиковского месторождения повышенными являются (здесь и далее – среднее содержание элемента в угле, либо золе в г/т): Y (75 в золе), Cr (804 в угле), W (59 в золе), Ni (56 в угле), Sb (3 в угле), Cs (16,8 в золе), Rb (120 в золе), Cu (31,1 в угле). Ряд элементов образует в углях Новиковского месторождения околоскларковые концентрации: Y, Be, Sc, Er, Eu, Co, Ge, V, Zn, Sr, Li, Sm, Dy, Nb, Ga, Zr, Pr, Yb, Tb, Ce.

В углях Корфского месторождения промышленных содержаний установлены Y, Pd, Yb: 302,4; 0,03 и 8,5 г/т соответственно. Повышенные содержания отмечены для Ag (0,4 в угле), V (442 в золе), Er (9 в золе), Sc (9 в угле), Cu (30 в угле). Околоскларковыми концентрациями характеризуются Eu, Zr, Co, Tb, Dy, Lu, Sm, Mo, Ho, Ni, Pr, Nd, Cr.

Следующие элементы в углях Эчваямского месторождения установлены в промышленных концентрациях: Li (75 в угле), Sc (28 в угле), Y (99 в золе), Yb (9 г/т в золе), Pd (0,01

в угле). Повышенными (надкларковыми) концентрациями выделяются Cu (97 в угле), Ge (12 в угле), V (417 в золе), Co (12 в угле), Ni (21 в угле), Pb (9 в угле), Er (10 в золе). Околокларковыми концентрациями характеризуются Eu, Zr, Co, Tb, Dy, Lu, Sm, Mo, Ho, Ni, Pr, Nd, Cr. Особого внимания заслуживает характер распределения редкоземельных металлов в эчаямских углях. Соотношение концентраций редких земель цериевой группы к редкоземельным металлам иттриевой группы (TR_{Ce}/TR_Y) составляет 0,6, что принципиально отличается от такого соотношения в подавляющем большинстве известных месторождений TR в России и мире (редкие земли иттриевой группы являются дефицитными) и соответствует ионно-адсорбционным рудам (месторождения Jiangxi и Guangdong в Китае).

Корреляционный анализ позволил установить общие для углей всех изученных месторождений значимые связи между содержанием элементов в углях и их зольностью. Положительная связь наблюдается у Li, Ni, Zn, Ag, Pb, что указывает на определяющую роль терригенной составляющей углей в распределении данных металлов. Отрицательная связь с зольностью выявлена у Be, Sc, Ga, Ge, Cu, Cs, Tb, Gd, Sm, Y, Er, Lu – т.е. эти металлы тесно связаны с органической частью углей.

Факторный анализ выявил два фактора, называемые в литературе «зольным» (фактор 1) и «мацеральным» (фактор 2). Наивысшие положительные нагрузки «зольного» фактора установлены для Li, отрицательные – для Be, Y, Er, Lu. Наивысшие факторные нагрузки «мацерального» фактора связаны с Ge и Sc. Статистическая обработка данных позволяет сделать вывод о том, что многие редкие и редкоземельные металлы в углях изученных месторождений тесно связаны с органической частью углей. Такие элементы, как Ge, Sc, а также лантаноиды имеют тенденцию накапливаться в органическом веществе углей.

Проведенные исследования по угольным объектам Сахалина и Камчатского края свидетельствуют об их высоком редкометалльном потенциале. Возможности и **перспективы промышленного извлечения** ряда металлов из углей и золы углей, а также опубликованные **результаты геолого-экономической оценки** этих месторождений [1], свидетельствующие о том, что организация попутного извлечения редких и ценных металлов из углей металллоносных угольных месторождений **существенно повышает экономическую эффективность их разработки**, делают очевидной целесообразность рассмотрения этих угольных месторождений, находящихся в нераспределенном фонде недр, как комплексных месторождений нового типа – **редкометалльно-угольных**, а не только как сырьевых источников угля. Особый интерес представляют Sc, как металл, не имеющий собственных промышленных месторождений, и редкие земли, которые, что было установлено, проявляют себя как углефильные элементы, обладая в угольном веществе несвойственным для большинства традиционных руд распределением.

Литература

1. Неженский И.А., Вялов В.И., Мирхалевская Н.В., Шишов Е.П. Экономические показатели возможных вариантов разработки редкометалльно-угольных месторождений нераспределенного фонда недр Дальнего Востока // Регион. геология и металлогения. 2014. № 57. С. 95–101.
2. Редкие металлы на мировом рынке. Кн. 1. Металлы, имеющие собственные месторождения: бериллий, германий, литий, ниобий, редкоземельные металлы, стронций, тантал, цезий, цирконий// М.: ИМГРЭ, 2008. 197 с.
3. Шишов Е.П., Богомолов А.Х. Многоэлементная металллоносность Корфского и Эчаямского бурогоугольных месторождений (Камчатка)// Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6.
4. Ketris M.P., Yudovich Y.E. Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // Int. J. Coal Geol. 2009. Vol. 78. P. 135–148.

ИСТОРИЧЕСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА И ЗОЛОТА НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА

Шумилин М.В.

shumilin.zbk@gmail.com, Москва, Россия

Уран и золото являются одними из наиболее востребованных человечеством и одновременно редких в природе металлов. Их геохимические свойства различны, однако в глобальном масштабе проявляется определенная связь этих элементов, выражающаяся в частом развитии их месторождений в пределах одних и тех же геологических областей, а также в существовании комплексных, золото-урановых месторождений. Ряд крупнейших месторождений обеих этих металлов известен на Североамериканском континенте.

Древнейшие совместные концентрации урана и золота на Земле представлены кварцево-галечными, пиритсодержащими конгломератами, датируемыми археем – ранним протерозоем.

Останцы таких конгломератов в наибольшем числе (7) известны на континенте Северной Америки. В провинциях Онтарио и Квебек Канаде они содержат только уран, провинции Нунавут – только золото. В прочих районах Канады и в США (Ю. Дакота, Вайоминг) – содержание обоих металлов находится на уровне, лишь незначительно превышающем кларки. Однако в Южной Африке и Бразилии известны такие конгломераты с комплексной золото-урановой минерализацией.

Генезис концентраций урана и золота в таких конгломератах, да и генезис самих конгломератов, остаются дискуссионными. Обсуждаются две основные модели: палеороссыпная и гидротермальная. Исследования последних лет свидетельствуют в пользу россыпной модели, связывая образование конгломератов с эпохой окончания глобального оледенения Земли в архее-раннем протерозое.

Положение пояса конгломератов реконструируется нами с учетом общего простирания древнейших формаций Канадского щита и их нарушенности зонами гудзонского орогенеза по данным работ Роско и Петерсона и др. Этот пояс рисуется в виде сложной петли, пересекающей щит в его современных очертаниях, по крайней мере, трижды.

Своими флангами этот пояс упирается в срезающие его орогены Кордильер (на западе) и Атлантики (на востоке).

Золоторудные месторождения Северной Америки представлены «доконгломератовыми» (Хемло, Поркьюпайн, Йеллоуэиф), конгломератовыми (Матрикс), протерозойскими «постконгломератовыми» (Хоумстейк-Мидоубэнк) и позднемезозойскими образованиями (Аляска, Невада, Калифорния).

Урановые – только «конгломератовыми» (Эллот, Эплл) и «постконгломератовыми». Однако последние более многочисленны и разнообразны по типам, чем золоторудные. При этом, если золоторудные объекты проявляются исключительно с гудзонским (первым «постконгломератовым») орогенным циклом, то урановые, как с гудзонским (Биверлодж, Мишлен), так и последующими циклами в течение всего протерозоя (группа Атабаска, Киггавик, Эльдорадо и др.), мезозоя (Колорадо) и кайнозоя (Вайоминг).

При этом *все «постконгломератовые» месторождения обоих металлов появляются исключительно в зонах, наследующих положение фрагментов пояса QPC (протерозойские) или в узлах пересечения этого пояса орогеном Кордильер (мезо-кайнозойские).*

Однако в масштабе отдельных провинций золоторудные и урановые месторождения остаются *пространственно обособленными и разобщенными во времени.*

При этом в течение всей «постконгломератовой» истории золоторудные и урановые месторождения *чередуются во времени, образуя свои, не совпадающие временные ряды.*

Временной ряд месторождений золота начинается с месторождений зеленокаменных поясов (3-2,9 млрд лет) и последовательно наращивается месторождениями конгломератового типа, жильными типа Хоумстейк (1700 млн лет) и, наконец, эпитермальными жилами Аляски (104-90 млн лет) и Калифорнии – Невады (40-16 млн лет).

Временной ряд урана начинается с конгломератов (Эллиот) и последовательно наращивается месторождениями типа Мишлен (1800 млн. лет), типа «несогласия» (1600-1300 млн лет), песчаниковыми пластовыми (180-140 млн. лет), жильными (70-50 и 13 млн лет) и, наконец, ролловыми (5-3 млн лет).

Совместное накопление золота и урана практически ограничивается месторождениями конгломератового типа, однако эти металлы и в данной формации отнюдь не всегда сопутствуют друг другу.

Дальнейшая их судьба, как правило, различна.

Однако, представляется, что именно конгломератовая формация могла явиться начальным «депо», служившим источником обоих металлов на протяжении всей последующей геологической истории, обуславливая пространственную ассоциацию их более молодых месторождений.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ УЗЛОВ НА ПРИМЕРЕ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Гонгальский Б.И., Павлович Г.Д., Петров А.В.
brgon@mail.ru, ИГЕМ РАН, Москва, Россия

В Удокан-Чинейском рудном районе известны четыре рудных узла: *Намингинский* с магматическими месторождениями Чинейского массива, гидротермальными Правоингамитским и Сакинским и др., Удоканским месторождением медистых песчаников; *Ункурский* с медно-никелевыми рудопроявлениями Луктурского массива, жильными и вкрапленными рудами Ункурского месторождения. Меньшей степенью изученности характеризуются *Икабья-Читкандинский* рудный узел с месторождениями Красное и многочисленными рудопроявлениями и рудный узел с месторождениями Бурпала, Медведь и др. (Геологическое ..., 2002).

Месторождения и рудопроявления меди в песчаниках удоканской серии располагаются на разных стратиграфических уровнях: от нижних ее горизонтов до верхних частей (Архангельская и др., 2004). В определенной мере это свидетельствует о длительности и периодичности процесса рудообразования, отвечающему крупному этапу формирования мощных терригенно-осадочных толщ. К самым глубоким уровням – александровской и читкандинской свитам – приурочены рудопроявления Озеро Медное, Кукугунда и месторождения Красное, Правый Ингамит соответственно. Однако большая часть запасов меди этого генетического типа локализована в отложениях сакуканской свиты, кварцполевошпатовых, реже, существенно кварцевых песчаниках (Удоканское. Сакунское, Ункурское и Бурпалинское месторождения).

Среди месторождений и рудопроявлений Чинейского расслоенного анортозит-габброноритового массива известен широчайший спектр промышленных концентраций металлов (Fe-Ti-V – Магнитное, Этырко; Ni-Cu с Ag-Au-Pt-Pd – Рудное, Верхнечинейское, Сквозное, Контактное; U-REE – Гудымовское, Базальтовое; Pb-Zn – в центре массива). В строении массива установлены разновозрастные породы (Гонгальский, 2012): для краевых частей массива: 1,88 млрд. лет – Ag-Ag изотопная система; 1,867 млрд. лет -U-Pb изотопная система (и для центральной части – 1,85 млрд. лет – Sm-Nd изотопная система. 2-й этап формирования массива связан с кристаллизацией высокотитанистых магм (1,858 млрд. лет), 3-й – низкотитанистых. Те и другие характеризуются разноранговой ритмичностью с единой направленностью кристаллизации от мафических (оливин, пироксены) к силикатным силикатам (плагиоклаз). Заключительный этап представлен флюидно-магматическими брекчиями, с которыми ассоциируют сульфидные руды. Породы 2-и 3 этапов характеризуются разноранговым ритмическим строением и подразделяются на микроритмы, ритмы, макроритмы и серии.

Сульфидные рудные тела магматического этапа сконцентрированы в приконтактной части массива как в зоне эндоконтакта, так и экзоконтакта. Линзы сплошных халькопиритовых руд залегают в зоне ближнего экзоконтакта и кристаллизовались из сульфидного расплава, полученного в результате ликвации флюидно-силикатно-рудных остаточных расплавов. Высокая концентрация флюидов в последних снижала температуру кристаллизации, способствовала перемещению его в ранее закристаллизованные породы 1 и 2 группы (зоны сульфидной вкрапленности в породах титаномагнетит-габбровой и лейкогаббровой серий). Происходило рудоотложение в зоне контакта габброидов с вмещающими породами. Отделившиеся от интрузии пневмато-гидротермальные флюиды, смешиваясь с флюидной фазой осадочных пород, образовывали гидротермальные системы с образованием пневмато-гидротермальных или гидрогенных месторождений в обрамлении расслоенных массивов.

Изучение гравитационных и магнитных полей, 3D-моделирование в пределах Удокан-Чинейского района (автор программного комплекса CosCAD 3D Петров А.В. МГГРИ-РГГРУ) показывает присутствие крупных аномалий гравитационных и магнитных масс,

определяющих границы Намингинского и Ункурского рудных узлов. Геофизические поля в районе Удоканского и Чинейских месторождений подтверждают наши предположения (Гонгальский, 2012) о более крупном, чем Чинейский массив, Майлавском плутоне, в котором могут присутствовать ультраосновные породы. Аномалии по геофизическим данным прослеживаются на глубину более 20 км и занимают площади на порядок большие, чем собственно Чинейский массив. Фракционирование магм столь крупного объема сопровождалось формированием крупных концентраций многих элементов во время кристаллизации (ранне- и позднемагматических месторождений Магнитное и Этырко). После завершения кристаллизации главных породообразующих минералов с образованием силикатно-флюидно-рудных остаточных расплавов-растворов происходило их расщепление, на силикатные, сульфидные остаточные расплавы и образование флюидных систем, о чем свидетельствует сульфидная минерализация в ранее закристаллизованных магматических породах и осадочных вмещающих породах. Наблюдаемое концентрирование минералов содержащих летучие, редкие и радиоактивные элементы и метасоматические изменения осадочных (альбитизация) и магматических (пропилитизация) пород может быть обусловлено поступающими флюидами из ниже расположенной магматической камеры при снижении уровня кристаллизации рудно-магматической системы.

К основным особенностям строения удоканского комплекса терригенных пород можно отнести: 1) дискретное залегание сульфидных руд на горизонтах от читкандинского до сакуканского уровней, 2) широкий спектр сульфидных и оксидных минералов в рудах (Fe, Cu, S, Ag, Au, U, REE и др.), 3) значительные отличия минеральных составов руд и изотопов серы собственно Удоканского и других месторождений (Гонгальский, 2012), относимых к его сателлитам (Правоингамакитское, Сакинское, Клюквенное, Ункур, Красное, Бурпала и др.), 7) высокие концентрации серебра и золота в рудах Правоингамакитского, Красного, Ункурского месторождений в отличие от Удоканского, 8) наряду с стратиформными формами залегания рудных залежей, распространены также субсогласные с осадочными текстурами и секущие жильные образования, 8) получило широкое распространение зон брекчирования с сульфидным цементом.

Перечисленные особенности строения рудных тел в осадочных породах Удокан-Чинейского рудного района сходны с описанием многочисленных рудных систем классифицируемых в настоящее время как железо-оксидные медно-золотых (IOCG) месторождений (Porter, 2010). Месторождения этого семейства (Williams e.a., 2005) встречаются в широком диапазоне различных вмещающих пород. Последние могут быть в целом одновозрастными с рудами (например, Олимпик-Дэм, Канделария-Пунта-дель-Кобре, Рауль-Кондестебл), в других случаях значительно предшествуют минерализации, а рудообразование представляет самостоятельный этап (Салобо, Эрнест Генри).

Литература

1. Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождение Читинской области России. Чита. 2004. 520 с.
2. Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ. Чита. 2002. 63
3. Гонгальский Б.И. Протерозойская металлогения Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье). Автореф. докт. диссертации. М., ИГЕМ РАН. 2012. 43 с.
4. Porter. T. M.. The Carrapateena Iron Oxide Copper Gold Deposit. Gawler Craton. South Australia: A Review. in Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective and Advances in the Understanding of IOCG Deposits. Adelaide. PGC Publishing. vol. 3. 2010. pp. 191–200.
5. Williams. P.. Kendrick. M.. Roberto. X.. Sources of Ore Fluid Components in IOCG Deposits. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective. Advances in the Understanding of IOCG Deposits. Adelaide: PGC Publishing. 2010. vol. 3. pp. 107–116.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА РЕСУРСОВ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Котельников А.Е., Дьяконов В.В., Усова В.М.

mdf.rudn@mail.ru, Российский Университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия

Проведение палеовулканических реконструкций с прогнозной оценки ресурсов эндогенного оруденения следует считать актуальным для территорий, в которые сложены продуктами магматической деятельности.

Модель палеовулканического сооружения, созданная нами, и основанная на многолетних научно-практических исследованиях по территориям Полярного, Северного, Южного Урала, Кавказа, Чукотки, Горной Шории, Казахстана рассмотрена в ряде ранее опубликованных работ [1-3, 6 и др.]. Кратко можно сказать, что палеовулканическое сооружение сложено пирокластическими, лавовыми и вулканогенно-осадочными, осадочными и интрузивными породами. Сочетания пород образуют фации. Каждая из фаций занимает свое пространственное положение и накапливается на всем временном интервале развития сооружения. Выделяются фации: жерловая; склоновая; удаленная; поствулканическая (интрузивная). Сооружения формируются в 3 этапа. На первом этапе формируется щитовой вулкан базальтового, базальт-андезитового состава. На втором этапе формируется стратовулкан, сложенный кислыми дифференциатами. Формирование стратовулкана связано с тем же подводным каналом. На щитовом вулкане надстраивается стратовулкан, что связано с изменением химического состава магмы на значительном временном интервале (более 100 млн. лет). Первый и второй этапы характеризуют эффузивный период развития сооружения. Третий этап характеризует поствулканический период развития, в котором происходит внедрение интрузивных тел (лополиты, лакколлиты и т.д.).

Наиболее перспективными для поисков эндогенного оруденения цветных и благородных металлов являются следующие зоны палеовулканического сооружения [2, 5, 6]:

1. Зоны, сложенные жерловой и прижерловой фациями, с многочисленными субвулканическими телами и некками в центральной кальдере и по ее периферии. Можно ожидать от мелких до уникальных месторождений.

2. Апикальные части слабо эродированных интрузивных массивов. Можно ожидать от мелких до уникальных месторождений.

3. Паразитические жерла, зоны сопряжения кольцевых и радиальных разломов и т.д. Можно ожидать средние и мелкие месторождения.

Нами был разработан алгоритм проведения палеовулканических реконструкций с прогнозной оценки ресурсов, который включает в себя 3 этапа:

1 этап. Палеовулканическая реконструкция территории.

- Дешифрирование спектрональных космических снимков (получение тектонической, литолого-петрографической и историко-географической информации);
- Анализ фондовых материалов (отчетов; геологических, геофизических карт; и т.д.) по изучаемой территории;
- Проведение специализированного палеовулканического картирования, включающего в себя серию геологических маршрутов, необходимых для выделения фациальных переходов.

2 этап. Выделение перспективных площадей

- Выделение перспективных площадей осуществляется на основе выявленных нами структурных условий локализации оруденения в палеовулканическом сооружении.
- 3 этап. Оценка перспективности участков.
- Оценка перспективности выделенных участков геохимическими (по первичным и вторичным ореолам, йодометрии), и геофизическими (магнито- и электроразведка) методами;
- Предварительная оценка ресурсов (по категории P₃);

- Разбраковка перспективных участков и составление рекомендаций для дальнейших работ (буровые и т.д.);
- Проведение буровых работ и оценка ресурсов (по категории P₂, P₁).

Основные результаты, которые могут быть получены:

- По 1 этапу создается карта палеовулканического сооружения.
- По 2 этапу создается карта перспективных площадей (Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Ag, и др.).
- По 3 этапу на основе геохимических и геофизических исследований создается карта перспективных участков с оценкой ресурсов по категории P₃; на основе проведения буровых работ осуществляется оценка ресурсов по категории P₁, P₂.

Следует отметить возможности и преимущества данной методики:

- Прогнозирование перспективных участков с минимальными затратами.
- Возможности проведения таких работ на территориях с естественной обнаженностью <30%, и развитой горнодобывающей инфраструктурой.
- Прогнозирование эндогенного оруденения до глубин 500 м (на основе йодометрии [4]).
- Высокая степень достоверности оценки ресурсного потенциала участков (категории P₃ + P₁, P₂).
- Получение результатов работ в оптимальные сроки – менее 3 лет (в зависимости от площади и доступности района работ).

Ориентировочная стоимость проведения работ:

1. Палеовулканическое картирование и выделение перспективных площадей (1 и 2 этапы)

Площадь 1-ого сооружения	~7 000-10 000 км ² (~ 120 км х 70 км)
Перспективные площади	от 100 до 150 км ² каждая площадь
Сроки выполнения работ:	6 – 12 мес.
Стоимость работ:	2,5 – 3,5 млн. руб.

2. Оценка перспективности участков (3 этап)

Площадь перспективных участков	от 10 до 20 км ² каждый участок
Сроки выполнения работ:	12 -24 мес. (3 – 6 участков)
Стоимость работ (без бурения):	4,5 – 10 млн. руб.

Литература

1. Дьяконов В.В. Медно-порфировые месторождения – условия локализации и поиска: Монография. – М.: РУДН, 2010. – 239 с.
2. Дьяконов В.В., Котельников А.Е., Котельников Е.Е. Золотопорфировое оруденение и его связь с палеовулканическими структурами. Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Инженерные исследования. 2011. № 1. С. 62-66.
3. Дьяконов В.В., Котельников А.Е., Котельников Е.Е., Петров А.С. Выделение перспективных площадей и их оценка на основе уникального комплекса методов. // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Инженерные исследования. 2012. № 2. С. 102-106.
4. Дьяконов В.В., Котельников А.Е., Марков В.Е., Котельников Е.Е., Жорж Н.В. Йодометрия при поисках эндогенных месторождений. Вестник РУДН. Инженерные исследования. – 2013. – №3. – С. 50-58.
5. Котельников А.Е., Дьяконов В.В., Жорж Н.В. Палеовулканы и эндогенное оруденение (на примере Урала) // Международная научно-практическая конференция молодых ученых и студ. – Екатеринбург, 2009. – С. 45-47.
6. Котельников Е.Е., Дьяконов В.В., Котельников А.Е. Геолого-геофизическая модель девонской рудоносной палеовулканической структуры юга Горной Шории. Разведка и охрана недр. 2010. № 2. С. 29-32.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И ТЕМПЕРАТУР УГЛЕКИСЛЫХ РАСТВОРОВ, ФОРМИРОВАВШИХ ПРОЖИЛКОВЫЕ КАЛЬЦИТЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ, ВМЕЩАЮЩИХ КИМБЕРЛИТОВЫЕ ДАЙКИ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ

Игнатов П.А., Морозова К.А.

petrignatov@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. С.Орджоникидзе, Москва, Россия

В кимберлитах и вмещающих их терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя Накынского поля широко распространены кальциты и доломиты гидротермального происхождения [1, 2 и др.]. Они являются наиболее распространенными минералами, фиксирующими все этапы и особенности формирования и изменения, как вмещающих осадочных толщ, так и кимберлитов. Кальциты, как правило, встречаются в виде прожилков собственно кальцита, либо в ассоциации с пиритом, выполняют тектонические трещины и различные полости, как во вмещающих осадочных породах нижнего палеозоя, так и в силлах и дайках траппов, эруптивных брекчиях базитов и кимберлитах. Кальциты являются полигенными и полистадийными, что предполагает и разные источники CO_2 и воды для их образования, что подтверждено по анализу изотопного состава углерода и кислорода [3, 4, 6].

По данным многих исследований [1, 19, 11, 12 и др.] источниками CO_2 могут служить различные газы: мантийные; магм, сформировавших силлы и дайки траппов; флюидизированных магм кимберлитов; флюидизированной магмы, сформировавшей эруптивные брекчии базитов; термического разложения карбонатов; гидролиза карбонатов; окисления органического вещества; разложения карбонатов осадочной толщи при поступлении сульфатно-хлоридных рассолов. Источниками воды для образования гидротермальных кальцитов могут быть формационные и метеорные подземные воды, а также пар и конденсационная вода, образующиеся при фреатических взрывах. Основное различие между источниками воды заключается в их природной минерализации.

Для выяснения условий образования кальцитов была собрана коллекция прожилковых кальцитов из осадочных пород нижнего палеозоя из экзоконтактового пространства дайкообразных кимберлитов месторождения Майское и кимберлитовых жил рудопроявления Озерное и ряда поисковых скважин. Исследованы 20 образцов кальцитов из около кимберлитового пространства и 5 из других участков Накынского поля. По этим образцам проведены термо- и криометрические исследования включений в кальцитах. Аналитические работы выполнены по стандартным методикам главным образом в лаборатории ИГЕМ РАН (аналитики Клубникин Г.К., Иванченко М.М) и, частично, в лаборатории МГРИ-РГГРУ. Флюидные включения исследовались в пластинках толщиной 0,5-0,7 мм, отполированных с двух сторон. При визуальном исследовании под микроскопом в кальците были обнаружены флюидные включения размером от 5 до 30 мкм. Всего получены данные по 175 замерам по газовой-жидким включениям во вторичных кальцитах.

В них установлены низкие, средние, высокие температуры гомогенизации по первично-вторичным, вторичным и псевдвторичным включениям. Разброс по температуре гомогенизации газожидких включений довольно велик от 90 до 360⁰С. Это подтверждает полистадийность минералообразования. По параметрам газожидких включений кальциты из околокимберлитового пространства отличаются от таковых из поисковых участков двумя характеристиками. Во-первых, присутствием высокотемпературных (300-360⁰С) включений, что указывает на участие постмагматических гидротерм, связанных с траппами, кимберлитами, дайками и эруптивными брекчиями базальтоидов. Совмещение в пространстве проявлений разновозрастного магматизма характерно для Накынского поля в целом и для участков алмазоносных кимберлитов, в частности [4, 5]. Во-вторых, присутствием включений с большим разбросом температур гомогенизации и разной минерализации

растворов, что отражает телескопирование разных условий гидротермального образования кальцитов.

Наиболее интересные результаты получены по представительным выборкам, включавшим более 20 измерений температур гомогенизации и плотности растворов. Они встречены во включениях из одной или двух сближенных на метры до 15 м проб, отобранных из одной или рядом стоящих скважин. по участкам Майского месторождения и Озерного рудопроявления. По таким выборкам установлены два противоположных тренда: падение минерализации с ростом температуры гомогенизации более 200⁰С; увеличение минерализации при росте температуры гомогенизации от 90⁰С. Первый тренд может отражать опреснение гидротерм, обусловленное участием водяного пара, формирующегося из диссоциата (Н⁺ – ОН⁻), формирующимся над флюидизированной магмой при фреатическом взрыве, как предполагают [9], сопровождавшем становление кимберлитов. Противоположный тренд следует считать отражением подтока горячих глубинных более минерализованных формационных вод с последующим участием опресненных метеорных вод при остывании углекислых газогидротерм [4].

Литература

1. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. Недра 1990. 480 с.
2. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: ООО Недра Бизнес-центр. 2000. 538 с.
3. Игнатов П.А., Ильин О.В., Штейн Я.И. и др. Изотопный состав углерода и кислорода в прожилковых кальцитах из нижнепалеозойских толщ Якутии, вмещающих кимберлитовые трубки // Геология и разведка. 1998. № 4. С. 46 – 54.
4. Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов В.Н., Килижеков О.К., Ковальчук О.Е., Лисковая Л.В. Источники гидротермальных растворов, сопровождавших внедрение кимберлитов Накынского поля Якутии. В сб. Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений. М., ИГЕМ РАН, 2013. С. 130.
5. Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К. Возможности локального прогноза кимберлитов и их кустов по косвенным признакам при поисках на закрытых территориях на примере Накынского поля Якутии. // Руды и металлы. № 5. 2013. с. 34-41.
6. Игнатов П.А., Шмонов А.М., Новиков К.В., Кряжев С.Г., Рассулов В.А, Ковальчук О.Е.. Люминесцентные и изотопные характеристики гидротермальных кальцитов в Накынском кимберлитовом поле Якутии. В сб. Молодые – наукам о Земле. М. МГРИ-РГГРУ. 2014. С. 80-82.
7. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Яныгин Ю.Т, Черный С.Д. Новые приемы оценки локальных площадей на коренные алмазные месторождения // Руды и металлы № 5. 2001. С. 43-51.
8. Лисковая Л.В., Игнатов П.А., Ковальчук О.Е., Еремеев Р.В. Сравнение карбонатов основной массы кимберлитов Якутии и вмещающих пород (на примере Накынского кимберлитового поля). . Известия вузов. Геология и разведка. № 1. 2013. С. 22-29.
9. Махоткин И., Роби Д., Курсзлаукис С., Валуев Е., Пылаев Н. Возраст и модель образования трубок Ломоносовского месторождения алмазов. Архангельская область, Северо-Запад России // Тр. конференции «MINEX FORUM Северо-Запад 2007». Петрозаводск, 2007. С. 32-39.
10. Портнов А.М. Общая геохимия. Учебное пособие. М. МГРИ-РГГРУ. 2014. 90 с.
11. Соколов В.А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М: Недра. 1966. 304 с.
12. Фролов А.А, Толстов А.В., Лапин А.В., Белов С.В., Бурмистров А.А., Зинчук Н.Н. Карбонатиты и кимберлиты НИА-Природа, Москва, 2005 г., 540 стр., ISBN: 5-7844-0112-2.

ПРОЖИЛКОВОЕ ОСВЕТЛЕНИЕ В КРАСНОЦВЕТНЫХ ПОРОДАХ КЕМБРИЯ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ

¹Игнатов П.А., ¹Зарипов Н.Р., ¹Новиков К.В., ¹Шмонов А.М.,
²Лисковая Л.В.

petrignatov@gmail.com, ¹Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

²НИГП АК АЛРОСА, г. Мирный, Россия

Выявление новых признаков кимберлитовмещающих структур является важным условием при локальном прогнозе и поисках коренных месторождений алмазов на закрытых территориях. В число обнаруженных предположительно синкимберлитовых минеральных новообразований в рудовмещающей толще кембрия входит прожилковое осветление красноцветных пород [Игнатов и др., 2007].

При изучении красноцветной толщи верхнего кембрия в Мало-Ботуобинском и Средне-Мархинском алмазоносных районах Якутской провинции часто рядом с кимберлитовыми телами наблюдается яркое секущее и субпослойное осветление. Для выяснения происхождения этих новообразований изучены их текстурно-структурные характеристики, элементный и минеральный состав.

На данный момент фактический материал включает результаты: рентгенофлюоресцентных анализов 12 мономинеральных проб прожилкового и субпослойного осветления и красноцветных пород, непосредственно контактирующих с прожилками; рентгенофазового анализа 6 проб; петрографических исследований трех прозрачных шлифов; рентгенофлюоресцентного анализа по порядку 40 пробам, отобраным из вмещающих кембрийско-ордовикских пород. Пробы отобраны из керна поисковых и разведочных скважин, пройденных в центральной части Накынского алмазоносного поля Средне-Мархинского района Якутии.

Нижнепалеозойские осадочные толщи, вмещающие алмазоносные кимберлитовые трубки и дайки Накынского и большей части Мирнинского кимберлитовых полей, представлены породами терригенно-карбонатной формации кембрийского и ордовикского возрастов. Они перекрываются мезозой-кайнозойскими образованиями триасовой, юрской, меловой и четвертичной систем мощностью от 40 до 100 м и более.

В разрезе кембрийских алевритисто-глинисто-карбонатных отложений выделяются красноцветные толщи. В них известняки и доломиты имеют серый, белесый или зеленовато-серый цвет. Красноцветная окраска больше присуща терригенным и терригенно-карбонатным породам, которые макроскопически выглядят как алевролиты или мергели. Под микроскопом определяются как глинисто-алевритистые известковистые доломиты или глинисто-доломитистые алевролиты. В них окислы и гидроокислы железа обволакивают и цементируют обломочную часть и кристаллы карбонатов. Это наблюдается в прозрачных шлифах и находит подтверждение в результатах рентгенофлюоресцентного анализа. По ним в красноцветных породах, относительно сероцветных содержание железа превышено в несколько раз. Послойное распределение гидроксидов железа, вкраплено-цементные структуры, катуны красноцветных аргиллитов, участие красноцветных слоев в текстурах взмучивания указывают на седименто-диагенетическое происхождение окислов железа.

В данных красноцветных толщах широко распространено субпослойное осветление, вероятно, связанное с процессами катагенетического оглеения, в целом свойственного любому красноцветным толщам [Борисенко, 1980; Перельман, 1972].

В околокимберлитовом пространстве на расстоянии приблизительно до трех диаметров трубок или мощностей даек выделяется прожилковое осветление. Эндогенное происхождение таких прожилков обосновывается их морфологией, химическим и минеральным составом.

Прожилковое осветление встречается в виде отдельных прожилков мощностью до первых сантиметров, систем пересекающихся прожилков, имеет ветвистую форму, развива-

ется по мелким нитевидным трещинам. Мощность и количество прожилков заметно уменьшаются при отдалении от кимберлитового тела. Осветление с наибольшей интенсивностью в виде густых сетчатых образований наблюдается в красноцветных ксенолитах нижнепалеозойских пород, локализованных внутри кимберлитовых брекчий. Это подтверждает прямую связь данных образований с проявлениями магматизма.

В отличие от карбонатных первично сероцветных пород, содержание минералов и ряда элементов в осветленных прожилках и в красноцветных вмещающих породах почти сопоставимо. Существенно уменьшается только содержание железа в осветленной части породы. В меньшей мере снижается содержание кремнезема в осветленных породах, что подтверждается коррозией доломитом песчаных и алевритовых зерен кварца, наблюдаемой в шлифах.

По данным рентгенофазового анализа в прожилках осветления установлен минерал-индикатор кимберлитов – серпентин. Из 6 проб, отобранных с целью выявления отличительных признаков эндогенного осветления, в 4 прожилках зафиксирован данный минерал, а в двух других пробах, отобранных не из прожилкового осветления, серпентин отсутствует, а на его месте выявлены минералы группы смектитов.

При изучении газового состава нижнепалеозойских пород скважины глубиной 470 м, в одной из 80 проб, расположенной в зоне прожилкового осветления установлены самые высокие содержания воды, что не характерно для катагенетического (экзогенного) осветления. Поскольку данный тип осветления характеризуется увеличением дисперсности, уменьшением пористости и водопроницаемости [Борисенко, 1980].

Следует отметить присутствие в прожилковом осветлении и в ближайшем экзоконтакте талассофильного рассеянного элемента брома, установленного по рентгенофлюоресцентному анализу (аналитик М. Ю. Гурвич, лаборатория МГРИ-РГГРУ). Это подразумевает участие формационных соленых вод. Бром, вероятно, маркирует кимберлитовый флюидный магматизм или особый вулканизм по В.А.Милашеву [Милашев, 1990]. При этом в ультраосновных породах брома особенно мало, а его первоисточником считается вулканизм [Перельман, 1980].

Таким образом, получены вещественные доказательства эндогенной флюидно-магматической природы прожилкового осветления.

Литература

1. Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука. 1980. 164 с.
2. Игнатов П.А., Гунин А.П., Новиков К.В., Зарипов Н.Р. Прожилково-послойное осветление как индикатор околотрубочного пространства кимберлитов // Материалы 10 Международной молодежной научной школы "Проблемы освоения недр в XXI веке глазами молодых". 2013. С. 34-37.
3. Игнатов П.А., Новиков К.В., Васильев И.Д. Отчет по теме «Изучение структуры потенциальных кимберлитовых полей на основе анализа нарушений в раннепалеозойских осадочных толщах». Мирный. Фонды НИГП. 2007.
4. Игнатов П.А., Новиков К.В., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К. Возможности локального прогноза кимберлитов и их кустов по косвенным признакам при поисках на закрытых территориях на примере Накынского поля Якутии. // Руды и металлы. № 5. 2013. с 34-41.
5. Милашев В.А. Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра. 1990. 167 с.
6. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
7. Портнов А.М. Общая геохимия. Учебное пособие. М. МГРИ-РГГРУ. 2014. 90 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ МЕДИ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА

Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А., Шестакова Т.В., Олейникова О.В.

tanya_lubkova@mail.ru, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Поиски по вторичным ореолам рассеяния являются одним из основных видов геологоразведочных работ, решающих в зависимости от детальности широкий круг задач – от выявления локальных перспективных площадей и проявлений полезных ископаемых с оценкой их прогнозных ресурсов до оконтуривания отдельных рудных тел.

Интерпретация результатов поисков, являющихся основой для дальнейшего планирования разведочных работ, невозможна без понимания и оценки механизмов формирования вторичных ореолов. В настоящее время является общепризнанным, что подвижность и распределение элементов обусловлены формами их нахождения в твердой фазе и параметрами среды. Основным средством изучения форм нахождения металлов в рыхлых отложениях является метод последовательных селективных экстракций. Его широкое распространение в отечественной и зарубежной практике связано с ограничениями использования методов прямого минералогического анализа в связи с высокой дисперсностью материала, относительно невысокими содержаниями рудных элементов и соответствующих им фаз, преобладанием безминеральных форм.

Несмотря на ряд различий в схемах экстракций [3], принципиально они направлены на последовательное выделение подвижных (обменных, слабо сорбированных, связанных с карбонатами), условно подвижных (закрепленных оксидами и гидроксидами железа и марганца (ферри-формы), связанных с органическим веществом) и остаточных (прочно связанных с кристаллической решеткой силикатов) форм металлов. Таким образом, проведение химического фракционирования позволяет охарактеризовать содержание наиболее подвижных форм элементов и основные сорбционные механизмы, определяющие перераспределение металлов в рыхлых отложениях, и оценить их вклад в формирование геохимических аномалий в заданных условиях.

Целью проведенных исследований являлось определение форм нахождения меди и выявление закономерностей их распределения в рыхлых отложениях Баимской рудной зоны (Западная Чукотка), где сосредоточены основные запасы руд месторождений медно-порфирирового типа в России (ресурсный потенциал рудной зоны составляет, по оценкам [2], не менее 28 млн. т меди, 1,8 тыс. т золота). Объектами исследований являлись рыхлые отложения месторождения Песчанка и рудопроявлений участков Находка и III Весенний Находкинского рудного поля.

Исследования форм нахождения меди проводилось для образцов, отобранных из бортов разведочных канав, вскрывающих на полную мощность медные штокверки участка Находка и месторождения Песчанка. Анализируемая выборка проб характеризует вторичные ореолы над рудными штокверками с богатыми и рядовыми борнит-халькопиритовыми и бедными халькопиритовыми рудами, а также над первичными ореолами. Для учета трансформации форм нахождения меди во вторичных ореолах в трансэлювиальных ландшафтах склонов и элювиально-аккумулятивных ландшафтах долин выборка была дополнена литохимическими пробами участка III Весенний, приуроченных к приводораздельным, средним и нижним пологим частям склонов и речных долин.

Основным инструментом определения форм нахождения меди являлся метод последовательных экстракций (по модифицированной схеме [4], выборочно по [1]) с аналитическим окончанием с использованием инверсионной вольтамперометрии и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Результаты фракционирования были дополнены данными рентгенофлуоресцентного анализа, рентгеновской дифракции, электронной микроскопии, потенциометрии и титрования.

Матрица рыхлых отложений представлена кварцем и полевыми шпатами (50-70%), глинистыми минералами (преимущественно иллитом, 15-30%), аморфными оксидами железа и ярозитом (<10%). Содержание органического вещества гумусового типа меняется от 0.1-0,3% в рыхлых отложениях над рудными штокверками до 1,5-3,5% в аккумулятивных частях вторичного ореола в нижней части склона. В условиях низких содержаний серы (0,0п-1,3%) органическое вещество в значительной степени определяет кислотно-основные условия среды ($4,4 \leq \text{pH} \leq 7,2$).

Концентрации меди варьируют от 0,8-1% в продуктах выветривания борнит-халькопиритовых руд месторождения Песчанка до 0,2-0,3% в рыхлых отложениях над штокверками с пирит-халькопиритовой минерализацией Находкинского рудного поля. На долю сульфидных форм меди, диагностируемых в виде единичных зерен в тяжелой фракции, приходится <15%, что свидетельствует о закономерном преобладании окисных соединений. Среди минеральных форм последних в развалах руд распространены азурит, брошантит, лангит, аморфные силикаты (хризоколла). В рыхлых отложениях гипергенные минералы меди определены единично в отмытом остатке и тяжелой фракции (следы); значительная часть меди, вероятно, находится в безминеральной форме.

По результатам анализа селективных экстракций установлено, что значительная часть меди во вторичных ореолах представлена ее подвижными и условно подвижными формами (в среднем 60%, до 90% в продуктах выветривания рядовых и богатых руд), соотношение которых закономерно меняется в ряду «вторичный ореол над рудным штокверком – шлейфовая часть ореола – аккумулятивная часть ореола».

При выветривании богатых борнит-халькопиритовых руд главной формой нахождения меди в рыхлых отложениях является подвижная (30-55% от вала), что обусловлено в первую очередь растворением собственных минеральных фаз (карбонаты, основные сульфаты), а также обменной сорбцией на глинистых минералах. Доля ферри-форм варьирует в диапазоне 25-35%. В рыхлых отложениях над штокверками с пирит-халькопиритовой минерализацией формы, закрепленные оксидами и гидроксидами железа, резко преобладают среди подвижных и условно подвижных форм меди (25-50% от вала).

Шлейфовые части вторичных ореолов характеризуются сопоставимым вкладом форм, закрепленных оксидами и гидроксидами железа, подвижных и связанных с органическим веществом (в среднем по 20% от вала). В аккумулятивных частях вторичных ореолов преобладают формы, связанные с органическим веществом (30-40%).

Анализ распределения форм нахождения меди в ряду «вторичный ореол над рудным штокверком – шлейфовая часть ореола – аккумулятивная часть ореола» свидетельствует о закономерном возрастании роли органического вещества по сравнению с гидроксидами железа в накоплении металла.

Учитывая роль органического вещества в поведении меди, для отбраковки аномалий, представляющих собой аккумулятивные части вторичных ореолов, может проводиться нормирование валовых концентраций металла на содержание органического углерода. В качестве диагностического поискового признака также возможно использовать отношение условно подвижных форм меди, закрепленных оксидами и гидроксидами железа и связанных с органическим веществом.

Литература

1. Антропова Л.В., Недригайлова М.В., Журавлева А.З. Определение форм нахождения меди в горных породах. Методические указания ОНТИ ВИТР. Л., 1970, 28 с.
2. Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баимская рудная зона – кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России Экономика и управление, 2013, №6, с. 68-73.
3. Filgueiras, A.V., Lavilla, I., Bendicho C. Chemical sequential extraction for metal partitioning in environmental solid samples // J. Environ. Monitor. –2002. –№4. P. 823–857.
4. Tessier A., Campbell P., Bisson M. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Analytical Chemistry, 1979, V.51, N7, pp. 844-850.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПЕРСПЕКТИВНОГО УЧАСТКА ЮЖНЫЙ СРЕДНЕ-ИШИМБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ ЕНИСЕЙСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Мансуров Р.Х.

ginman81@bk.ru, Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), Москва, Россия

В рамках госконтракта ФГУП ЦНИГРИ проводит поисковые работы на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-терригенных комплексах в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади в центральной части Енисейской золоторудной провинции. По результатам работ, выполненным на настоящий момент, автором составлена предварительная прогнозно-поисковая модель золоторудной минерализации исследуемого объекта – перспективного участка Южный, на котором комплексом геологических, геохимических и геофизических методов поисков выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций. В ее пределах локализованы золотоносные минерализованные зоны. Основными элементами прогнозно-поисковой модели исследуемого объекта являются следующие:

1. Локализация в пологих частях крыльев складок, осложненных складчатостью более высоких порядков;

2. Позиция в узле пересечения разрывных нарушений нескольких направлений, в том числе являющихся опережающими к зоне Ишимбинского глубинного рудоконтролирующего разлома;

3. Пространственное удаление (>10 км) от крупных, выходящих на поверхность интрузивных гранитоидных массивов; предполагается наличие скрытых на глубине интрузивов;

4. Приуроченность к хлоритовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма; локализация в существенно карбонатного состава отложениях среднего рифея;

5. Продольные относительно складчатости штокверкоподобные рудные зоны (мощностью в первые сотни метров), сложенные окварцованными, бурошпатизированными породами, насыщенными разномощностными секущими и согласными жилами и прожилками кварцевого, серицит (мусковит)-анкерит-кварцевого составов с интенсивной вкрапленностью сульфидов (пирита, до 5-7% об. пор.) в околожильном пространстве; невысокие средние содержания золота;

6. Широкие выдержанные вторичные ореолы рассеяния золота (до 0,1 г/т); при этом, низкие содержания мышьяка в первичных и вторичных ореолах рассеяния – $\leq 0,001\%$ (возможно обусловленные низкой чувствительностью спектрального анализа);

7. Рудоконтролирующая зона рассланцевания и золотоносная минерализованная зона в ее пределах выражены в положительных аномалиях вызванной поляризации и низкого кажущегося сопротивления.

Проведенный сравнительный анализ с известными золоторудными месторождениями Енисейского кряжа показал, что на данном этапе исследований изучаемого объекта по ряду прогнозно-поисковых критериев и признаков наиболее близкими к нему можно считать месторождения Эльдorado, Васильевское, Советское и Боголюбовское. Следует отметить, что все эти месторождения локализируются в полосе динамического влияния Ишимбинского глубинного рудоконтролирующего разлома.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ РОССЫПНЫХ ИЛЬМЕНИТ-ЦИРКОНОВЫХ РОССЫПЕЙ АФРИКАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ МОЗАМБИКСКОГО ПРОЛИВА

Селиванов П.В., Бондаренко Н.В., Гвоздева И.А.

Россыпные прибрежно-морские ильменит-цирконовые месторождения и проявления вдоль побережья Мозамбикского пролива являются молодыми образованиями, сформировавшимися в позднечетвертичное и голоценовое время. Как правило, данные объекты характеризуются хорошей обнаженностью, с выходом рудных пластов на дневную поверхность, реже с незначительным перекрытием современными дюнами. Отмечается, что наиболее продуктивные горизонты, в большинстве случаев, залегают примерно на уровне грунтовых вод, ниже которого содержания полезных компонентов резко падают.

Продуктивные горизонты представлены песками преимущественно кварцевого состава с содержанием тяжелой фракции от долей процента до, в отдельных случаях, 90%. Тяжелая фракция состоит преимущественно из ильменита (в среднем 92%), циркона, рутила, эпидота, ставролита и минералов группы кианита, в отдельных случаях фиксируются высокие содержания граната, амфибола, сфена, а так же, практически всегда, присутствует монацит.

Промышленный интерес в тяжелых песках представляют окислы титана (ильменит и рутил), а так же циркон. По результатам многочисленных минералогических анализов выявлены корреляционная связь между этими тремя промышленными минералами и остальными минералами тяжелой фракции рудных песков. (табл 1.)

Табл 1. Корреляционная таблица для главных минералов месторождения Пибане

Минерал	тяжелые	легкие	рутил	циркон	кианит	монацит	ставролит	турмалин	эпидот	амфибол	Слюда	ильменит
тяжелые	1	-0,69	0,96	0,95	0,54	0,84	0,85	0,44	0,47	0	-0,2	1
легкие	-0,69	1	-0,7	-0,6	-0,3	-0,8	-0,7	-0,4	-0,4	0,02	0,08	-0,7
рутил	0,96	-0,7	1	0,92	0,53	0,82	0,84	0,46	0,48	-0,1	-0,2	0,95
циркон	0,95	-0,6	0,92	1	0,41	0,9	0,78	0,37	0,47	0	-0,2	0,94
кианит	0,54	-0,3	0,53	0,41	1	0,23	0,57	0,48	0,54	0,01	-0,2	0,52
монацит	0,84	-0,8	0,82	0,9	0,23	1	0,62	0,2	0,37	-0,1	-0,1	0,83
ставролит	0,85	-0,7	0,84	0,78	0,57	0,62	1	0,48	0,54	0	-0,2	0,84
турмалин	0,44	-0,4	0,46	0,37	0,48	0,2	0,48	1	0,5	0,02	-0,2	0,42
эпидот	0,47	-0,4	0,48	0,47	0,54	0,37	0,54	0,5	1	0,4	0	0,43
амфибол	-0,05	0,02	-0,1	0	0,01	-0,1	0	0,02	0,4	1	0,63	-0,1
Слюда	-0,19	0,08	-0,2	-0,2	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	0	0,63	1	-0,2
ильменит	0,998	-0,7	0,95	0,94	0,52	0,83	0,84	0,42	0,43	-0,1	-0,2	1

Установлено, что в основном, содержания ильменита, циркона и рутила между собой имеют сильные корреляционные связи, при этом отмечено наличие значимой положительной корреляции их содержаний с содержанием монацита. Таким образом, в природных концентратах ильменит-цирконового состава практически всегда присутствует монацит.

Следует отметить, присутствие в цирконе и особенно в монаците изоморфных примесей радиоактивных элементов: урана и тория (U,Th), вследствие чего данные минералы обладают естественной радиоактивностью. Радиационная активность песков напрямую зави-

сит от содержания в них тяжелой фракции, закономерно повышаясь при увеличении концентрации полезных компонентов и взаимосвязанного с ними монацита.

Наличие природного источника гамма-активности в продуктивных толщах рудных песков предопределяет возможность использование наземной радиометрической съемки, для поиска и первичного оконтуривания рудных залежей. Применение съемки в пешем варианте, с использованием сцинтилляционных радиометров СРП-68 и СРП-98, показало ее высокую эффективность. Так, на одном из объектов контуры положительной радиометрической аномалии с высокой точностью совпали с рудными контурами, определенными по результатам разведочного бурения. В дальнейшем пешие радиометрические маршруты совместно с геоморфологическими и геологическими наблюдениями использовались для экспрессной оценки новых территорий и выделению перспективных участков лицензионных площадей под разведочное бурение.

Благоприятным фактором, повышающим качество интерпретации результатов радиометрической съемки прибрежных территорий данного региона, является малое содержание в песках калиевых слюд и полевых шпатов, быстро разлагающихся в гумидном климате, что практически исключает радиационную активность легкой фракции, как следствие появление шумов связанных с ними.

Из нашей практики, данный метод наиболее эффективен для молодых, не погребенных прибрежно-морских россыпей в зоне развития гумидного климата, при съемке масштаба 1:10000 и 1:25000.

ЭТАЛОННЫЕ ПАРЫ: ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – РОССЫПЬ В ПРИАМУРСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Степанов В.А.

e-mail: vitstepanov@yandex.ru. Научно-исследовательский геотехнологический центр,
г. Петропавловск-Камчатский, Россия

Известно, что россыпи золота образуются главным образом за счет разрушения одного или нескольких золоторудных месторождений и рудопроявлений россыпеобразующих формаций (Шило, 2000). Для прогнозирования и поисков золоторудных месторождений наибольший интерес представляют случаи формирования россыпи за счет одного конкретного золоторудного месторождения. В этом случае основные параметры россыпи и типоморфные особенности самородного золота зависят от формационного типа, уровня эрозийного среза и характеристик самородного золота золоторудного месторождения. Наличие эталонной пары месторождение – россыпь позволяет решать и обратную задачу – определение параметров невыявленного коренного источника по основным характеристикам россыпи. Решение этой задачи представляет значительный интерес в рудно-россыпных провинциях подобных Приамурской с хорошо известными отработанными россыпями для прогнозирования новых месторождений рудного золота.

В докладе рассмотрены эталонные пары рудное месторождение – россыпь Приамурской золотоносной провинции (Степанов, Мельников, Вах и др., 2000), в которых россыпь сформирована за счет конкретных месторождений золото-серебряной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой или золото-полиметаллической формаций.

Первая пара: золото-серебряное месторождение Покровское – россыпь руч. Сергеевского. Покровское золото-серебряное месторождение среднее по запасам рудного золота. Оно представлено рудоносной залежью сложного строения среди гранитоидов и вулканитов раннемелового возраста. Руды представлены окварцованными и аргиллизированными вулканитами и гранитоидами с убогосульфидной золото-серебряной минерализацией. Среди рудных минералов, количество которых не превышает 1%, преобладает пирит, встречаются марказит, арсенопирит, сфалерит, галенит, антимонит, аргентит, гидроксиды железа и самородное золото. Золото тонкое, низкопробное (626-735‰). Месторождение отнесено к вулканогенной золото-серебряной формации. Россыпь руч. Сергеевского берет начало непосредственно от рудных тел Покровского месторождения. Россыпь небольшая, полностью отработанная. Из нее добыто 200кг золота. Золото в россыпи мелкое и весьма мелкое, дендритовидной и палочковидной формы. Проба его низкая (690-780‰). Минералами-спутниками золота в россыпи являются магнетит, лимонит, гематит, пирит, киноварь и барит.

Вторая пара: золото-сульфидно-кварцевое месторождение Пионер – россыпь р. Улунги. Месторождение Пионер крупное по запасам. Оно расположено среди гранитоидов раннего мела, прорывающих терригенные породы средне-позднеюрского возраста. Рудные тела представляют собой крутонаклонные линейные штокверки прожилково-сетчатого окварцевания и карбонатизации с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией. Количество сульфидов в рудах меняется от 2 до 8%. Из рудных минералов преобладают пирит и арсенопирит. Кроме того, отмечаются пирротин, магнетит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, висмутин, антимонит, сульфосоли свинца, меди, мышьяка, сурьмы, самородное золото, реже серебро, аргентит и акантит. Самородное золото образует микронные выделения и наночастицы в пирите прерудной стадии минерализации, но главным образом это мелкие выделения крючковатой, округлой и рисовидной формы. Проба его от 650 до 880‰ в рядовых рудах до 870-915‰ в богатых. Оруденение отнесено к золото-сульфидно-кварцевой формации. Широко развита зона окисления, мощностью от 10 до 220м. За счет размыва верхней окисленной части месторождения образована россыпь р. Улунги (район прииска Пионер). Россыпь отработана, из нее добыто 6600кг золота. Золото мелкое, комковидной и комковидно-кристаллической формы. Средняя проба его – 880‰,

при колебаниях от 800 до 965‰. Минералами спутниками золота в россыпи являются циркон, апатит, шеелит, галенит, пирит и киноварь.

Третья пара: золото-сульфидно-кварцевое месторождение Бамское – россыпь р. Чульбангро. Бамское месторождение является крупное по запасам и прогнозным ресурсам. Оно развито среди гнейсов и кристаллосланцев архейского возраста и гранитов раннего протерозоя. Рудными телами являются зоны прожилкового окварцевания и линейные минерализованные зоны динамометаморфизма, реже карбонатно-кварцевые жилы, сосредоточенные в зоне Бамского сброса. Руды от мало до умеренно сульфидных. В составе нерудных компонентов преобладают кварц (иногда халцедоновидный), карбонаты, серицит, отмечаются барит и флюорит. Среди рудных минералов, количество которых меняется от 1-5 до 10%, широко развиты пирит, халькопирит, галенит и золото. Реже встречаются блеклая руда, сфалерит, шеелит, гессит, матильдит, акантит и петцит. Золото тонкое и дисперсное. Проба его варьирует от 730 до 952‰. Месторождение отнесено к золото-сульфидно-кварцевой формации. Россыпь руч Чульбангро берет начало непосредственно от рудных тел Бамского месторождения. Россыпь небольшая, не обрабатывалась. Золото мелкое, пластинчатой, комковатой и крючковатой формы. Средняя проба его равна 850‰.

Четвертая пара: золото-кварцевое месторождение Токур – россыпь руч. Бол. Токур. Месторождение Токур является средним по запасам рудного золота, в настоящее время в значительной степени отработанное. Оно располагается среди терригенных толщ позднего палеозоя, прорванных дайками мелового возраста. Рудные тела представлены кварцевыми жилами. Они имеют брекчиевую, полосчатую или сетчатую структуру и сложены кварцем с примесью адюляра, кальцита, анкерита, серицита и хлорита. Из рудных минералов, количество которых не превышает 1-3%, присутствуют арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит и самородное золото. Реже встречаются шеелит, рутил, халькопирит, марказит, блеклые руды, антимонит и кюстелит. Самородное золото в основном мелкое, размером от первых микрон до 1-2мм. Проба его низкая и меняется от 673 до 803‰, в среднем 726‰. Месторождение принадлежит малосульфидной золото-кварцевой формации. Россыпь по руч. Бол. Токур отработана, добыто около 0.5т золота. Золото мелкое и средней крупности, пластинчатой, лепешковидной, палочковидной, проволочковидной и комковидной форм. Проба его низкая (в среднем 720‰).

Пятая пара: золото-полиметаллическое месторождение Березитовое – россыпь руч. Хайкта. Месторождение Березитовое является средним по запасам золота. Оно расположено среди раннепротерозойских гранодиоритов. Оруденение представлено крупной зоной минерализованных метасоматических пород сложного состава. В плане зона имеет линзовидную форму. Она объединяет два крутонаклонных воронкообразных тела, выклинивающихся с глубиной. Метасоматиты содержат гнезда, прожилки и вкрапленность золото-полиметаллического состава. Среди рудных минералов преобладают галенит, сфалерит, пирит и пирротин, реже встречаются магнетит, халькопирит, арсенопирит, марказит и самородное золото. Наиболее распространено самородное золото ксеноморфной, каплевидной и комковидной форм, реже встречаются уплощенно вытянутые агрегаты, чешуйчатые и тонкопластинчатые выделения, сложные ажурные, кристаллические и дендритовидные зерна. Проба отдельных золотинок колеблется от 666 до 999‰, в среднем составляя 861‰. Наиболее распространено умеренно высокопробное золото (800-899‰). Оруденение отнесено к золото-полиметаллической формации. Россыпь руч. Хайкта отработана, добыто 2.7т золота. Золото мелкое и средней крупности, обладает пластинчатой, уплощенной, комковидной и проволочковидной формами. Средняя проба золота составляет 865‰. В заключение отметим, что анализ эталонных пар золоторудное месторождение – россыпь помогает прогнозировать наличие новых золоторудных месторождений.

Литература

1. Шило Н.А. Учение о россыпях. М.: Издательство академии горных наук. 2000. – 632с.
2. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С. и др. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ. 2000. – 232с.

ШУНГИТОНОСНЫЕ ФЛЮИДОЛИТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ – НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е.

deines@krc.karelia.ru, Федеральное бюджетное учреждение науки Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, Россия

Инъекции метасапропелитов (флюидолиты) впервые были обнаружены в 2012 г. на участке Тетюгино Толвуйской синклинали, являющейся структурой второго порядка Онежского прогиба. Они приурочены к уступам рельефа высотой до 1,5 м, сложенным лидитами и доломитами, в том числе сильно брекчированными. Разрез по одному из уступов был впервые описан В.И. Горловым в 1967 г. [1]. Учитывая новые представления авторов этот уступ можно описать так: в нижней части на интервале 0,0–2,0 м выходят интенсивно брекчированные черные доломиты (рыхлая масса с сохранившимися от выветривания округлыми останцами доломита); на интервале 2,0–2,5 м – «конгломерат» черного доломита, сцементированный метасапропелитом и антраксолитом, с бороздами скольжения; интервал 2,5–3,7 – лидит; интервал 3,7–6,4 – брекчия лидита: остроугольные обломки, смещенные от своего первоначального положения и частично развернутые вокруг своей оси при движении цементирующего флюида; первая фаза цементации – флюидолит, близкий по облику к максовитам, вторая – антраксолит, заполняющий трещины в цементе; интервал 6,4–7,35 м – доломит неслоистый. Включения доломита шарообразной или удлиненной формы с плавными краями, вероятно, развернутые в пространстве на неопределенный угол. Аналогичные брекчии лидита, известняка и доломита встречены в скважинах участка № 12 и 19. Наиболее крупная инъекция органоминерального вещества зафиксирована в нескольких расчистках, приуроченных к одному уступу. Общая длина этой инъекции 21,5 м, видимая мощность 13 м. Поверхность флюидолита обохрена, на ней хорошо заметны трещины отдельности. В средней части расчистки породы массивные с признаками развития складок течения и явно выраженными границами, отделяющими, вероятно, разные порции поступления вещества. В матрице инъекции встречаются угловатые включения лидита и округлые – доломита самых разных размеров. Иногда на поверхности видны углубления от удаленных при выветривании округлых включений доломита или углубления и выступы (слепки) от брекчированного лидита. На поверхности обычны кварцевые прожилки, образующие сложную сеть без выраженной ориентации. В нижней и верхней частях расчистки флюидолиты с трещинами кливажа.

Также было выявлено несколько миниинъекций (размером до 15 см) и канал поступления одной из них в пределах слоя рыхлого доломита.

На микроуровне флюидолиты содержат включения материала, отличающегося от основной массы микротекстурой и структурой, содержанием углерода. По форме они угловатые, а чаще округлые. Во включениях наблюдаются метаколлоидные структуры, а также зональные миндалины с признаками разделения сложной флюидной фазы на органическое и первично-глинистое вещество.

В составе минеральной части флюидолитов основным является кварц – округлые выделения без признаков кристаллизации. Иногда они сгущаются в агрегаты, в которых остаются изолированными друг от друга шунгитовым веществом. Вторым по значимости минералом матрицы является железо- и магнийсодержащий иллит. Достаточно часто встречается полевой шпат, апатит, пирит, который в ряде случаев замещается ярозитом, образующим внешние каймы. Более редкими минералами являются монацит и золото. Во флюидолите поры самого разного размера, в том числе образованные при выщелачивании пирита. Флюидолиты по содержанию углерода существенно отличаются даже в пределах одной расчистки. Образцы, отобранные из верхней и центральной части одной расчистки, отличаются также по содержанию редкоземельных элементов. Т.е. заполнение локальных разломов было многоэтапным, а состав флюидизированного вещества менялся во времени.

Особенности флюидолитов позволяют предполагать, что они образованы в процессе внедрения под давлением флюидизированного органоминерального вещества (коллоидные смеси органического и минерального вещества, вода, углеводороды) в долгоживущие трещины растяжения.

На участке выявлено купольное тело максовитов, развитое по шестому шунгитонному горизонту, и локальные разломы, имеющие признаки, характерные для диапировой тектоники. Предполагается, что флюиды поступали из купольного тела под воздействием аномально высокого пластового давления, на что указывают области пропитки шунгитовым веществом обломков известняка. $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ инъекций метасапропелитов участка Тетюгино от -36,5 до -36,9‰, среднее по 10 образцам -36,7‰* Т.е. разные порции вещества, заполнившие надкупольные разломы, имеют один источник. Вмещающими для инъекций породами являются лидиты и доломиты восьмого шунгитонного горизонта, изотопный состав органического углерода в них соответственно равен -32,7‰ и -33,6‰ [4]. В скважине 12 на глубине 19,6 м, брекчия представлена обломками малоуглеродистых кремнистых пород, сцементированных метасапропелитом, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ которого равно -36,62‰ [3]. На глубине 98,5-110,0 м скв. 12 залегает пласт, в котором обособления метасапропелитов с плавными извилистыми контурами включены в матрицу с меньшим содержанием углерода. Очевидно, что это следствие внедрения пластичного вещества в первичный слой сапропелитов. Изотопный состав углерода пласта резко меняется: $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ от -35,32 до 39,50‰ [5], т.е. источником флюидолитов могло быть купольное тело.

Шунгитонные флюидолиты, выявленные в палеопротерозойских отложениях, являются новым генетическим типом осадочных образований. Для них характерна специфичная форма и размеры тел, нарушающие стратификацию осадков, текстура и структура, отличающаяся от типичных осадочных шунгитонных пород, минеральный состав ксенолитов и основной массы, признаки интеграции и дезинтеграции минеральных фаз и агрегатов, геохимические особенности – нередко аномальный по отношению к вмещающей среде состав и, наоборот, близость состава с подстилающими комплексами [1], следы воздействия флюидных потоков на вмещающую среду, связь с тектоническими нарушениями. К бесспорным признакам пород-флюидолитов относят [3]: следы перемещения флюидных потоков, «взорванные» ксенолиты. Полученные сведения о флюидолитах участка Тетюгино позволяют более обоснованно, чем ранее, высказать мнение о генезисе Шунгского месторождения и перспективах открытия подобных залежей в Онежском синклинии.

*Измерения выполнены О. Лоховой в радиоуглеродной лаборатории Института Истории Материальной Культуры РАН (ИИМК РАН, СПб).

Литература

1. Беленицкая Г.А. Флюидное направление литологии: состояние, объекты, задачи // Уч. Зап. Казанского ун-та. Ест. науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 97-113.
2. Горлов В.И., Калинин Ю.К., Иванова И.Е. Разработка технологии и геологическое изучение шунгитовых пород как комплексного сырья. Петрозаводск. 1967. Отчет по теме № 30. Фонды КарНЦ РАН. 243 с.
3. Казак А.П., Копылова Н.Н., Толмачёва Е.В., Якобсон К.Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 36 с.
4. Strauss H., Melezhik V.A., Lepland A., Fallick A.E., Hanski E.J., Filippov M.M., Deines Yu.E., Illing C.J., Črne A.E., Brasier A.E. Enhanced Accumulation of Organic Matter: The Shunga Event // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences. Melezhik V.A. et. al., eds. Springer: Heidelberg. 2013. P. 1195-1273.
5. Qu Y., Črne A.E., Lepland A., Van Zuilen M.A. / Methanotrophy in Paleoproterozoic oil field ecosystem, Zaonega formation, Karelia, Russia // Geobiology. 2012. V. 10. P. 467-478.

ОСОБЕННОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Хардигов А.Э., Савин Е.А.

khardikov@sfnedu.ru, Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия

Изучение гидротермально-метасоматических образований и их геохимических особенностей для целей прогнозного районирования и оценки перспектив рудоносности территорий на стадии проведения поисково-оценочных работ масштаба 1:50000 является одной из наиболее важных проблем прикладной геологии в настоящее время. Ее решением в разные годы занимались Г.М. Беляев, В.Д. Благолепов, Г.Т. Волостных, О.Н. Грязнов, В.А. Жариков, Г.П. Зарайский, П.Ф. Иванкин, Н.И. Курек, А.И. Курек, А.П. Мотов Н.И. Наконник, Б.И. Омеляненко, И.Г. Павлова, Е.Е. Плющев, Д.В. Рундквист, В.Л. Русинов, О.П. Ушаков, В.Г. Чекваидзе, В.В. Шатов, А.Е. Шлыгин, Г.И. Щерба и другие исследователи. Особое звучание эта проблема приобрела в связи с разработкой специальной методики крупномасштабного картирования слабо проявленных гидротермально-метасоматических изменений (Плющев и др., 1981), а также с выявлением, на основе ее использования, региональных метасоматических формаций. Это устойчивые совокупности зон разнофациальных гидротермально-метасоматических образований, обусловленных конкретным геологическим событием – внедрением или длительным становлением интрузивных массивов, развитием вулканических построек субмаринного либо субаэрального типов, тектонической перестройкой территории района и т.д.

В результате проведенных исследований установлено, что в пределах листа Р-55-ХV (Аян-Юряхский антиклинорий Яно-Колымской складчатой области) выделяются следующие типы эпигенеза и метаморфизма: 1) метагенез и региональный зеленосланцевый метаморфизм, связанный с эпохой складкообразования, взбросо-сдвиговых дислокаций и регионального рассланцевания в геодинамических условиях сжатия; 2) динамометаморфизм, обусловленный влиянием тектонических нарушений; 3) региональный контактово-термальный и контактовый метаморфизм, связанные с формированием нера-бохапчинского и басугуньинского интрузивных комплексов и сопровождаемые мощным метасоматозом.

Метагенез и региональный метаморфизм зеленосланцевой фации проявлен повсеместно, представляет собой «фон» для последующих эндогенных процессов, не сопровождается регрессивными изменениями (метасоматозом), и поэтому площади с развитием именно этого типа метаморфизма не перспективны для поисков золотого оруденения.

На территории располагается обширное поле гидротермально-метасоматически измененных пород, в пределах которого метасоматоз проявлен в отложениях как верхоянского терригенного, так и дайкового комплексов. При этом и в магматических, и в вулканогенно-осадочных породах возникали одинаковые минеральные ассоциации, закономерная смена которых соответствовала стадиям изменения кислотности и температуры гидротермальных растворов, пропитывающих все околотрещинные породы, участвующие в геологическом строении. Возникли и существуют 6 зон, характеризующихся различной степенью метасоматоза: 1) зона отсутствия метасоматических изменений; 2) зона распространения слабого площадного зеленокаменного изменения пород верхоянского комплекса и слабой пропилитизации интрузивных пород среднего и основного состава; 3) зона распространения зеленокаменно измененных и слабо березитизированных осадочных, вулканогенно-осадочных пород и пропилитизированных, а потом слабо березитизированных интрузивных пород; 4) зоны распространения березитизированных пород; 5) зоны распространения интенсивно березитизированных интрузивных пород и отложений верхоянского комплекса; 6) рудные зоны, в пределах которых распространены интенсивно березитизированные кварц-полевошпатовые метасоматиты, образованные по гранитам, березиты, анкеритово-кварцевое и альбитово-кварцевое прожилкование, а также интенсивно березитизированные породы верхоянского комплекса.

Конфигурация ореолов рудоносных березитизированных пород определяется, в основном, распределением в пространстве и строением разрывных нарушений и связанных с ними зон трещиноватости.

Динамометаморфизм оказал влияние на характер метаморфических и особенно гидротермально-метасоматических преобразований. Его проявления приурочены к разрывным нарушениям, сформировавшимся в коллизионной обстановке. Эти нарушения ограничивают и разделяют территорию на отдельные структурные единицы. Самым крупным и самым древним из них является Хинике-Кулинская зона разломов северо-западного простирания. Она фиксируется Арга-Юряхским полем даек, к ней приурочены выходы нескольких штоков гранитоидов. В зонах приразрывного кливажа алевритово-пелитовые и пелитово-алевритовые породы имеют грубое рассланцевание (расстояние между трещинами сланцеватости составляет несколько миллиметров и больше) и раскалываются по неровным поверхностям. Вблизи зон разломов и приуроченных к ним дайковых полей наблюдается околотрещинное ороговикование пород верхоянского комплекса, в которых развиты процессы рудоносного кислотного метасоматоза (березитизации). В связанных с тектоническими нарушениями зональных метасоматических структурах находятся золоторудные тела.

Наиболее перспективными являются зоны сочленения и наложения метасоматоза и контактовых ореолов (эндо- и экзоконтактов) гранитоидных штоков, где проявлен кварц-полевошпатовый метасоматоз и березитизация. Здесь происходит локализация и перераспределение золотого оруденения.

Анализ результатов, полученных предшественниками (Крутоус, Гельман, 1967; Гельман и др., 1976; Крутоус, 1988; Карелин и др., 2009; Сидоров и др., 2011), и проведенные авторами исследования показывают, что описанные пространственно-временные соотношения различных типов метаморфизма привели к формированию метасоматической колонки, которая имеет следующее строение (снизу вверх).

1. Грейзен-березитовая минеральная ассоциация, возникшая в результате глубинной березитизации при температуре 400-300 °С на глубине 3-4 км.

2. Минеральная ассоциация, возникшая вследствие кварц-полевошпатового метасоматоза гранитов на контакте с вмещающими вулканогенно-осадочными породами при температуре 400-200 °С на глубине 1-2 км.

3. Минеральная ассоциация пропилитизации и площадного зеленокаменного изменения (эпидот-кальцит-хлоритовая с примесью серицита), возникшая при температуре 250-150 °С.

4. Минеральная ассоциация березитизации, протекающей в приповерхностных условиях (1-2 до 0,5 км) при температуре 250-50 °С.

Метасоматоз, сопровождающийся золотым оруденением, проявлен не на всей территории. Это объясняется наличием различных уровней эрозионного среза, выводящего на поверхность различные горизонты единой метасоматической колонки. Наиболее благоприятный эрозионный срез, соответствует залеганию верхнеатканского-нижнеомчакского комплекса отложений (верхняя пермь). Он вскрывает уровень минеральной ассоциации кварц-полевошпатового метасоматоза и наложенной березитизации. Рудоносная минеральная ассоциация: кварц – серицит – альбит – анкерит – пирит – арсенопирит.

Исследования выполнены в Центре коллективного пользования научным оборудованием «Центр исследованием минерального сырья и состояния окружающей среды» Южного федерального университета (г. Ростов-на-Дону).

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КЛЫКСКОГО РУДНОГО УЗЛА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Крахмальная Д.А., Козубова А.П., Грановский А.Г.
dariakrahmalnaya@gmail.com, Южный федеральный университет, Россия

Площадь рудного узла расположена в центральной части Алтае-Саянской складчатой области на сочленении Западного Саяна и складчатых структур Горного Алтая. Территория приурочена к Балхашско-Садринской структурно-формационной зоне, в строении которой принимают участие породы раннепалеозойского островодужного и карбонатно-терригенные отложения ранне-среднепалеозойского окраинно-континентального мегакомплексов [2]. Рудный узел контролируется сбросо-сдвигами, образующими структуру «конского хвоста», осложняющую Алтае-Кузнецкий глубинный разлом. Разломы сопровождаются зонами дробления, окварцевания, жилами кварцевого, кварц-карбонатного состава с сульфидной минерализацией [3].

В строение территории выделяется несколько этажей. Ордовикский структурный этаж представлен преимущественно терригенными образованиями стретинской и усть-лебедской серий. Они слагают восточное крыло Уймено-Лебедского прогиба, залегая моноклиinally с падением на запад или северо-запад [4].

Девонский структурный этаж представлен отложениями кубойской, пыжиноозёрной и ныринской свит, с локальным размывом залегающих на отложениях венд-кембрийского и ордовикского этажей. Они тоже слагают восточное крыло Уймено-Лебедского прогиба, залегают моноклиinally с падением на запад под углами 40-60°. Сюда же относятся отложения среднего-верхнего девона, залегающие на отложениях ордовикского этажа. Они слагают ю межгорную впадину у восточной окраины Уймено-Лебедского прогиба, залегая моноклиinally с падением на юго-запад под углами 10-30°.

Важную роль в формировании рудного узла играют разрывные нарушения. Выделяется три системы разломов – север-северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. Первая система объединяет многочисленную группу, в том числе и долгоживущих разломов, часть из которых синхронна формированию основных структур. К ним относятся Бундоргамзинский и Клыкский разломы, к которым приурочены зоны дробления, окварцевания, жилы кварцевого, кварц-карбонатного с сульфидной минерализацией, а также аномалии золота. Зоны крупных разломов северо-восточного направления являются коренными источниками золотоносных россыпей.

Разломы северо-западного и субширотного простирания, относятся к более молодым, а возможно неотектоническим, элементам, возникшим после завершения основных этапов геологического развития территории [1]. С ними связан в основном современный геоморфологический облик Клыкского рудного узла. Из их числа следует выделить зону надвига северо-западного простирания в центре Клыкского рудного узла и довольно крупный сброс такого же простирания в его юго-западной части/

Бундоргамзинский разлом прослеживается в восточной части рудного узла, отделяя отложения каечакской и садринской свит. Он имеет северо-восточное простирание и крутое падение. В зоне разлома шириной до 1,5 км наблюдается смятие пород, они интенсивно рассланцованы, окварцованы, карбонатизированы и пиритизированы. Вдоль разлома происходило внедрение интрузий кислого состава садринского комплекса. С ним связаны кварцевые жилы с золото-сульфидной минерализацией.

Клыкский разлом пересекает рассматриваемую территорию в север-северо-восточном направлении. Он имеет крутое падение и отделяет отложения атлинской свиты от каечакской и садринской. Вдоль него наблюдается интенсивное рассланцевание пород, микроплоччатость, пиритизация и окварцевание в виде жил, прожилков, гнезд, несущих золото-сульфидную минерализацию.

Восточнее и субпараллельно Клыкскому проходит разлом, разделяющий отложения садринской и каечакской свит. Он образует протяженную зону интенсивного дробления и смятия пород с выраженными процессами окварцевания, карбонатизации и пиритизации. В зоне разлома имеются золото-сульфидно-кварцевые жилы.

Тулойско-Клыкский разлом прослеживается в северо-восточном направлении от истоков р. Тулой через, р. Чуйку и далее к р. Разлом отделяет отложения атлинской свиты нижнего кембрия от пород стретинской серии нижнего-среднего ордовика. В пределах Каяначского рудного поля, в левом борту р. Чуйка, к зоне этого разлома расположены дайки и субвулканические тела гранит-порфиров и диоритовых порфиров кызылташского комплекса. Заложение разлома происходило в среднем кембрии, а в начале ордовика произошло его подновление.

Калычакский надвиг закартирован в левом борту р. Самыш и отделяет Клыкский рудный узел от окружающих геологических структур. Он имеет северо-восточное простирание и крутое падение. В зоне надвига породы интенсивно смяты в приразломные складки с крутыми углами падения крыльев. Непосредственно в зоне разлома наблюдаются окварцевание и сульфидизация вмещающих пород. В геохимическом поле зона надвига отражается слабоконтрастными аномалиями золота, серебра, молибдена.

Зона Чуйкинского надвига тянется от юго-запада Каяначского рудного поля, от истоков р. Тулой, на юго-восток к северной оконечности Телецкого озера, отделяя вулканогенно-осадочные отложения атлинской свиты от терригенных отложений стретинской и усть-лебедской серий. Падение плоскости сместителя северо-восточное. С надвигом связано внедрение крупных штоков габбро-долеритов первой фазы кызылташского комплекса, с которыми, в свою очередь в пределах Каяначского рудного поля связывается оруденение золото-сульфидного типа.

Самышский сброс проходит по руслу р. Самыш в южной части Калычакского рудного поля. Амплитуда смещения оценивается в 300 м, падение плоскости сместителя северо-восточное под углом 70° . В зоне сброса вмещающие породы подвержены кварц-карбонатному метасоматозу и сульфидизации с оруденением золото-сульфидного типа.

Рудоконтролирующей структурой являются зоны разлома северо-восточного и субмеридионального простирания в вулканогенно-осадочных отложениях атлинской свиты и, породах садринской свиты, прорванных интрузией плагиогранитов, а также в вулканогенных породах каечакской свиты. Рудовмещающими являются зоны дробления и расщепления, вмещающие пиритизированные хлорит-серицитовые и серицитовые сланцы вблизи интрузий плагиогранитов и кварц-серицит-карбонатные, кварц-карбонатные метасоматиты по вулканогенным породам. Рудоносными являются хлорит-кварц-серицитовые сланцы с золотом и сульфидами прожилково-вкрапленного типа, кварцевые жилы с золотом и сульфидами (пирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит и арсенопирит) и сульфидизированные кварц-серицит-карбонатные и кварц-карбонатные метасоматиты с золотом, пиритом и арсенопиритом.

Литература

1. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 230 с.
2. Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. Томск, 2008. 198 с.
3. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 2000. 240 с.
4. Шокальский С.П. и др. Легенда Алтайской серии Государственной Геологической Карты Российской Федерации масштаба 1: 200000 (издание второе). Новокузнецк, 1999.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ДРУГИЕ МЕТАЛЛЫ В БУРЫХ УГЛЯХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Чернышев А.А.

artem_chernyshev@vsegei.ru, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

ВСЕГЕИ в течение 2012-2013 гг. произведено опробование угольных объектов Дальневосточного региона (Хабаровский край, Еврейская АО, Амурская область, Магаданская область): Хурмулинского, Лианского, Мухенского, Ушумунского, Ерковецкого, Вилигинского, Эльгенского, Ланковского буроугольных месторождений. Геохимические методы исследования включали в себя опробование – геохимические работы по дубликатам проб (отбор лабораторных навесок); уточняющее опробование – литогеохимические работы по канавам, разрезам (карьерам), горным выработкам, керну углей и пород, образцов каменных коллекций ФГУ «ТФИ по ДВФО», геолого-геохимическим профилям, и камеральную обработку материалов. Анализ металлов в углях производится современными инструментальными методами, такими как масс-спектрометрические на приборе ELAN 6100 DKS с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) (определение редкоземельных элементов, Au и элементов-спутников) и др.

Изученные буроугольные объекты обладают большими ресурсами редких и других ценных металлов. Достаточно указать, что только одни редкоземельные элементы (REE), установлены, на уровне количественных и промышленных концентраций (табл. 1).

Таблица 1. Среднее содержание металлов в золе и в угле, г/т

Месторождение	REE+Y в золе	Ge в угле	Sc в угле	Ga в угле	МПП в угле	Rb ₂ O в золе	Cs ₂ O в золе	SrO в золе	ZrO ₂ в золе	V ₂ O ₅ в золе
Ерковецкое Зап. (n=7)	2174,8	2,5	5,2	9,6	-	60,9	4,7	1285,5	536,8	273,2
Ерковецкое Вост. (n=10)	1230,9	-	4,1	3,7	-	28,6	3,8	1845,8	298,5	411,5
Лианское (n=97)	623,2	3,4	5,2	5,3	0,053	104,3	14,5	2786,6	210,5	414,0
Хурмулинское (n=32)	1139,3	5,6	7,8	18,6	0,034	140,9	15,3	732,4	212,1	346,1
Мухенское (n=23)	272,8	-	7,0	10,7	-	140,1	15,4	781,2	294,3	445,9
Ушумунское (n=68)	430,1	5,7	9,6	16,5	-	123,4	26,4	420,1	434,4	280,3
Ланковское (n=5)	595,7	-	5,4	6,5	-	-	-	-	-	-
Эльгенское (n=30)	364,6	10	14,2	13,7	0,04	140,0	10,0	-	-	467,0
Вилигинское (n=15)	429,7	12,0	11,9	4,9	0,036	-	11,7	1549,2	-	687,2

Примечание: «-» – нет данных

Преобладающая часть элементов-примесей превышают нормированный угольный кларк. Особый интерес представляют редкоземельные элементы, поскольку в настоящее время они практически не извлекаются из недр, и актуально их изучение в возможных нетрадиционных источниках REE, какими могут являться угли в том числе. Как мы видим, из полученных данных, их содержания превышают кларк в 3 раз (табл. 2).

Таблица 2. Нормирование средних содержаний REE к угольному Кларку

Месторождение	КК _{REE} (по Ketris, Yudovich, 2009)
Лианское	1,8
Ерковецкое	2,0
Ушумунское	1,2
Мухенское	0,8
Хурмулинское	3,2
Ланковское	1,0
Эльгенское	1,0
Вилигинское	1,1

Опираясь на геохимические данные можно сказать, что на долю элементов цериевой группы приходится 76,4% %, а на долю иттриевой группы – 23,6 %, а соотношение Σ Се группы и Σ У группы расценивается как 3,2/1 для многих из перечисленных месторождений.

Дальневосточные угли характеризуются повышенной концентрацией редкоземельных элементов цериевой (легкой) группы, это говорит о наличии вблизи магматических пород, которые являются источником REE. Но так же, на некоторых объектах, прослеживается и накопление группы тяжелых редкоземельных элементов.

Представления о форме нахождения REE в угольном веществе – а именно, в органической или минеральной части – имеет большое значение для прогнозирования концентраций REE в углях редкометалльно-угольных месторождений. В углях Дальнего Востока фиксируются значения, достигающие 4304,3 г/т (максимальные), 724 г/т (в среднем), при зольности в 16,2%.

Замечена тенденция увеличения содержания REE в углях с уменьшением зольности. Также характерны высокие содержания Be, Sc, V, Mo, W, что позволяет предполагать о преимущественном нахождении REE в органическом веществе.

Изучение распределения редкоземельных элементов, в разрезе пласта, показало, что проявлена вертикальная неоднородность содержания REE (с учетом Y). Уровни накопления были рассмотрены на примере Ушумунского месторождения.

Геохимические данные показали, что для угленосной толщи характерно достаточно монотонное распределение элементов, со скачкообразным увеличением концентраций в верхней части скважины.

В результате уже проведенных исследований прогнозируется наличие новой нетрадиционной минерально-сырьевой базы REE в металлоносных бурогольных месторождениях Дальнего Востока.

Учитывая угольные запасы или прогнозные ресурсы указанных месторождений, и полученные концентрации REE, объем нетрадиционной МСБ REE в изученных углях получается весьма значительным.

ВЫЯВЛЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ПОКРОВКА-2 (ПОКРОВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ, ПРИАМУРЬЕ) НА ОСНОВЕ КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.

Дюжев С.В.

dujev-s@pokrmine.ru, ООО «НПГФ «Регис», г. Благовещенск, Россия

Месторождение Покровка-2 расположено в непосредственной близости от Покровского месторождения, в пределах одноименного рудного поля, входящего в состав Тыгда-Улунгинского рудного узла Гонжинского рудного района. В геологическом строении принимают участие юрские терригенные породы и гранитоиды, меловые вулканогенные образования и рыхлые кайнозойские отложения. В ходе планомерных геологоразведочных работ установлено, что оруденение представлено двумя основными генетическими разновидностями: зонами прожилково-сетчатого окварцевания различной интенсивности в кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитах и аргиллизитах фундамента (гранитоиды и вулканиты) и телами обломочно-россыпной формации в виде промышленных скоплений обломков рудного кварца в специфических толщах, именуемых фангломератами, причем последний тип оруденения был выявлен впервые для данной территории. В гранитоидах и вулканитах присутствуют как первичные, так и окисленные руды, все залежи осадочного генезиса – окисленные.

Учитывая сложность геологического строения месторождения и новизну промышленно-генетического типа золотого оруденения в фангломератах, для лучшего понимания условий формирования и локализации продуктивной минерализации было произведено построение трехмерной геолого-структурной модели в горно-геологической информационной системе «Micromine».

На первом этапе производился сбор и импорт данных. Основная часть графической информации (планы, разрезы) была экспортирована в растровый графический формат, а затем привязана в трехмерной системе координат. Ввод текстовых данных, таких как каталоги координат, журналы опробования, данные инклинометрии, осуществлялся в электронные таблицы. Первоначально таблицы были созданы в «Excel», а затем импортированы в «Micromine».

Проверка данных проводилась на предмет выявления отсутствующих или перекрывающихся интервалов опробования, дублированных названий скважин и качества данных инклинометрии. Для автоматизации и удобства дальнейшей работы в «Micromine» были созданы базы данных, разделенные по типу выработок (база канав, скважин глубоких, скважин картировочных и т. д.). Каждая из баз данных состоит из 2 – 4 связанных по ключевым полям электронных таблиц: координат устьев (пикетов), опробования (результаты анализов), инклинометрии.

Минерализованные зоны выделялись по статистически обоснованному «природному» бортовому содержанию.

Природный борт (он же «естественный», он же «геологический») – минимальное значение содержания полезного компонента, при котором начинается оруденение. Он отражает только природное (геологическое) распределение элементов в пределах минерализованных зон. Другими словами, примененные бортовые содержания отражают природную (геологическую) границу между минерализованными зонами и вмещающей породой в тех местах, где геологический контакт неясен.

Для интерпретации в разрезах и планах использовалась чертежная графика в виде предварительно привязанных планов и разрезов. Предварительно были созданы формы разрезов, соответствующие разведочным профилям. Интерпретация проводилась путем привязки точек стринга к интервалам опробования скважин, канав или борозд, т.е. создаваемый стринг контура рудного тела был не в плоскости разреза, а соединял рудные интервалы скважин, канав или борозд в трехмерном пространстве.

Далее в трехмерной среде были построены замкнутые каркасные минерализованных зон, рудных тел и открытые каркасы основных разломов. При создании цифровых каркасов применялась стандартная методика «Micromine».

Замкнутые каркасные модели рудных зон, строились путем последовательного создания сплошной поверхности между продольными и поперечными стрингами. При построении каркасных моделей в трехмерной среде были загружены скважины, что позволяло проверять, какие интервалы скважин попадут в каркасную модель. Последний стринг в ряду проецировался на расстояние, равное расстоянию, снятому с проекции рудной зоны при ручном подсчете запасов, для корректности сопоставления объемов рудной массы.

Каркасы обязательно проходили проверку на замкнутость и наличие взаимных пересечений. Последней геометрической операцией над каркасами являлось обрезание их поверхностью рельефа для учета объемов тех частей, которые отсекаются канавами.

Особенное внимание было уделено системе атрибутивной кодировки. Каждому каркасу блока были присвоены атрибуты, наличие которых позволило в дальнейшем значительно сократить временные затраты на выборку и присвоение атрибутов как совокупностям проб, так и элементам блочной модели.

Помимо каркасов рудных тел и разломов, построение которых проводилось по алгоритму триангуляции неравномерной сети (TIN), в процессе создания геологической модели возникла необходимость в моделировании поверхностей методом регулярной сети (GRID). Такими поверхностями являются граница зоны окисления, подошва толщи фангломератов, поверхность «Основного» надвига и рельеф.

В результате была построена трехмерная геолого-структурная модель месторождения Покровка-2, дальнейший анализ которой способствовал выявлению и детальному описанию основных факторов формирования и локализации золотого оруденения.

В частности, на модели очень четко было видно, что расположение рудных тел в пределах пород фундамента на Покровке-2 контролируется элементами долгоживущей линейной и пологой тектоники. Роль рудоконтролирующей структуры играет обширное пологое нарушение («Основной» шов), разделяющее гранитоидный массив на две четко выраженные пластины – верхнюю, вмещающую рудоносные метасоматиты, и нижнюю, с пострудной калишпатизацией (за редким исключением безрудную). В целом рудные тела фундамента локализованы в отдельных тектонических блоках, внутри которых они дополнительно контролируются более мелкими литолого-структурными элементами.

Рудные тела в фангломератах в разрезе грубо повторяют поверхность фундамента. Наиболее обогащенные рудным кварцем участки имеют корытообразную или лентовидную форму, повторяют в плане и разрезе особенности палеорельефа, располагаются в непосредственной близости от выходов на поверхность рудных тел фундамента. В поперечных разрезах тела обычно имеют ассиметричное строение, с более высокой продуктивностью возле крутых бортов ложбин и впадин палеорельефа или у основания впадин, на контакте с коренными выходами рудных тел фундамента. В разрезе толщи наблюдается струйное распределение руды, обогащенные участки залегают на разных гипсометрических уровнях толщи, перемежаются с пустыми прослоями и обычно тяготеют к приплотиковой части. Последний фактор можно объяснить, грубой сортировкой обломочного материала.

Таким образом, применение компьютерного моделирования непосредственно в процессе разведки, учитывая постоянно поступающие новые данные, позволяет оперативно строить качественные модели, которые в дальнейшем можно использовать для выявления закономерностей формирования и локализации золотого оруденения.

ПРЕДПОСЫЛКИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ РЕСУРСНОЙ БАЗЫ ЗОЛОТА В УКРАИНЕ

Ковальчук М.С.

kms1964@ukr.net, Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

Предпосылки и перспективы развития ресурсной базы золота в Украине обусловлены разнообразием геологических обстановок и значительным временным диапазоном (от архея до наших дней) формирования золотого оруденения, которые обусловили пестроту формационных и генетических типов золоторудной минерализации, отличающейся друг от друга геолого-структурным положением, связью с магматизмом, характером околорудных изменений, генетическим и морфологическим типами золотопроявлений и т.д. [1].

В результате эрозии золотосодержащих пород кристаллического фундамента золото поступало в осадочные толщи, формируя россыпные проявления. В пределах Карпатско-Добружинско-Крымской металлогенической провинции россыпи золота установлены в пределах Закарпатской, Карпатской, Предкарпатской, Добруджинской и Горно-Крымской структурно-металлогенической зон (СМЗ). В пределах Днепровско-Донецкой металлогенической провинции россыпи золота установлены в разновозрастных и разногенетических осадочных образованиях в пределах Донецкой СМЗ. Существуют перспективы выявления погребенных россыпей золота и в Днепровской СМЗ. В пределах металлогенической провинции Украинского щита проявления россыпной золотоносности установлены в Волынской, Подольской, Кировоградской, Западно-Ингулецкой, Криворожско-Кременчугской, Приднепровской, Западно- и Восточноприазовской СМЗ. Существуют предпосылки выявления в Среднем Приднепровье и Приазовском мегаблоке золотоносных терригенно-метаморфических толщ (метапесчаники и метаконгломераты), подобных формации Витватерсранд, в составе белозерской и осипенковской серий, а также гуляйпольской свиты.

Пробность золота в россыпях Украины меняется в широких пределах (от 411 до 1000 ‰); размер – от пылевидного до аномально крупного (иногда встречаются микросамородки до 10 мм и больше в поперечнике), однако преобладают зерна размером 0,1-0, 25 мм [2].

Несмотря на широкое распространение россыпного золота в осадочных толщах Украины, и учитывая слабый экономический потенциал государства, определенный промышленный интерес на сегодняшний день имеют лишь объекты, на которых можно быстро, экономически выгодно и экологически чисто добывать металл.

К таким объектам относятся россыпи золота (Украинские Карпаты, Волыно-Подольская плита), приуроченные к современным водотокам и их террасам. Для таких объектов довольно хорошо изучены типоморфные особенности самородного золота, установлены поисковые критерии, вероятные источники сноса и выделены перспективные площади. Прогнозные ресурсы на таких объектах от сотен килограмм до тонны металла [2].

Особый практический интерес составляют россыпи остаточного золота в корях выветривания над известными золоторудными объектами, в частности Сергеевское, Балка Золотая, Балка Широкая, Юрьевское, Майское, Клинцовское, Бобриковское, Чемерпольское, Полянецкое, Бакшинское, Савранское, Капитановское и др., в которых содержание золота достигает десятки и сотни грамм на тонну. Для большинства таких объектов изучены типоморфные особенности самородного золота, установлено вертикальное и площадное распределение золота в корях выветривания, в частности выделены зоны вторичного золотого обогащения [1, 2]. Прогнозные ресурсы на таких объектах от нескольких до десятков тонн металла.

Более значащими являются объекты, где россыпи золота пространственно и парагенетически связаны с золотоносным элювием [2]. Определенные перспективы среди объектов такого типа связаны с нижнемеловыми аллювиальными отложениями (центральная часть Украинского щита) и эоценовыми (бучакскими) аллювиальными отложениями в пределах Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области, которые образовались вследствие

размыва золотоносных каолиновых и латеритных кор выветривания и переотложения их материала в эрозионно-тектонических депрессиях. На таких объектах можно совместно разрабатывать россыпи единого эволюционно-парагенетического ряда: золотоносные коры выветривания → золотоносные аллювиальные россыпи [2]. Содержание золота в аллювии иногда составляет десятки грамм на кубический метр породы, а суммарные прогнозные ресурсы золота на таких объектах составляют десятки тонн металла.

Основными же объектами для разработки золота являются те, на которых пространственно и парагенетически совмещаются известные рудопроявления и месторождения золота, по рудоносным породам которых развита мощная золотоносная кора выветривания, в пределах которой были заложены речные палеодолины, содержащие материал кор выветривания и россыпное золото. К таким, в первую очередь, принадлежат объекты Солонянского рудного поля в пределах Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области, Бобриковского месторождения в Донбассе, и меньшей мерой – месторождение Балка Широкая. Для таких объектов достаточно хорошо изучены типоморфные особенности и пространственно-временное соотношение рудного, гипергенного и россыпного золота. Содержание золота в разных составляющих таких объектов достигает десятки и сотни грамм на тонну/кубический метр породы, а прогнозные ресурсы превышают сотни тонн.

Определенные перспективы освоения россыпей мы связываем с палеороссыпями золота в пермских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях Украинских Карпат, погребенными аллювиальными отложениями Нижне-Барабойской площади (Западное Причерноморье) и эоценовыми палеоаллювиальными отложениями центральной части Украинского щита. Есть еще ряд перспективных объектов, которые нуждаются в доизучении. Некоторые исследователи, к перспективным, в промышленном отношении, относят россыпи золота в современных донных отложениях Черного и Азовского морей. По нашему мнению, геологические, гидрологические и технологические аспекты делают эти объекты бесперспективными на ближайшее будущее.

Основой для прогнозирования, поисков, геологической разведки, а также эксплуатации золотоносных объектов служат геолого-генетические модели с цифровым структурно-литологическим наполнением, которые в полном объеме дают представление о генезисе, геологической, структурно-тектонической, геоморфологической позиции объекта разработки; вертикальном и латеральном распределении золота в элювиальном субстрате; пространственном и временном распределении золотосодержащих фаций и литофаций, их мощности и взаимоотношении; характере подошвы и кровли золотосодержащих образований и глубины их залегания; распределении золота по латерали и в вертикальном разрезе и т.п.

Такие модели разработаны для перспективных объектов, в частности нижнемеловых континентальных отложений в пределах северного склона центральной части Украинского щита; эоценовых аллювиальных россыпей Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области; кор выветривания месторождений Балка Широкая, Сергеевское, Балка Золотая.

Кроме золота, в указанных формационных единицах установлены рудопроявления и месторождения ильменита, циркона, монацита, вторичных каолинов и бокситов, что делает их еще более инвестиционно привлекательными.

Таким образом, на сегодняшний день в Украине выявлены преимущественно средние (0,5 – 1 т) и мелкие (меньше 0,5 т) за запасами месторождения россыпного золота, хотя есть перспективы выявления и больших (1 – 5 т) месторождений [1].

Литература

1. Гурский Д.С., Есипчук К.Е., Калинин В.И. и др. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Том 1. Металлические полезные ископаемые. Киев – Львов. Изд-во «Центр Европы». 2005. – 785 с.
2. Ковальчук М. С. Золото в осадочных комплексах Украины: дис. д-ра геол. наук: 04.00.21 / Ковальчук Мирон Степанович. – К., 2003. – 402 с.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ОКОЛОРУДНЫХ И РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ С БОГАТЫМ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Пилипенко Г.Н.

Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Из двух форм образования вещества рассматриваемых руд – путем выполнения трещинного пространства и метасоматического замещения вмещающих пород вторая форма в настоящее время стала определяющей для промышленных руд большинства крупных месторождений. В связи с этим возросло значение существующих представлений о факторах контроля образования соответствующих метасоматитов, их типизации и связи с оруденением.

Принято, что метасоматозом называется процесс эндогенного диффузионного и в основном объеме – инфильтрационного замещения твердых исходных пород, происходящий с существенным изменением их химического состава. При этом перемещение (вынос одних и привнос других) компонентов происходит через поровые и преимущественно – микро-трещинные растворы, которыми насыщены все породы литосферы. Следовательно, процессы метасоматоза охватывают повсеместно все породы недр. Поэтому в связи с разными составами пород и насыщающих их растворов в каждом случае образуются метасоматиты своего состава, количество которых является неограниченным. Так, разными исследователями описаны до нескольких десятков типов образовавшихся метасоматитов.

Однако имеющими важное практическое значение, а, значит, заслуживающими особого изучения являются те метасоматиты, с которыми в той или иной степени связаны процессы рудообразования. Эти метасоматиты относятся к категориям околорудных и рудоносных метасоматитов.

К таковым из всех изучавшихся метасоматитов мы относим следующие. Метасоматитами, связанными с щелочными растворами, являются фениты, альбититы, гумбеиты, элькониты и эйситы. С растворами, близкими к нейтральным, связаны магнезиальные и известковые скарны и пропилиты, достаточно доказанной связи которых с оруденением не установлено. Метасоматитами, связанными с кислыми растворами, являются грейзены, березиты-листвениты, вторичные кварциты, гидротермальные аргиллизиты и джаспероиды.

Общепринятым является факт, что одним из основных факторов контроля локализации метасоматитов является структурно-тектонический. Поэтому следующее из классического определения метасоматоза Д.С. Коржинским утверждение, что «процессы выполнения трещин не относятся к метасоматическим», требует своего уточнения.

Понимание метасоматоза Д.С. Коржинским предлагает уточнить представление о размерах тех микротрещин, которые в основном контролируют развитие метасоматических процессов. Это трещины, мощность которых составляет несколько нанометров (10^{-6} мм). Эта «таинственная» величина определяется нами равной нескольким размерам ионов, перемещающихся по этим трещинам и являющихся основными компонентами рудоносных растворов. Например, размеров иона Au^{+3} , равного 10^{-7} мм. Отсюда следует, что в связи с трещинами мощнее указанных нескольких нанометров (более 10^{-6} мм) протекает, по Коржинскому, процесс их выполнения, не являющийся метасоматическим.

Весьма важны полученные с учетом данных экспериментальных исследований и сформулированные А.А. Маракушевым и В.Л. Русиновым представления о свойствах рудоносного флюида, определяющих взаимоотношение метасоматоза и в том числе связанного с ним бедного оруденения с богатым оруденением.

По этим представлениям для получения эффективной рудной экстракции из силикатных расплавов требуется введение в магматическую систему солевых компонентов (хлоридных, фторидных, карбонатных и т.д.) в количестве, достаточном для обособления их в самостоятельные флюидно-жидкие плотные фазы. Эти плотные фазы и являются, в проти-

воположность собственно гидротермальным истинным растворам, основными концентраторами металлов, эффективно экстрагируя их из магматических расплавов. В этом случае образующаяся гетерогенность флюида определяет две самостоятельные линии эволюции процессов образования рудных месторождений: линию предрудного метасоматоза и линию формирования собственно богатого оруденения, накладывающегося на метасоматически преобразованные породы.

Обычное отставание основного рудоотложения от метасоматоза объясняется более высокой подвижностью гидротермальных растворов по сравнению с более вязкими плотными фазами особо богатыми металлами и формирующими большое разнообразие рудных тел. Это представление объясняет известное явление, что магматизм, метасоматоз и соответствующее рудообразование обычно являются пространственно тесно связанными явлениями.

Предлагается также признать предложенное А.А. Маракушевым и др. объяснение различного разделения температур эндогенных процессов на высокие, средние и низкие, которые определены по данным о сосуществующих минералах (фации метаморфизма у петрографов) и выявляемое термобарометрией по флюидным включениям (методы гомогенизации и декрипитации, используемые рудниками).

Эти данные различаются на несколько десятков градусов в сторону снижения температур для гидротермальных растворов по сравнению с метаморфизирующими.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАОЛИНОВОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КЕРСАНТИТОВОГО ФЛЮИДИЗИТА В ЭКЗОКОНТАКТЕ ЩЕРБАКОВСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Погребной В.Т.

vit.pogrebnoy@yandex.ru, ГП «Днепрогеофизика», г. Днепропетровск, Украина

В зоне экзоконтакта гранитной интрузии с вмещающими породами – мигматитами, гнейсами, амфиболитами – зафиксирован и детально исследован разрез каолиновой коры выветривания, существенно отличающийся по вещественному составу от классических элювиальных колонок, формирующихся на упомянутых петротипах пород. Рассматриваемый разрез характеризуется наличием полиэлементной геохимической аномалии, объединяющей редкие, цветные, благородные и радиоактивные компоненты, концентраторами и носителями которых служит обширный минеральный комплекс [4]. Содержания(вес%) рудных компонентов в породах коры выветривания(КВ) и шламовом материале(-0.04 мм) приведены (от-до, среднее) в таблице.

№	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Zr	Zn	Cu
1	7.59-14.18	0.016-0.032	0.0011-0.0022	0.13-0.42	0.08-0.16	0.02-0.23	0.02-0.13
	10.97	0.022	0.0015	0.27	0.13	0.07	0.06
2	7.20-13.25	0.009-0.038	0.0008-0.0034	0.15-0.46	0.10-0.19	0.02-0.10	0.02-0.07
	11.31	0.021	0.0020	0.29	0.15	0.05	0.05

№1–Порода (кора выветривания); № 2–Шламная составляющая(-0.04мм). Кол-во проб–22.

Щербаковский массив, являясь одной из структур Среднеприднепровского блока щита, расположен западнее города Орехов (Запорожская область). В плане объект характеризуется овальной вытянутой на 15км в меридиональном направлении формой с шириной 6-7 км. В тектоническом плане интрузив приурочен к узлу пересечения Орехово-Павлоградской, Хортицкой и Васильевско-Камышевахской зон разломов, которые определяют его границы с востока, юга и запада соответственно. Состав гранита: породообразующие – микроклин, плагиоклаз и кварц; в незначительных количествах биотит, а также барит, молибденит, галенит, сфалерит; аксессуарные – апатит, циркон, пирит, флюорит, сфен, ортит и торит [2].

Рассматриваемая линейно-контактного морфотипа элювиальная колонка мощностью свыше 30-ти метров сложена малокварцевыми лейкоксен-глинистыми образованиями, в составе которой выделены две зоны: лейкоксен-каолининовая (зона III) и лейкоксен-каолинит-гидрослюдистая с гидрохлоритом и монтмориллонитом (зона II). Породы зоны дезинтеграции, как и субстрат, по которому образовалась лейкоксен-глинистая толща, в этой части разреза отсутствуют, так как непосредственно под зоной II залегает зона гранитной дресвы и гранит. При этом необходимо отметить, что в общей колонке КВ отчетливо фиксируется несколько интервалов мощностью 0.5-2.0 м типичной кварц-каолининовой породы по граниту. Как показано [4], эти горизонты выделяются визуально и заверяются лабораторным изучением. Из приведенного следует, что субстрат, гипергенными продуктами которого являются породы зон II и III, нацело замещен лейкоксенсодержащей корой выветривания.

Субстрат рудоносной КВ обнаружен в расположенной под гранитной дресвой части разреза пород фундамента, не подвергшихся гипергенной трансформации в зоне контакта гранита и вмещающих пород. Здесь раскрыт интервал мощностью 1.3м, представленный карбонат-актинолит-биотит-альбитовой породой, обогащенной сфеном и рудными минералами. Эта порода рассматривается как измененный лампрофир типа альбитового керсантиста. Состав керсантиста(%): альбит–35-40; биотит–20-25; актинолит 15-20; кварц–2-3; карбонат 6-8; сфен 5-7; рудные минералы, в том числе сульфиды 10-15. Сфен представлен мелкокристаллическими агрегатами в смеси с рудными минералами, реже обособлен. Рудные минералы в сростках со сфеном. Крупные идиобласты принадлежат пириту, мелкозерни-

стые агрегаты – магнетиту. По минеральному составу альбитовый керсантит следует, очевидно, относить к выделяемому[5] новому–флюидизитовому–типу пород а, следовательно, и продукты их гипергенной трансформации – к отдельной разновидности КВ.

Тантал-ниобиевая аномалия в КВ керсантитового флюидизита в экзоконтакте гранитной интрузии в зоне Западно-Щербаковского разлома, являющегося фрагментом Васильевско-Камышевахского, обусловлена минеральными фазами Ti, главной из которых является лейкоксен, который сформировался в процессе гипергенной трансформации сфена. В составе лейкоксена $74.80\%TiO_2$; $0.26\%Nb_2O_5$; $0.016\%Ta_2O_5$. Некоторое количество титана связано также с ильменитом, рутилом и реликтовыми зёрнами сфена. В пересчёте на элементы кларки концентрации (Кк):Nb=5.5-9.0; Ta=3.3-6.0. Распределение Nb и Ta, Ti и других рудных компонентов (табл.), как в породе так и в шламовой составляющей(-0.04мм) характеризуется близкими значениями, что определяет примерно равное содержание глинистой и зернистой фракций в КВ данного флюидизита. С учётом данных всех видов анализов установлено[4], что в ранге основных геохимических индикаторов фигурируют Ti, Nb, Ta, Zn, Cu, Cr, а второрядных – Y, As, Ni, Co, Th, U. Все перечисленные элементы фиксируются на вышекларковых и даже рудных уровнях и в разрезе являются "сквозными". Концентраторами и носителями – минералогическими индикаторами – служит ассоциация рудных компонентов, объединяющая сфен, лейкоксен, ильменит, рутил, сфалерит, халькопирит, пирит. Важными, дополняющими эту ассоциацию, являются также циркон, монацит и продукты его изменения. турмалин, карбонаты, При этом особая роль в обосновании флюидизитового типа субстрата исследуемой КВ принадлежит содержащимся в элювиальной толще муассаниту, графиту магнитным шарикам, стеклянным глобулям. В каолиновой и гидрохлорит-гидрослюдисто-каолиновой породе цинк представлен кристаллами и их сростками, образующими шаровидные скопления, натёчными агрегатами, коркообразными и бесформенными выделениями. Размеры форм от 1-2 до 5мм. Халькопирит в сростках замещает пирит. В двух мономинеральных навесках пирита установлено(г/т) соответственно по 10.12 и 0.84Au; 1.20 и 4.00Ag. Средние содержания отдельных металлов или их оксидов приведены в таблице. Кроме этого, рентген-флуоресцентным анализом в единичных пробах зафиксированы и более высокие значения(пересчёт в кг/т):2.33Zn; 1.30Cu; 1.77Zr и 85.0Ti. Зернистые формы минералов и их сростков в рыхлой каолиновой породе КВ флюидизита – это высокотехнологичная рудосодержащая минеральная масса как с позиций скважинной гидродобычи(СГД), так и гравитационного способа обогащения. Интерес к флюидизитам, как своеобразному типу геологических образований, повышен, как отмечают в [1, 3] ещё и тем, что с ними систематически сопряжены не весьма масштабные, но, обладающие высокими технологическими свойствами, месторождения различного типа руд.

Акцентируемые[1, 3, 5] трудности диагностирования флюидизитов, которые сходны с корами выветривания, возникли и у нас при изучении каолинового разреза в экзоконте гранита. Что это КВ, свидетельствует зональное строение профиля и трансформация сфена в лейкоксен. Обильная сульфидная минерализация является, вероятно, наложенной, если учесть, что по [1, 3, 5] поступление флюидов процесс многоактный и разновозрастный, развитие флюидной системы многоярусное и многоступенчатое.

Литература

1. Афанасов М.Н., Казак А.П., Якобсон К.Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. Санкт-Петербург. Минерал. 2008. 98 с.
2. Киктенко В.Ф., Оrsa В.И., Токаренко Н.Н. О новом массиве микроклиновых гранитов в юго-восточной части Среднего Приднепровья.//ДАН УССР, 1977. Сер.Б, №6. С. 497-500.
3. Махлаев Л.В., Голубева И.И. На пути формирования природных псевдооживленных [флюидизированных] систем – принципиально нового направления нашей науки.//Вестник ИГ УрО РАН, №10, часть 2. Сыктывкар, 2010. С. 19-21.
4. Погребной В.Т. Геохимические и минеральные индикаторы диагностики продуктов выветривания пород флюидизитового типа в общей с корой гранита элювиальной колонке в Щербаковском гранитном массиве (Приднепровский геоблок).//Геохимия литогенеза. Мат-лы Рос. совещания с междунар. участием. Сыктывкар, 2014. С. 104-106.
5. Яценко Г.М. Новый флюидизитно-эксплозивный тип формаций.//Вісник Львів ун-ту. Сер. геол. Вип.19, 2005. С. 111-120.

ОТКРЫТЫ И ИССЛЕДОВАНЫ ЗАЛЕЖИ СИДЕРИТОВЫХ ЖЕЛВАКОВ В НАДУГОЛЬНЫХ ТОЛЩАХ (C₂) ГРЫЗЛОВСКОГО РАЗРЕЗА – ТУЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Турлычкин В.М.

nigr-tula@mail.ru, ОАО «Росгеология»/ОАО «Тульское НИГП», г. Тула, Россия

На бурoughольном Грызловском месторождении (Тульская область) за период с 2012 по 2014 годы сотрудниками ОАО «Тульское НИГП» выявлены и подробным всесторонним образом изучены проявления бурожелезняковых сидеритовых руд. К настоящему времени, в результате поисково-оценочных полевых работ значительно расширена площадь распространения сидеритовых залежей с юга на север, протяженность составляет не менее 1,5 км, а в широтном направлении в пределах 1 км.

Морфология железей сидеритов, приуроченных к надугольным толщам (C₂) не совсем ясна, но отдельные скопления, вскрытые в районах терриконов «Антонина» и «Удачный» свидетельствуют, что мощности линзующихся или площадных распространений достигают нескольких метров.

Сидериты Грызловского разреза представляют собой плотные массивные породы серого, буровато-серого и темно-коричневато-розового цвета, с высоким удельным весом. Внешние сидеритовые желваки, стяжения, плитки, лепешковидные – «чичевицы» и другие формы, с поверхности имеют шероховатую или слегка сглаженную, как бы отполированную оболочку. В этом случае цвет желвака – гальки приобретает буро-оранжевый оттенок. Размер желваков чаще всего 4-6 см по диаметру, редко плитчатые достигают 12-15 см по длине и 3-4 см по толщине. Вес такого образца 600 г, но средний вес в пределах 100-120 г.

Стоит сделать скол или разбить стяжения сидерита, как обнаруживается скорлуповато-зональное строение агрегата. В отдельных сколах хорошо наблюдается темное ядро с оторочкой осветленной каймы, в которой видна радужная цветная гамма голубого, зеленого, оранжевого и розового оттенка. В иных сколах видна лишь одна кайма грязно-желтого цвета или вообще отсутствуют какие-либо переходы во внутреннем строении желвака сидерита. Редко можно видеть построенный агрегат – стяжение, состоящее из двух-трех ядер затравок, по внешним признакам схожих по первичному составу. Самое главное, в скорлуповато-зональных оболочках появляются «кобальто-никелевые цветы» в виде радужных обрамлений шириной в 1-2 мм и распространяются по кольцу или кругу с диаметром в 1,5-2,0 см. Выцветы на сколах сидеритовых желваков появляются не сразу, а через несколько дней (7-10-12). Это результат «воздушного травления» – соприкосновения свежего обнажения сидеритового ядра с воздухом – кислородно-водными парами. Голубовато-зеленый отвечает никелевым выцветам – «никелевые цветы» – никельгексагидрит ($\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$).

Наши минералогические исследования включений – вкраплений в сидеритовых образцах (аншлифах) показали следующее, во всех шлифах по всей поверхности шлифа отмечаются редкие, мелкие вкрапления сульфида, размером в сотые и тысячные доли миллиметра. Их количество в срезах шлифов не менее 0,5 % просмотренной площади. В отраженном свете минерал имеет желтовато-кремовый оттенок, по сравнению с пиритом отраженная способность близка или чуть-чуть ниже, изотропный, без внутренних рефлексов. Редко наблюдается зональное строение и обнаруживается побежалость с образованием голубовато-зеленого цвета. Минерал медленно, но продолжительно вскипает в капле HCl, образует желтый студенистый раствор. Все отмеченное, плюс наличие никелевых выцветов и результаты химических анализов, тысячные доли процентов никеля, даже в обожженных желваках сидерита, указывают однозначно, что данный сидеритовый минерал отвечает *бравоиту* (Fe, Ni)S₂. Возле относительно значимых выделений – бравоита наблюдаются цепочки, шарики, «икринки» в десятки раз меньше отмеченного сульфида. Эти округлые выделения – скопления образуют как бы следы «кошачьих лапок». Возможно, что эти образования представлены коллоидальными веществами – гелями.

Экспериментальными исследованиями по обжигу сидеритовых желваков установлено, прежде всего, значительное улетучивание – возгонов CO_2 , H_2O , H_2S , которые составляют 28,9 % от общей массы. Образуется чрезвычайно тонкопористая масса, тем самым увеличивается удельная поверхность. Обожжённые образцы обладают сильной магнитной восприимчивостью, некоторые отщепы становятся парамагнитными и обволакиваются мелкими магнитными песчинками (частицами). Монолитность массивных плотных сидеритов нарушается полностью при температурах 400-500°С. Содержание железа повышается до 52 % (в пересчете сохранившегося железа на уменьшенную массу), а в необоженных – естественных сидеритовых желваках содержание железа колеблется от 43 до 47 %.

В результате обжига при температуре 400°С – 9 опытов и при температуре 500°С – 9 опытов с интервалами нагрева 1, 1,5, 2 часа в каждом температурном показателе, установлены резкие физико-химические свойства испытуемых образцов сидерита: цвета становятся темно-вишнево-коричневыми и даже черными, иные становятся зернисто-стекловатыми.

Из новообразований: характерно появление налетов небольших скоплений, вкраплений, пленочек соломенно-желтого и золотисто-желтого пирит-пирротина?!, а некоторые вкрапления схожи с халькопиритом? До обжига подобных скоплений и вкраплений не наблюдалось.

Нами отмечено, при микроскопических исследованиях в отраженном свете, при значительных увеличениях ($150-350\times$) в подобных образцах сидерита установлены вкрапления бравоита-никельсодержащего пирита. Вот этот минерал при высоких температурах из мельчайших скоплений в совокупности с жидкостью, входящей в состав сидерита (так называемая связанная вода) и газов при локальном нагревании переместились в сторону нагрева – на поверхность образца или трещины. Здесь в основе лежит транспортировка или *массоперенос – термоосмос*. Подобные преобразования удалось нам наблюдать в природе на Грызловском разрезе, в естественных угленосных толщах ($\text{C}_2\text{-C}_3$) среди крупных глыб известняка отмечены метаморфизованные – гидротермально проработанные участки, представленные бурожелезняковыми, лимонит-гётитовыми скоплениями и спекшимися дырчато-провальными или сквозными скважинными отверстиями. Эта «скважинность» в проработанных известняках результат температурного стрессового газо-гидротермального явления. И вот на небольшой глубине газогидротермы воздействовали не только на известняки, но и на сидеритовые отложения. На гематит-глинистых сидеритовых желваках появилась пленочная зернистая сыпь новообразованного марказита на сколах и отщепках, под действием гейзерито-стрессовых явлений. Данное явление подтверждено экспериментально, при обжиге сидеритовых желваков (t 400-500°С).

В результате обжига сидериты превращаются в гематит-мартит с высокой магнитной восприимчивостью. На массу обоженных сидеритов содержание железа достигает 52 %, никеля – 0,005%, серы – 0,3-0,7%, P_2O_5 – 0,2-0,3 %. Обоженные сидериты показывают резкое увеличение удельной поверхности, что является положительным фактором, влияющим на скорость восстановления руды. Кроме того обоженные сидериты обладают сильной магнитной восприимчивостью, которая создает возможность обогащения методом магнитной сепарации. Все отмеченное в совокупности повышают экономику использования сидеритовых бурожелезняковых руд.

Литература

1. Афанасьев Г.В., Ключев Н.К. Предпосылки рудоносности восточно-воронежского гео-блока Русской платформы. Разведка и охрана недр, 3-4, 2000.
2. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Изд. ин. лит., М., 1962.
3. Турлычкин В.М. Инвестиционная привлекательность возможности промышленного использования сидеритовых руд Грызловского месторождения Тульской области. Экономика XXI века, № 2, 2013.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЖИЛЬНОГО И ШТОКВЕРКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАЙМИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

Роголина Л.И.

rogulina@mail.ru, Федеральное научное бюджетное учреждение Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия

Исследование генетических особенностей месторождений полезных ископаемых и обоснование научных основ формирования минерально-сырьевой базы является актуальным направлением РАН в «науках о Земле».

Целью настоящих исследований является изучение особенностей распределения полиметаллической и серебряной минерализации в Ag-Pb-Zn рудах Майминовского месторождения Дальнегорского рудного района Приморья.

Месторождение находится в 35 км к северо-востоку от г. Дальнегорск, расположено в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского плутоно-вулканогенного пояса в нижнемеловых терригенных флишоидных породах Таухинского террейна, фрагмента неокомовой аккреционной призмы (Ханчук и др., 1997). Породы фундамента представлены алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов. На севере и в центральной части месторождения толща осадочных пород перекрыта верхнемеловыми эффузивами кислого состава.

На площади месторождения, главным образом среди пород осадочной толщи, разведано более 30 эшелонированно расположенных рудных тел, из которых детально изучено и отрабатывается 13. Простираение рудных тел северо-западное с углами падения 56-80° на СВ, реже на ЮЗ. Форма рудных тел довольно сложная, чаще наблюдается сочетание кварц-сульфидных жил различной мощности с прожилковыми зонами того же состава и оруденелых зон дробления в метасоматитах (жильно-метасоматические зоны). Метасоматические рудные тела образуют самостоятельные зоны минерализации и развиваются по зальбандам кварцевых жил. Общая мощность подобных рудных тел достигает 24,0 м, при средней – 1,75 м. Сульфидная минерализация в рудных телах распределена весьма неравномерно, образуя струи, линзы, гнезда, мелкую вкрапленность и тонкие прожилки различных размеров. К СВ от отрабатываемой серии жильных рудных тел штольной вскрыто не выходящее на поверхность штокверковое Ag-Pb-Zn оруденение – Загадка. Рудная минерализация штокверка проявлена в трещинах СВ простирания (по слоистости флишоидных пород) и СЗ (в крест простирания), аналогично основным рудным телам месторождения.

Первичные руды жильных тел месторождения характеризуются халькопирит-галенит-сфалеритовым составом. Подчиненную роль играют: арсенопирит, пирит, пирротин, фрайбергит. Редкими минералами являются: пираргирит, полибазит, стефанит, акантит, самородное серебро, самородное золото. В зоне окисленных руд установлены: гётит, гидрогётит, англезит, церуссит, халькозин, ковеллин, азурит, малахит; минералы серебра представлены акантитом, аргентоярозитом, кераргиритом (Роголина и др., 2010, 2013). Как первичные, так и окисленные руды характеризуются повышенной сереброносностью. Среднее содержание серебра в первичных рудах составляет 159 г/т, в окисленных – 180 г/т (при значительном разбросе значений от 2,0 до 1748,0 г/т).

В штокверке Загадка отмечен конвергентный минеральный комплекс с некоторыми особенностями и отчётливо проявленной последовательностью минерализации. Прожилковая и гнездовая минерализация халькопирит-галенит-сфалеритового состава развивается по слоистости толщи. Сфалерит здесь с густой эмульсией халькопирита (марматит). Прожилки СЗ направления, секущие слоистость, характеризуются пирит-арсенопирит-галенит-сфалеритовым составом, где сфалерит в основном представлен клейофаном, арсенопирит образует идиобласты с реликтами галенита и сфалерита, а пирит – ксеноморфный в тесной ассоциации с основными рудными минералами. Последние прожилки являются поздними относительно северо-восточных, на что указывают незначительные амплитуды смещения СВ при пересечении их СЗ.

Основное различие рудной минерализации жильных тел и штокверка Загадка выражено в проявлении поздней серебряной ассоциации минералов. Учитывая, что размеры серебряных минералов варьируют от невидимых оптически ($<0,008\text{мм}$) до $0,3\text{мм}$, изучение форм их нахождения, распределения в минералах-концентраторах проводилось рентгеновскими микрометодами.

Установлено, что самый распространенный носитель серебра в жильных рудах Майминовского месторождения – фрайбергит. Он отмечается макроскопически и микроскопически, а количество в руде на некоторых участках рудных тел достигало нескольких процентов от общего количества рудных минералов. Состав фрайбергита анализированного на микрозонде характеризуется высокими содержаниями серебра от 23,35 до 49,0 масс. %. Количество пираргирита, полибазита, стефанита, акантита и самородного серебра не сопоставимо по своей распространенности с фрайбергитом – сравнительно редки.

В штокверковой зоне Загадка пираргирит несколько преобладает над фрайбергитом. Он отмечается чаще в галените, кварце, и по границе зёрен халькопирит-сфалерит-кварцевой ассоциации на участках их интенсивного замещения поздним кварцем и листовыми силикатами. Наиболее крупные выделения пираргирита отмечены в микропрожилках позднего кварца секущих галенит-халькопирит-сфалеритовую минерализацию и вдоль границ пирит-арсенопирит-галенитовых СЗ прожилков. Электронной микроскопией отмечены микровключения сульфидов серебра (Ag_2S , AgS) и присутствие метастабильной фазы AgO в тесной ассоциации с оксидами марганца (пиролюзит, манганозит).

Таким образом, в результате детального исследования Ag-Pb-Zn руд Майминовского месторождения, установлено, что полиметаллическая минерализация ранняя относительно серебряной в жильно-метасоматических телах и штокверке. Минералы серебра установлены во всех рудных минералах исследуемых рудных тел, и распределяются крайне неравномерно. Основным носителем серебра в рудах является галенит и в меньшей степени сфалерит, халькопирит, кварц. Большая часть серебра в этих минералах связана с включением серебряных и, в первую очередь, сурьмяно-серебряных минералов, редко сульфидов. Практически все серебряные минералы, исключая фрейбергит, пираргирит выделяется в форме микроскопических включений. При решении проблемы обогащения руд месторождения необходимо учитывать, что часть серебросодержащих сульфидов: халькопирит, пирит, арсенопирит и кварц уйдут в хвосты флотации. Достаточно значимая часть серебра вместе со сфалеритом перейдёт в цинковый концентрат. Из-за низких флотационных свойств кераргирита и аргентоярозита, вероятно, будут потери серебра в окисленных рудах.

Наличие серебряной минерализации в поздних тектонических нарушениях, смещающих основную рудоносную серию, указывает на существование нескольких стадий минерализации в рудообразовании месторождения, что повышает его перспективы.

Литература

1. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благороднометалльная минерализация полиметаллических руд Майминовского месторождения (Приморье) // Записки РМО. 2010. Часть 138. Выпуск 5. С. 29-40.
2. Рогулина Л.И., Таскина Т.В. Минералого-технологические особенности продуктов обогащения руд Майминовского месторождения (Дальнегорск, Приморье) // Материалы III Всероссийской научно-практической конференции «Новые технологии в науке о Земле», 13-21 сентября 2013, г. Нальчик, КБГУ, 2013, С. 134-138
3. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симоненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Тезисы XXX тектонического совещания. Москва, 1997, С. 240-243.

К МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Насимов Ф.В.

fathiddin.nasimov87@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Среди известных в Центральном Таджикистане месторождений золота ранее выделялись месторождения золото-кварцевой (Каттасай, Альбититовое, Чоре, Руфигар) и золото-скарневой (Тарор, Джилао, Скалистое) формаций. Однако, нами предлагается отнести месторождения Шохбас, Пуштифарфар к третьей-золото-сульфидно-кварцевой формации. Это связано с тем, что эти месторождения отличаются как количеством присутствующих в них сульфидов и технологическими особенностями своих руд, так и прогнозными характеристиками.

Для золото-кварцевой формации устанавливается парагенетическая связь оруденения с дайковым комплексом малых интрузий среднего и кислого, реже основного состава-диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др. нижнепермского возраста. Морфологические типы рудопроявлений золото-кварцевой формации представлены кварцевыми жилами, штокверками, кварцевыми прожилковыми зонами, зонами дробления и брекчирования и оруденелыми дайками, последние обычно наиболее богаты золотом. Среди скарновой группы выделяются собственно золото-скарновая и вольфрам-скарновая золотосодержащая формации. Эти формации являются наиболее важными и типичными золоторудными формациями в Центральном Таджикистане. С ними связано крупное месторождение золота Тарор и золото-вольфрамовое месторождение Джилао. Среди скарнов наиболее широко распространены пироксен-гранатовые, пироксен-амфиболовые и пироксен-волластонитовые разновидности. Месторождения и рудопроявления собственно золото-скарновой формации пространственно и парагенетически связаны с комплексом трещинных интрузий гибридного состава C_3-P_1 .

Месторождения выделенной нами золото-сульфидно-кварцевой формации представлены скарнированными породами с наложенной сульфидной и золотой минерализацией проявленной в контактовых ореолах палеозойских гранитоидных массивов. Золото в рудах месторождения Шохбас и Пуштифарфар является ведущим компонентом, тесно связанным с сульфидами. Наиболее высокие его содержания отмечаются в кварцево-сульфидных рудах жильного типа, имеющих сложный состав (арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, висмутовые минералы) и вкрапленно-прожилкового типа.

С послескладчатой стадией связана главная золоторудная минерализация. Проявление золоторудного металлогенического этапа совпадает с началом консолидации складчатой области (C_3-P_1) и связано с двумя интрузивными комплексами.

- Комплекс трещинных интрузии монзонит гранодиоритового ряда (C_3-P_1).
- Комплекс дайковых интрузии пестрого состава (P_1), с которыми пространственно и парагенетически связаны все главные продуктивные формации золота Центрального Таджикистана.

Все проявления золота были открыты в процессе комплексных поисково-съёмочных работ, не изучавших вопросы закономерностей размещения и условий локализации золотой минерализации. В региональном плане металлогения Центрального Таджикистана на золото изучена крайне слабо. Для геологических работ в Центральном Таджикистане на золото характерно резкое отставание научно-исследовательских работ, которые проводятся различными организациями без общей координации и без определенной системы. Сделанные выше выводы о присутствующих в регионе золоторудных формациях открывают перспективы выявления новых месторождений, присутствующих в соответствующих структурно-металлогенических зонах.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГИДРОКСИАПАТИТА КОСТЕЙ ЖИВОТНЫХ И ЧЕЛОВЕКА

Хамидова А.Б., Савченко В.А.

Научный руководитель: проф. **П.А. Игнатов**

Российский государственный геологоразведочный университет

им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Главным неорганическим составляющим костей животных и человека является гидроксипатит, который тесно связан с коллагеном и другими биоматериалами. В строении кости выделяют 5 уровней. [Данильченко, 1971 и др.].

1. Молекула коллагена. Ее толщина равна двум нанометрам. Она состоит из трех спиральных цепочек. По некоторым данным, молекула тропоколлагена имеет связь с неорганическими кристаллами.

2. Коллагеновая фибрилла. Представлена микрофибриллами коллагена, содержащими кристаллы апатита. Это волосинка толщиной в 100 нанометров, на которой со всех сторон "налипли" гексагональные призмы апатита длиной около 225 нанометров и толщиной около 10 нанометров. Расчеты показывают, что в 1 грамме кости общая площадь кристаллов гидроксипатита составляет порядка 250 квадратных метров, а для всей костной ткани скелета – около 2 квадратных километров.

3. Волокно коллагена. Микрокристаллы, связанные с микрофибриллами, образуют соединения в продольном и поперечном направлениях, которые в свою очередь создают армирующую конструкцию.

4. Ламеллы. Представлены тонкими пластинками, являющимися первичным элементом кости. Состоят из коллагено-минеральных веществ, скрепленных вязущим веществом.

5. Остеон (гаверсова система). Гаверсова система состоит из вставленных один в другой 5 – 20 ламелл, имеющих на данном уровне цилиндрически-телескопические формы. Они ограничивают центральный – гаверсов – канал. Коллагеновые волокна смежных пластин расположены под углом друг к другу. В канале проходят кровеносные сосуды и нервы; каналы соединяются друг с другом радиальными каналами, этим же осуществляется и связь с сосудами надкостницы и костным мозгом.

Кость позвонков рассматривается и как объект, собранный из деталей, принадлежащих 7 иерархическим уровням: от макро- и микро- до наноуровня [Буланов, 2013].

1. Изолированные кристаллы гидроксипатита и часть коллагеновой фибриллы со структурой тройной спирали (нано).

2. Минерализованные коллагеновые фибриллы (нано-микро).

3. Массив минерализованных коллагеновых волокон с расстоянием между фибриллами около 60-70 нм.

4. Две модели организации массива фибрилл, которые наблюдаются в костном скелете зебры (микро).

5. Слоистая структура позвонка (микро-мили).

6. Позвонок (мили).

7. Кость (макро)

Каждая из этих деталей предназначена для выполнения определенной функции. Кроме того, все эти уровни организации кости постоянно взаимодействуют с клетками и биологическими макромолекулами. На наноуровне мелкие пластинчатые кристаллы биологического апатита кости размещаются в изолированных пустотах внутри коллагеновых волокон, где в дальнейшем происходит их рост вдоль кристаллографической оси с элементарной ячейки гидроксипатита, которая в данном случае оказывается параллельной оси фибрилл коллагена. Или коллагеновые волокна выстраиваются вдоль оси симметрии апатита.

Кроме органического и минерального вещества важную роль в строении трубчатой кости играют полости и каналы. В них находится костный мозг, кровеносные сосуды и жир. Полости и каналы имеют минимум 3 уровня организации, что способствует обмену

минеральным веществом, обеспечивая доступ остеобластов и остеокластов к костным микроструктурам. Компоненты этих клеток образуются в костном мозге, а сами клетки ответственны соответственно за разрушение и построение кристаллов гидроксоапатита; эти процессы протекают синхронно и обновляют костную ткань.

Обновлению кости также способствует пьезоэлектрический эффект: при сжатии кости на поверхности её пластинок возникают + и – заряды, что способствует дифференцировке остеобластов и остеокластов (клеток, ответственных за разрушение и построение костной ткани, действуя совместно, они обновляют её).[<http://cytohistology.ru> и др.]

Интересным фактом является ориентировка кристаллов гидроксиапатита в трубчатой кости. Имеются данные рентгеноструктурного анализа и малоуглового рентгеновского рассеяния, показывающие, что некоторые минеральные частицы биоапатита ориентированы перпендикулярно длинной оси кости, в то время как большее количество кристаллов расположено вдоль оси длинной кости. На основании этого сделано предположение о существовании в костной ткани не менее двух морфологических типов гидроксиапатита: с осью, преимущественно параллельной оси кости и других, и с ориентацией оси преимущественно перпендикулярной длинной оси кости [<http://bone-surgery.ru> и др.]. Но подтвердить гипотезу на данный момент не представляется возможным, так как изучение нанокристаллов гидроксиапатита – это очень сложный и трудоемкий процесс, и технологии для его детального изучения еще недостаточно развиты.

Литература

1. <http://window.edu.ru/resource/398/79398>, Буланов, 2013.
2. [http://visnyk.sumdu.edu.ua/arhiv/2007/2\(109\)/3_Danil.pdf](http://visnyk.sumdu.edu.ua/arhiv/2007/2(109)/3_Danil.pdf), Данильченко, 1971.
3. <http://bone-surgery.ru>, Тканевая инженерия.
4. <http://www.dissercat.com>, Синтез, структура и свойства гидроксиапатита, композиций и покрытий на его основе.
5. <http://obiosphere.spb.ru>, Кости.
6. <http://meduniver.com/Medical/gistologia/157.html>.
7. <http://cytohistology.ru/tkani/soedinitelnye-tkani/skeletnye-tkani/kostnye-tkani/>, Гистология.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

Астахов А.С., Астахова Н.В., Лопатников Е.А.

astakhov@poi.dvo.ru; Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Побережья Дальневосточного федерального округа России граничат с окраинными морями Тихого (Японское, Охотское, Берингово) и Северного Ледовитого (Чукотское, Восточно-Сибирское, Лаптевых) океанов. Экономические зоны этих морей составляют почти две трети площади морских акваторий, находящихся в настоящее время под юрисдикцией России. Твердые полезные ископаемые прибрежной зоны этих морей активно изучались в 60-х – 80-х годах прошлого века. Сейчас частично используются выявленные в те годы залежи строительных песков, минеральной грязи, мамонтовой кости. Значительно больший объем средств был вложен в изучение россыпных проявлений золота, олова, платины, черных металлов на прибрежном шельфе. Имеются оценки ресурсов ряда мелких рудопроявлений, но практический интерес к ним сейчас отсутствует. К прибрежно-морским иногда относят и достаточно крупные титаномагнетитовые месторождения и рудопроявления пляжей и морских террас побережий Камчатки и Курильских островов, хотя они находятся исключительно на суше и важную роль в их формировании играли эоловые процессы. Из собственно морских твердых полезных ископаемых в обозримом будущем практический интерес могут представить бариты, марганцевые металлоносные осадки и железомарганцевые корки.

Баритовое рудопроявление «Баритовые холмы» находится на восточной границе Дерюгинского прогиба (котловина Дерюгина Охотского моря), представляющего типичный элизионный бассейн [1, 4]. Предполагается, что баритовые трубообразные постройки высотой до 10-16 м [6] были сформированы элизионными гидротермами, деятельность которых прослеживается и в настоящее время. При профилировании системой OFOS на западной вершине были выявлены теплые и распресненные придонные воды [7]. К.Валлманн с соавторами [8], изучавшие иловые воды в этой же точке, установили поступление пресных вод, формирующихся на глубине несколько километров при трансформации (дегидратации) глинистых минералов (смектит-иллит) горных пород в условиях высокой температуры. Эти воды резко обеднены магнием и хлором, не содержат сульфатов, но богаты кремнием. При обследовании дна системой OFOS и ТПА «COMANCHE» установлено наличие вновь формирующихся баритовых построек высотой до 0,5-0,7 м. Отсутствие крупных вновь образованных построек не позволяет однозначно судить об источнике бария: образуются ли новые постройки инфильтрационными и диагенетическими растворами, циркулирующими в теле баритовой залежи и растворяющими и переотлагающими барит, либо глубинными элизионными водами, которые ранее сформировали баритовую залежь. Решение этого вопроса имеет важное значение для определения возможности восстановления запасов баритов в случае разработки залежи.

Марганцевые металлоносные осадки встречаются в Японском, Чукотском морях, но наиболее распространены в котловине Дерюгина Охотского моря. Они выявлены в слое диатомовых голоценовых илов и представлены двумя типами: карбонатными и оксидными. Наиболее распространены оксидные, слагающие поверхностный (до 30 см) слой осадков в полосе шириной до 40 км и протяженностью 180 км. Формирование их связано с несколькими процессами, главные из которых – осаждение марганца из плюмов эпизодически формирующихся в глубинной водной массе над низкотемпературными гидротермальными источниками с соосаждением микроэлементов (Ni, Zn, Co, Cu, Au) гидроксидами марганца, а также раннедиагенетическое перераспределение марганца с концентрацией его в поверхностном слое осадков.

Железо-марганцевые корки, известны во всех дальневосточных морях в экономической зоне России. В отличие от океанических аналогов они залегают на значительно меньшей глубине, вблизи крупных портовых городов и возможных источников сбыта. Добыча их может регламентироваться только российскими законами, что позволяет рассматривать их как возможный независимый источник марганцевого сырья. В то же время они, как правило, не содержат в больших количествах цветные металлы и не покрывают таких крупных областей морского дна (по крайней мере, по известным данным) как океанические конкреции и корки [2; 3; 5]. Более перспективным на марганцевое сырье является район Центральной (Японской) котловины Японского моря, относящийся к экономической зоне России. На 8 участках этого района обнаружены железо-марганцевые корки, мощностью до 25 см с содержанием марганца до 64 % [2], что значительно выше, чем в рудных корках Мирового океана. Иногда эти корки обогащены платиноидами. Из цветных металлов отмечается повышенное содержание никеля: 0,24 % на возвышенности Первенца Японского моря, 0,67 % в корках трога Кашеварова Охотского моря [1, 4].

Повышенное содержание микро- и нановключений самородных металлов, сульфидов и интерметаллических соединений меди, никеля, олова, свинца, цинка, серебра в рудных корках и базальтах ряда подводных вулканов позволяет рассматривать их как возможные объекты для поиска подводных полиметаллических залежей [3].

В качестве рекомендаций по разработке государственной стратегии изучения и освоения минеральных ресурсов дальневосточных и восточно-арктических морей предлагается проведение ограниченных поисково-съёмочных работ на баритовом рудопроявлении «Баритовые холмы» и участках проявлений железомарганцевого оруденения с признаками полиметаллического (северный борт котловины Дерюгина Охотского моря, возвышенности Первенца и Беляевского в Японском море), а также специальные исследования технологических свойств гидротермальных железомарганцевых руд.

Выполнено при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» (проект 15-1-1-0060).

Литература

1. Астахов А.С., Астахова Н.В., Сатарова В.В. и др. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток. Дальнаука. 2008, 243 с.
2. Астахова Н.В., Введенская И.А. Химический состав и генезис железомарганцевых образований подводных вулканов и возвышенностей Японского моря // Вулканология и сейсмология, 2003, № 6. С. 36-43.
3. Астахова Н.В. Благородные, редкоземельные и цветные металлы в железомарганцевых корках Японского моря // ДАН. 2008. Т. 422. № 4. С. 522-527.
4. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. №1. С. 212-215.
5. Михайлик П.Е., Деркачев А.Н., Чудаев О.В., Зарубина Н.В. Железо-марганцевые корки подводных возвышенностей трога Кашеварова (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 1. С. 32-43.
6. Саломатин А.С., Юсупов В.И. Акустическая оценка проявлений баритовой минерализации в Охотском море // Океанология. 2009. Т. 49. № 3. С. 474-477.
7. Aloisi G., Haeckel M., Wallmann K., Baranov B., Werner R. OFOS observations // SO178-KOMEX Cruise Report July 22 – September 15, 2004. Edited by W.-Chr. Dullo, N. Biebow, K. Georgeleit. P. 71-97.
8. Wallmann K., P. Tishchenko, G. Pavlova et al. Pore water geochemistry // SO178-KOMEX Cruise Report July 22 – September 15, 2004. Edited by W.-Chr. Dullo, N. Biebow, and K. Georgeleit. P. 50-70.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АМЕСМЕССА В АЛЖИРСКОЙ САХАРЕ

¹Аули Эссаид, ²Белов С.В.

ae356789@mail.ru, ¹ORGM, Алжир; ²ООО «ОЗГЕО», Москва, Россия

Первые признаки золотой минерализации в Алжирской Сахаре в юго-западной части щита Ахаггар (Hoggar) впервые были обнаружены французскими геологами в 50-х годах прошлого века [1]. Однако лишь в 70-90 годы после совместных работ советских и алжирских геологов было выявлено реально промышленное сахарское золото.

Месторождение Амесмесса, расположенное в Юго-Западном Ахаггаре является типовым и наиболее значительным объектом Ин-Уззальского золоторудного района. Месторождение имеет протерозойский возраст, возникло в ходе эбурнейского тектономагматического цикла и относится к золото-кварц-малосульфидной формации, типичной [2] для металлогенических зон зеленокаменных поясов древних щитов.

Месторождение Амесмесса и другие аналогичные объекты Ин-Уззальского золоторудного района располагаются преимущественно в пределах фарузийского протерозойского гранит-зеленокаменного пояса и часто приурочены к полям развития метаморфизованных диоритов. Основу структуры золоторудного района и типовой геологической обстановкой нахождения рудных тел являются разрывные структурные парагенезисы, возникшие в ходе геодинамического развития регионального Восточно-Инуззальского субмеридионального разлома, являющегося вбросо-сдвигом.

В пределах месторождения Амесмесса наиболее продуктивное золотое оруденение локализуется в пределах продольных трещин скалывания, контролирующихся осевой плоскостью Восточно-Инуззальского регионального разлома. Эти трещины в основном параллельны главному сместителю (Y-сдвиги по Риделю). Менее рудопродуктивны поперечные сдвиги (R'-сдвиги или антитетические сдвиги по Риделю), располагающиеся под углами 60-75° к осевой плоскости Восточно-Инуззальского разлома. Таким образом, общая структура месторождения являет собой яркий пример возникновения в ходе развития геодинамики крупных сдвиговых зон.

Структурно-тектоническая ситуация и поле напряжений на протяжении Эбурнейского тектономагматического цикла в ходе которого формировались золоторудные тела, определялись коллизийными процессами между Западно-Африканским кратоном, представлявшим собой область ранней консолидации и Ахаггаром, входившим в состав Фарузийско-Нигерийского подвижного пояса Африки. При этом ориентировка сжимающих усилий при внедрении диоритовой магмы была субширотной, а впоследствии, при формировании рудовмещающих структурных парагенезисов – северо-восточной [3].

Самородное гипогенное золото является на месторождении доминирующим и слагает первичные легкообогатимые руды и присутствует в кварцево-рудных жилах и околорудных гидротермально-изменённых породах (зонах березитизации и калишпатизации). Выделено четыре его генерации. Золото в виде неоднородной вкрапленности присутствует в кварце, пирите, пирротине, халькопирите, имея форму изометричных или овальных зёрен размером в десятки микрон. Его основная масса представлена тонкой (от 0,005 до 0,5 мм) вкрапленностью. В рудах золото распределено весьма неравномерно. Для минерального состава руд характерно относительно небольшое количество сульфидов. Окисленные руды, несмотря на часто более высокие содержания и более крупное золото, имеют подчиненное значение. Попутным компонентом руд, представляющим имеющим промышленную значимость, является лишь серебро.

Изучение состава руд, взаимоотношений слагающих их минеральных ассоциаций позволило выявить общую последовательность и стадийность процессов минералообразования, происходивших при формировании месторождения Амесмесса. В целом можно выделить эндогенный и экзогенный этапы рудогенеза. На эндогенном этапе было выделено 7 стадий минералообразования.

Дорудные минеральные ассоциации на месторождении последовательно представлены: *карбонат-хлоритовой и кварц-полевошпатовой стадиями*. Первая проявлена в виде маломощных хлорит-кальцитовых прожилков в милонитах и ультрамилонита, а вторая – в образовании кварцевых прожилков и калишпатизации пород. – В конце этой стадии происходит отложение тонко рассеянного магнетита и гематита.

Начало рудного процесса знаменует *кварц-эпидот-хлоритовая стадия*. В эту стадию, после процесса хлоритизации и эпидотизации происходит отложение золота I генерации, связанного с кварцем. Следующая *кварц-халькопирит-пирротиновая стадия* является одной из основных в отложении золота. Вначале оно выделяется в виде купроаурита (твёрдого раствора с содержанием меди 23,39% и серебра 1,6%) устойчивого при температурах ниже 410° С. Самородное золото II генерации выделялось после отложения основной массы сульфидов, когда растворы содержали слабо связанную серу и были богаты медью. Это золото содержит повышенные содержания элементов-примесей.

Кварц-золото-сульфидная стадия по концентрации золота является самой значимой. Минеральные парагенезисы этой стадии обильны и разнообразны. Отложение минералов происходило в следующей последовательности: *кварц IV → (серицит + (хлорит III) → (пирит III + пирротин II) → марказит → (халькопирит II + тетрадимит) → висмутин → самородный висмут → (сфалерит II + халькопирит III) → (пирротин III + галенит) → самородное золото III → кальцит*.

Завершение гипогенного отложения золота происходит в *кварц-зелигманнит-галенитовую стадию*, когда выделяется золото IV генерации. Оно по данным микрозондового анализа часто соответствует электруму. Примечательно, что для всех главных генераций самородного золота (II, III, IV) постоянной примесью является ртуть. Иногда её содержание достигает 4,2%. Высокие содержания ртути в золоте можно рассматривать как признак глубинного происхождения золотоносных гидротерм.

Заканчивается гидротермальное рудообразование пострудной низкотемпературной *кварц-карбонат-халцедоновой стадией*, которая проявляется в образовании карбонатных, кварц-карбонатных, кварц-халцедоновых прожилков и жил с редкой вкрапленностью пирротина и сфалерита.

По особенностям минерального состава, структуры, геодинамики, возрасту и морфологии рудных тел данный золоторудный объект представляется аналогом золотых месторождений пояса Абитиби на Канадском щите (Хемло [4] и др.). Учитывая все это можно предполагать, что Ин-Узальский золоторудный район на юге докембрийского щита Ахаггар имеет хорошие перспективы наращивания своего ресурсного потенциала при проведении в будущем целенаправленных геологоразведочных работ.

Литература

1. Lelubre M. Recherches sur la géologie de L' Ahaggar central et occidental // Bull. Serv. carte géol. Algérie. – 1952. – V. 1-2. – N 22.
2. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. – М.: Научный мир, 2006. 355 с.
3. Аули Э., Белов С.В. Геодинамические условия формирования золотого оруденения зоны Ин-Уззал в Алжирской Сахаре // В сб.: Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. К 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова, Новосибирск, 2014 с. 37-56.
4. Kuhns R.J., Sawkins F.J., Ito E. Magmatism, metamorphism and deformation at Hemlo, Ontario, and timing of Au-Mo mineralization in the Golden Giant Mine // Econ. Geol. – 1984. – V.85. – p. 720-756.

НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ТИП ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОНГОЛИИ

Баярсайхан Ц., Верчеба А.А.

aa_ver@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В результате проведения интенсивных геолого-поисковых работ в начале XXI века были выявлены рудные поля и месторождения медного порфирирового типа в Южной Монголии, таких как Оюу Толгой, Цагаансуварга, Оюут Улаан и др. В рудах месторождений установлена золоторудная минерализация. Некоторые из этих месторождений локализованы в пределах палеозойского террейна, сформированного в позднем девоне на продолжении Тянь-Шаньского металлогенического пояса медной минерализации порфирирового типа, в пределах которого расположены месторождения среднего и позднего палеозоя: Алмалык (Узбекистан), Ву-Зу Эр Гашан (северо-западный Китай). В последнее время в связи и золотоносностью порфирировых месторождений нарастает интерес геологов к данному району.

Сравнительно недавно в Южной Монголии был установлен новый тип месторождений золота в березитизированных метасоматических породах. Это месторождения рудного района Олон-Овоот, которые находятся в 500 км к югу от Улан-Батора в относительно освоенном экономическом районе.

Месторождения первого, медно-порфирирового типа в Оюу-Толгойском рудном районе, изучены достаточно полно и представляли до последнего времени основной потенциал минерально-сырьевой базы золота на территории Монголии.

Рудное поле Оюу Толгой расположено в пустыне Южной Гоби, в 650 км южнее г. Улан-Батор и состоит из пяти месторождений (Южное, Юго-Западное, Центральное, Южный и Северный Хюго Дамметт). В пределах рудного поля в результате детальных геологоразведочных работ установлены ресурсы более 25 млн.т меди и более 1000 т золота, а по запасам данные месторождения входят в ряд крупных золото-медных месторождений мира. Содержание в рудах составляет 0,5 % меди и 0,36 г/т золота на тонну руды. Геолого-экономическая оценка месторождения Оюу-Толгой позволяет отнести его к крупнейшим из незадействованных месторождений золота и меди в мире. При введении в эксплуатацию месторождений рудного поля Оюу Толгой в два раза увеличится валовая национальная продукция на душу населения Монголии.

Поэтому месторождения медно-порфирирового типа с золоторудной минерализацией будут иметь важное значение в минерально-сырьевой базе золотых руд Монголии, так как являются основным геолого-промышленным типом золоторудных месторождений.

По данным исследователей медно-порфирировые месторождения содержат ресурсы меди, золота и других металлов сформированы единой рудогенерирующей системой, в состав которой входят магматический комплекс, метасоматические породы и рудные образования. Для данного типа месторождений установлено, что стадия рудоотложения завершает, как правило, сложный процесс возникновения, транзита и отложения сначала метасоматических, а затем и золоторудных образований. Исследование рудогенерирующих систем показало, что магматические тела в них при небольших размерах не могут обеспечить энергетическую и флюидную составляющие для формирования крупнотоннажных месторождений. Эти магматические тела по известным причинам играют роль концентраторов рудного вещества. Во многих случаях важным фактором рудоотложения является деятельность грунтовых вод, которые могут, с одной стороны, проникать в область движения магматического вещества, с другой, влиять на рудоотложение и преобразование руд в зоне окисления. При изучении месторождений порфирирового типа возникает необходимость в установлении петрографических и геохимических особенностей магматических комплексов рудного поля, парагенезисов рудных тел и метасоматических пород. На месторождении метасоматиты представлены парагенезисами: ранним калишпат-биотит-магнетитовым (высокотемпературным), кварц-серицитовым (среднетемпературным) и аргиллизитовым (низкотемпера-

турным). Минеральная зональность метасоматитов проявлена замещением снизу вверх ранних высокотемпературных парагенезисов, среднетемпературными, а затем низкотемпературными. Процесс формирования всей рудной системы завершается гидротермальной фазой с образованием минерализованных брекчий.

Новый тип золоторудных месторождений Южной Монголии в геологическом отношении изучен недостаточно, хотя воспроизводство минеральных ресурсов золота в современных экономических условиях может быть достигнуто за счет оперативного освоения разведанного рудного поля месторождений золота Олон Овоот. Месторождение Олон-Овоот находится в 500 км. к югу от Улан-Батора в относительно освоенном экономическом районе.

В структурном отношении месторождение расположено в пределах Южно-Гобийской складчато-надвиговой структурно-формационной зоны к северу от региональной Олон-Овотинской сдвиговой структуры, имеющей рудоконтролирующее значение.

Месторождение залегает в толще девонских вулканогенно-терригенных отложений и слабо метаморфизованных зеленосланцевых пород. Вулканогенно-терригенные породы сложены формацией чередования андезитов, андезитовых туфов, серицитовых сланцев, филлитов и песчаников, прорванными дайками диоритов. Вулканические породы мы относим к компетентным геологическим образованиям, благоприятным для локализации руды золота.

Вмещающие золотые руды горные породы смяты в складки и разбиты системой разломов с амплитудами смещения в первые десятки метров. Установлено, что золотая минерализация приурочена к линзам вулканогенных пород андезитового состава, которые отличаются от терригенных пород высокой крепостью и склонностью к трещиноватости. Основная часть золотых руд залегает в сильно тектонически деформированных синклинальных структурах. В антиклинальных складках золотые руды как правило отсутствуют.

В результате ранее выполненных геолого-съемочных работ в районе месторождения были установлены дорудные гранитоидные интрузивы поздне-каменноугольного возраста и секущие золоторудные залежи дайки диоритов, возраст которых установлен как юрский. Золотые руды в плотных вмещающих вулканических породах андезитового состава залегает в изгибающихся согласно складчатости пород. Удлиненные линзовидные рудные тела имеют протяженность 50-100 м. и мощность 5-20 м. Рудные тела представлены сближенными сериями кварцевых жил в ореолах окварцевания и интенсивного метасоматического преобразования андезитов. По минеральному составу метасоматические породы соответствуют формации березитам. Жильные зоны и жилы отличаются повышенным содержанием золота, достигающим на метровые интервалы опробования несколько десятков грамм на тонну. В боковых частях рудных жил и жильных зон андезиты превращены в средне-крупнозернистые метасоматические породы – березиты, которые импрегнированы крупными кристаллами пирита, размером до 0,5-0,7 мм. Содержание золота в березитах существенно ниже, чем в кварцевых жилах, составляет 2-3 г/т. Березиты сложены в основном интенсивно серицитизированными и карбонатизированными плагиоклазами и кварцем. Темноцветные минералы в них полностью замещены агрегатом существенно хлоритизированного и карбонатизированного серицита. Содержание сульфидов в руде (в основном в пирите) не превышает нескольких процентов. Судя по высокому извлечению золота при использовании технологической схеме переработки руд цианидами, доля в золотой руде упорного, тонкодисперсного золота, находящегося обычно в сульфидах, является незначительным. На месторождении начата добыча руды открытым способом с последующей переработкой руды фабричным способом.

Литература

1. Badarch, G., Cunningham, W.D. and Wendley, B.F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: Implication for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia; *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, №.1, pp.87-110.

О ПРОГРЕССИВНО-ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СМЕСЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ПРОДУКТОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА)

Бобков А.И.

bobkov-a-i@yandex.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В основе прогрессивно-последовательной классификации (ППК) объектов нижних уровней дискретной организации материи лежит закон прогрессивно-последовательных отношений (ЗППО). Формулировка закона [1]: ядра, химические элементы, молекулы, вещества и смеси находятся в прогрессивно-последовательных отношениях, определяемых критическим зарядом Y и дефицитом заряда X ядер, связанных с зарядом Z .

В докладе рассматриваются особенности ППК смесей на примере продуктов гидротермального процесса. Состав минеральных агрегатов двух стадий этого процесса заимствован из [4].

Основы ППК рассмотрены в [2]. Здесь даются краткие пояснения, необходимые для понимания процесса классификации объектов в ППК. Как следует из формулировки ЗППО любой объект (следовательно, и смесь) находится в прогрессивно последовательных отношениях с другими объектами. Это значит, что объект принадлежит к определенной прогрессии Y объектов (заряды Z образуют арифметическую прогрессию), а также – к определенной последовательности X (значения X образуют некоторую числовую последовательность). При табличной форме отношение с индексом R представляет собой таблицу, строками которой являются прогрессии объектов, а столбцами – их последовательности.

Далее потребуются значения величин Z , X , Y (указаны в скобках после символа элемента) ядер атомов некоторых элементов [2]: C(6, -6, 12), O(8, -4, 12), Mg(12, 0, 12), Si(14, -6, 20), S(16, -4, 20), Ca(20, 0, 20), Fe(26, -12, 38), Cu(29, -9, 38), Zn(30, -8, 38), Pb(82, -6, 88).

Общая схема единой классификации: *состав объекта (качественная сторона состава (кавалитет) → количественные отношения частей состава) → строение объекта → свойства объекта.*

Сходство, подобие или аналогии строения и свойств объектов связываются в ППК с равенством у них значения величины X .

Величины X , Y и Z являются характеристиками квалитета объекта.

Квалитет – это ядерный состав объекта, взятый без учета количественных соотношений ядер атомов различных элементов. Характеристиками квалитета являются: *мультиплетность* (M) – количество элементов квалитета (в примере $M = 3$); *гетерогенность* (H) – число элементов квалитета, с различными значениями Y . Гетерогенность объекта определяет количество отношений R , в которых участвует данный объект. Величины Z , X , Y квалитета объекта вычисляются как суммы этих величин элементов квалитета этого объекта, т. е. обладают свойством аддитивности.

Инверсии квалитета или просто инверсии отражают многообразие связей объекта. Формулы инверсий получаются путем перестановок символов элементов в формуле квалитета. Например, кварц SiO_2 как соединение кремния будет иметь формулу инверсии SiO , а как соединение кислорода – OSi . В тезисах для краткости используется только одна наиболее существенная базисная инверсия с порядком элементов от неметаллов к металлам.

Квалитет объекта является важнейшим системообразующим фактором при построении общей прогрессивно-последовательной классификации.

Общие формулы для вычисления индексов отношений R и их последовательностей различных порядков (S , S^{II} , S^{III} , ...) на основе формулы инверсии:

$$R = Y_0 + Y_1 + \dots + Y_{M-1}, \quad (1)$$

$$S = Y_0 + Y_1 + \dots + Y_{M-2}, \quad (2)$$

$$S^{\text{II}} = Y_0 + Y_1 + \dots + Y_{M-3}, \quad (3)$$

(...)

где M – мультиплетность квалитета объекта, Y_0 – константа, равная нулю. Так, для синглетов ($M = 1$), например химических элементов, простых веществ, отношение $R = Y_0 = 0$ (1), т.е. все они относятся к нулевому отношению (R_0).

После этих предварительных замечаний можно перейти к рассмотрению классификации продуктов двух стадий минерализации гидротермального процесса. Минеральный агрегат первой пирит-галенит-доломитовой стадии представлен доломитом, галенитом, пиритом и кварцем. Минеральный агрегат второй сфалерит-галенит-кальцитовая стадии состоит из доломита, кальцита, сфалерита, галенита, пирита и кварца.

Минеральный агрегат каждой из этих стадий представляет собой смесь веществ (минералов) первого порядка. Тогда минерализацию гидротермального процесса в целом можно рассматривать как смесь веществ второго порядка. В докладе рассматривается систематизация названных смесей первого порядка. Прежде всего, определим элементный состав данных смесей. Первая смесь состоит из Mg, Ca, Fe, Pb, Si, S, O. Элементный состав второй смеси – Mg, Ca, Fe, Cu, Zn, Pb, Si, S, O. Характеристики квалитета первой смеси: $M = 8$, $Z = 184$, $X = -38$, $Y = 222$. Гетерогенность $H = 4$, следовательно, смесь участвует в четырех отношениях. Формула базисной инверсии $OSCSiPbFeCaMg$. Для базисной инверсии найдем индексы отношения R и его последовательностей различных порядков по формулам (1) – (3): $R = 210$, $S = 190$, $S^{II} = 152$, $S^{III} = 64$, $S^{IV} = 44$, $S^V = 32$, $S^{VI} = 12$, $S^{VII} = 0$. В соответствии с математической моделью прогрессивно-последовательных отношений объектов [3] отношение R_{210} содержит прогрессии $Y = 212, 214, 222, 230, 248, 266, 298, 330$. Смесью аналогичной первой смеси будет любая смесь, базисная инверсия которой имеет индекс отношения R_{210} и $X = -38$. Квалитет второй смеси имеет: $M = 10$, $Z = 243$, $X = -55$, $Y = 298$, $H = 4$. Формула базисной инверсии $OSCSiPbFeCuZnCaMg$. Характеристики базисной инверсии: $R = 286$, $S = 266$, $S^{II} = 228$, $S^{III} = 190$, $S^{IV} = 152$, $S^V = 64$, $S^{VI} = 44$, $S^{VII} = 32$, $S^{VIII} = 12$, $S^{IX} = 0$. Отношение R_{286} содержит прогрессии $Y = 288, 290, 298, 306, 324, 342, 374, 406$. В данном случае аналогичные смеси должны принадлежать к отношению R_{286} и иметь $X = -55$.

Стехиометрия базисной инверсии первой смеси – 8:3:2:1:1:1:1. Для базисной инверсии второй смеси стехиометрия – 11:6:3:1:1:2:1.

Далее в соответствии с общей схемой классификации рассматриваются текстуры и структуры руд. Аналогичные смеси должны иметь аналогичные стехиометрии и строение.

Литература

1. Бобков А.И. Общая классификация химических соединений в связи с анализом и прогнозированием новых типов руд. Современные методы минералого-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологии их комплексного освоения. Материалы Годичного собрания Российского минералогического общества. СПб, 2006, 10-11.
2. Бобков А.И. Основы единой классификации объектов различных структурных уровней // VIII Международная конференция "Новые идеи в науках о Земле". Доклады. Т. 5. РГГРУ, М., 2007. С. 26-29.
3. Бобков А.И. Опыт математического исследования отношений объектов нижних уровней организации материи. Математические исследования в естественных науках. Труды XI Всероссийской (с международным участием) научной школы. Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение и Комиссия по истории РМО, 11-12 ноября 2014 г. / Научн. ред. Ю.Л. Войтеховский. – Апатиты: Изд-во К & М, 2014. – 300 с. С. 5-16.
4. Юшко С.А. Методы лабораторного исследования руд. Изд. 4-е, переработ. и доп. М., изд-во «Недра», 1971. 344 стр.

О ПОДХОДЕ К ПОИСКУ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ГОРАХ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Бутвиловский В.В.

wladimirbutwilowski@gmail.com, Институт полимерных исследований, Дрезден, ФРГ

Золотооруденение гор юга Западной Сибири (Салаир, Горная Шория, Кузнецкий Алатау, Алтай и Западный Саян) большей частью так или иначе приурочено к ареалам вулканогенно-осадочных пород нижнего кембрия. На примере Кузнецкого Алатау отчётливо видно, что на восточном и северо-восточном склоне нагорья обнаружено существенно больше золоторудных месторождений и проявлений, нежели в его центральной и юго-западной части. Причем россыпная золотоносность восточного склона Кузнецкого Алатау имеет явно меньшие масштабы. Почему здесь было открыто больше рудных месторождений, но меньше россыпей – можно долго спорить, но не надо забывать, что известное количество месторождений есть также и следствие такой простой вещи, как обнаружили их или нет. На северо-восточном и, особенно, восточном склоне Кузнецкого Алатау проще обнаружить рудные тела из-за лучшей обнажённости и доступности, что обусловлено более низкими высотами, более сухим климатом (вблизи хакасских впадин почти полупустынным) и меньшей «задернованностью». Кроме того, поблизости жило и хозяйствовало больше населения, занимавшегося интенсивной старательской и поисковой деятельностью. На юго-западном склоне Кузнецкого Алатау картина существенно иная и гораздо менее благоприятная. Свойственная большей части этой территории плохая обнаженность резко ухудшает возможности обычных геолого-поисковых работ. Свою лепту вносила и вносит труднодоступность и удалённость территории от многих населённых пунктов. Поэтому методика поисков золоторудных месторождений в таких районах должна быть хорошо продуманной и особой, чтобы быть в итоге успешной и не столь затратной.

Если сравнить с данными о рудной золотоносности северо-восточной части Кузнецкого Алатау, то на их фоне Ортон-Фёдоровская площадь юго-западной части выглядит бедно, хотя как россыпной узел она гораздо более продуктивна (добыто около 40 тонн), а долина Федоровки является одной богатейших в регионе. Такое соотношение рудной и россыпной золотоносности настораживает. В любом случае россыпное золото в горных долинах малых порядков накоплено в результате денудации местных коренных источников. Если бы россыпи формировались в основном за счет бедного оруденения, то продуктивность россыпей была бы примерно одинаковая. Аномально богатые россыпи созданы аномально богатыми коренными источниками – вывод достаточно логичен, однако он не имеет прямого отношения к оруденению, которое еще возможно имеется в недрах этого района. Можно лишь утверждать, что наличие богатых коренных источников весьма вероятно на Ортон-Фёдоровской площади, но не более того. Эту вероятность подтверждают находки богатых рудопроявлений золота (метасоматические окварцованные бонанцы до 10-15 м и со средними содержаниями до 100 г/т), которые обнаруживали старатели при вскрыше и промывке долинных и ложковых россыпей, в частности в долине Фёдоровки. Неслучайно именно им сопутствовал успех, а не четырнадцати работавшим здесь поисковым партиям.

Иначе говоря, пусть небольшие, но богатые золоторудные тела на Ортон-Фёдоровской площади имеются; возможно, и в большом количестве, но найти их в условиях плохой обнаженности – дело непростое, и тут на случай уповать не следует. Детальное опознание территории слишком затратно, а его эффект также сомнителен. Даже при густоте буровой поисковой сети 20x40 м большая часть этих тел будет «незамечена», а искать их по более редкой сети еще бесполезнее. Локальная канавная вскрыша в пределах крупных зон минерализации тоже не дала большого эффекта. Возникается вопрос, а стоит ли в условиях плохой обнаженности на участках бедной (0,01-0,1 г/т) золоторудной минерализации искать обычными геохимическими, геофизическими методами и горными выработками какие-то небольшие богатые рудные тела, свойственные местному оруденению? Если подходить к этому делу с позиции экономиста-хозяина, то, конечно, не стоит. Если не

считаться с затратами, как это делалось ранее, то можно искать ещё долго и безуспешно. К поисково-разведочному освоению такой территории было бы правильнее подойти иначе, с позиции рационального хозяина-геолога, будь то концерн, артель или госпредприятие.

Эта площадь привлекательна прежде всего возможностью добывать золото и здесь имеются значительные россыпные запасы. Добыча золота – главный ликвидный продукт и приоритет, значит весь рабочий план и процесс должен быть подчинён производству этого продукта. Нельзя разделять здесь добычу, поиски и разведку. Всё должно быть увязано в одну цепь, в единый баланс расходов и доходов. Необходимо инвестировать и в поиски, и в разведку, и в добычу. Где, когда, сколько – решать хозяину, но возможность рационально вести дело он должен получить лицензионно, как и возможность получать государственную поддержку (субсидии) в столь сложном деле как поиски и добыча золота.

В первую очередь следует начать добычу имеющихся здесь «легких» россыпных запасов – тем самым иметь возможность получать доходы и средства, позволяющие в первую очередь проводить поиски и доразведку россыпей различного типа (техногенных, долинных, террасовых, склоновых, ложковых, элювиальных ЗКВ, ещё явно недостаточно здесь обследованных). Иначе говоря, отработывая известные запасы, восполнять их новыми, близко расположенными. При отработке россыпей необходимо вести поиски рудного золота, т.к. здесь имеется практически «бесплатная» возможность исследовать на рудное золото коренной плотик протяженностью в километры и шириной в десятки и сотни метров, и именно под россыпями плотик наиболее интересен. Такого никакая канавная разведка не предоставит. Уже на этом этапе работы возможны неоднократные открытия небольших, но очень продуктивных золоторудных бонанцев, которые окупят трудозатраты в параллельные добыче геологические исследования. Именно так, выполняя более простое, надёжное и приносящее доход главное дело, нужно и должно попутно заниматься поисками рудного золота и более рационально, «до последней капли» использовать попутные поисково-разведочные возможности, имеющиеся при отработке россыпей, особенно ложковых, склоновых и ЗКВ. Россыпи сами приведут к коренным источникам их питания, и нечего тут мудрить! Путь, казалось бы, долгий, но дополнительно малозатратный (скорее прибыльный) и в итоге более точно и быстро ведущий к цели эффективного опосредования территории.

Проблема рудной золотоносности Ортон-Фёдоровской площади остаётся пока нерешенной, однако возможности открытия здесь промышленных месторождений достаточно велики. Поэтому не следует уходить с этой площади, а надо продолжать комплексные работы на золото, изменив их цели и методику. Здесь можно и нужно в первую очередь отработывать, доопосредывать и доразведовать различные типы россыпей, потенциал которых далеко еще не исчерпан [1]. В ходе отработки россыпей и параллельно ему выявлять и отработывать месторождения выветрелых зон метасоматоза и окисления золоторудной минерализации. В процессе отработки всех этих месторождений будет иметься возможность параллельно и дополнительно малозатратно находить и отработывать многочисленные малые, но богатые рудные тела-бонанцы. Проводить сейчас отдельные широкомасштабные, узко специализированные поисковые работы с надеждой на открытие здесь крупных богатых рудных месторождений – это обрекать себя в большинстве случаев на неудачу и огромные неэффективные затраты. Это касается и других подобных регионов.

Литература

1. Бутвиловский В.В., Аввакумов А.Е., Гутак О.Я. Россыпная золотоносность гор юга Западной Сибири: историко-геологический обзор и оценка возможностей. – Новокузнецк: Кузбасская государственная педагогическая академия, 2011. 241 с.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ «ПЛАНШЕТ» (ПОКРОВСКАЯ ПЛОЩАДЬ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) КАК ФРАГМЕНТ ДРЕВНЕЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПОСТРОЙКИ

Владимирова Е.А.

vladlenagrf@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В геологическом строении полиметаллических месторождений принципиальным является разделение их рудных тел на пластовые или линзовидные массивные, согласные с вмещающими породами, не сопровождающиеся их метасоматическими преобразованиями, и секущие, сопровождающиеся метасоматическими породами. В отличие от секущих тел, согласные залежи полиметаллических месторождений закономерно вписываются в последовательность вулканических извержений. Они обычно расслоены на существенно цинковый (верхний) и железо-медный (нижний) слои, с которыми могут переслаиваться и другие руды: цинково-свинцовые, серные (пиритовые), баритовые, ангидритовые и т.д.

Углеродородной спецификой объясняется нередкое залегание полиметаллических руд в углеродистых породах, например, в черных сланцах, совместно с которыми они образуют протяженные стратиграфические горизонты.

Месторождение Планшет локализовано в сланцевой толще, представленной хлорит-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и их черными углеродистыми разностями. Рудные тела залегают субсогласно со сланцеватостью, они имеют относительно простую пластообразную, лентообразную форму мощностью от 0.8 до 20.0 м. К главным рудным минералам относятся галенит, сфалерит и пирит, к второстепенным относятся халькопирит, арсенопирит, буланжерит и борнит.

В рудных телах фиксируется как превышение содержания цинка над свинцом, так и наоборот, что говорит о верхнерудном одного и нижнерудном другого эрозионных срезах тел.

Исследуемая площадь практически полностью расположена в пределах Заргольско-Покровской системы разломов северо-восточного простирания, являясь в свою очередь фрагментом региональных северо-восточных разрывных нарушений, по которым шло заложение и развитие Аргунской депрессии.

Разрывная тектоника имеет сбросо-сдвиговый характер с небольшими (первые десятки и сотни метров) смещениями. В геохимическом поле разрывные нарушения практически ничем не выделяются. На плане же изолиний кажущейся поляризуемости разломы четко прослеживаются пониженными показателями. На участках, заключенных между двумя разломами северо-западного простирания, фиксируются аномальные участки с показателями η_k до 16%.

Таким образом, можно предположить о существовании древней палеовулканической постройки имеющей простирание на север, северо-запад с эродированной верхней частью и что месторождение Планшет является лишь фрагментом этой постройки. В связи с этим внимание заслуживают расположенный на востоке от Планшета участок Волчьих горы, на юге – участок Лево-Заргольский, на которых предшественниками были выявлены свинцовые аномалии, и северный фланг самого месторождения.

Литература

1. Р.Р. Ветцель «Отчет Запокровского отряда Былыринской партии по поисковым работам уч. Запокровский». 1992 г.
2. А.А. Маракушев и др. «Петрогенетические типы колчеданных и полиметаллических месторождений». 2011 г.
3. Е.А. Владимирова, «Геология полиметаллических и мышьяковых месторождений Покровского рудного поля (Восточное Забайкалье)». 2014 г.

НАНОФОРМЫ ЗОЛОТА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СУЛЬФИДНЫХ РУД

¹Воробьев А.Е., ²Верчеба А.А.

fogel_ae@mail.ru, ¹РУДН, Москва, Россия; ²Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Понятие «невидимое» золото относится к тонкодисперсному золоту, не выявляемому оптическими методами: коллоидальному, кластерному или химически связанному в сульфидах.

Как оказалось, в результате исследований [1, 3] «невидимое» золото или нанозолото оказалось распространено широко в сульфидах как собственно золоторудных, так и колчеданных, медно-порфировых и медно-никелевых месторождений.

Инструментальными методами анализа установлено, что с уменьшением содержания серы в пирите концентрация золота существенно возрастает, что позволило предположить наличие золота в пирите.

И только после открытия на севере штата Невада (США) месторождений золота в массивах частично метаморфизованных осадочных карбонатно-алюмосиликатных пород, с концентрированием его как в различных сульфидах, так и в углистом веществе (так называемый карлинский тип), с преобладающим размером выделений золота менее 5 мкм, стало очевидным, что исследование наноформ нахождения золота в рудах должно быть проведено на принципиально новой инструментальной аналитической базе.

Так, отличительной особенностью руд карлинского типа является «невидимое» золото. При этом наноформы золота обычно присутствуют в пирите, арсенопирите, пирротине и различных оксидах металлов (хромите, магнетите) и в меньшей степени – в кварце, карбонатах, силикатах и органическом веществе [5].

На основе полученных результатов натурных и экспериментальных аналитических исследований золотосодержащих руд некоторых месторождений была разработана концепция «естественных нанотехнологий», т.е. природных физико-химических процессов, происходящих в литосфере в областях нанометровых размеров, которые приводят к формированию минеральных наноструктур и нанопарагенезисов с аномальными физико-механическими свойствами.

Н.В. Петровская, рассматривая особенности распределения тонкодисперсного (0,5-10 мкм) золота, пришла к довольно важному выводу: «Частицы тонкодисперсного золота распространены значительно более широко, чем видимые золотины. Они присутствуют во всех рудных месторождениях не только золота, но и многих других металлов, где видимое золото не встречается, а также рассеяны в больших массах гидротермально измененных пород».

Образование основных морфологических видов нанозолота обычно объясняют, исходя из известных механизмов кристаллизации вещества из промежуточного (кватаронного) его состояния [5]. В результате чего они могут иметь форму различных дендритов, колец, конусов, многогранников, сфер, стержней, чешуек и т.д., а также множества комбинаций из этих довольно простых форм и фрактальных агрегатов.

В тонкодисперсных рудах золоторудных месторождений Бакырчинского рудного района (Казахстан) были встречены нанотрубки, сферические и ограненные наноструктуры, однослойные и многослойные, уплотненные и плотные (непрозрачные) [2]. При этом, округлые или сферические наноструктуры, заполненные металлом – обычно непрозрачные, а заполненные наночастицами арсенидов, сульфидов, сульфосолей, карбидов и оксидов – полупрозрачные или практически полностью прозрачные.

Подобные нанотрубки были встречены как в нанослоях золотоносных сульфидов (арсенопиритов и пиритов), так и в среде твердого углеродистого вещества (шунгита), находящегося в тесной парагенной ассоциации с сульфидами [2].

Необходимо отметить, что нано-образования золота на месторождениях Васильевское и Кварцитовые Горки (Казахстан), в значительной степени отличаются от имеющихся на-

ноструктур Бакырчикского района. В частности, было установлено, что на месторождении Кварцитовые Горки более развиты фуллереноподобные структуры, отличающиеся несколько меньшей размерностью, а также существенно большей плотностью.

«Новое» нанозолото также зачастую представлено одиночными округлыми наночастицами размером 50-100 нм, в которых в основном не наблюдается явно выраженного агрегатного строения. Для данного типа характерен сравнительно узкий диапазон размеров, с преобладанием индивидов крупностью 50-60 нм [4].

Ранее, при традиционном химическом анализе графитовых руд в них обнаруживали только 0,021–3,57 г/т золота, поэтому извлекать из них золото считалось нерентабельным [3]. В последующем, с помощью ионной масс-спектрометрии удалось обнаружить, что концентрация золота и платиноидов в графитовых рудах гораздо больше. Так, в изученных пробах природного графита содержание золота достигала 17,8 г/т – это уровень руд довольно богатых золотых месторождений. Подобная разница отражает существенные потери благородных металлов при термоокислительном разложении графитсодержащих проб в результате эмиссии летучих металлоорганических соединений.

Кроме графитовых руд золото сконцентрировано и в различных природных углях. Выявленная связь содержания золота в углях, торфах и их золах свидетельствует о преимущественно органической форме его нахождения. При этом для углей могут быть выделены два типа носителя золота (органическое и минеральное вещество).

Необходимо отметить, что золото, имеющее размеры частиц менее 20 мкм, пластинчатую или игольчатую форму, обычно не поддается извлечению всеми существующими технологиями обогащения [1].

Особенностью пластинчатого нанозолота является его весьма высокая плавучесть (плавучее золото, вследствие своей тонкочешуйчатой формы, может удерживаться на поверхности воды силой поверхностного натяжения), в результате чего значительная часть золота таких классов не извлекается современными технологиями обогащения из россыпей [1]. При этом от 25 до 40% тонкого плавучего золота уходит в «хвосты» обогащения.

Таким образом, выявление наночастиц золота на большинстве золотосодержащих месторождений позволяет существенно расширить существующую минерально-сырьевую базу этого металла, а детализация его возможных наноформ – обеспечит разработку весьма эффективных технологий его обогащения (извлечения).

Литература

1. Лазерная агломерация ультрадисперсного и коллоидно-ионного золота. // <http://edu.znate.ru/docs/62/index-470466.html?page=8>.
2. Марченко Л.Г. Генезис и минеральные ассоциации золота и платиноидов в месторождениях «черносланцевого» типа Казахстана // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург. – 2011. 50 с.
3. Нам нано золото: российские учёные открыли новый вид месторождений золота // <http://www.nanonewsnet.ru/articles/2011/nasha-versiya-nam-nano-zoloto>.
4. Осовецкий Б.М. О методике изучения нанозолота. // Современные проблемы науки и образования. №6. 2012. С. 628.
5. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Вульф М.В., Полева Т.В., Чекушин В.С., Олейникова Н.В. Ассоциации микро- и наноразмерных обособлений благороднометалльного комплекса в рудах // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: Техника и технологии. Т. 1. № 1. 2008. С. 17-32.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КАЙЭНЫВААМСКОГО РУДНОГО УЗЛА: ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ (ЧУКОТСКИЙ АО)

¹Гарипов Р.А., ¹Калько И.А., ²Усенко В.В., ¹Филимонов С.В.
ildarkalko@ya.ru, ¹МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
²ООО «Региональная горнорудная компания», Москва, Россия

Кайэнмываамский рудный узел располагается в пределах Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), в его внутренней зоне. В Охотско-Чукотском поясе располагаются наиболее богатые рудные месторождения золота и серебра (Купол, Валунистый, Двойной и др.), которые на текущий момент являются основными источниками золота и серебра, добываемых на Чукотке. Кайэнмываамский рудный узел приурочен к Энмываамской вулcano-тектонической депрессии, сложенной накоплениями вулканогенных образований преимущественно среднего и кислого состава [1]. Развитые в районе образования формируют один структурный этаж и включают в себя: эмунеретскую свиту (риолит-базальтовая формация), эргываамскую свиту (риолитовая формация), энмываамскую свиту (базальт-трахибазальтовая формация). Главной тектонической структурой на территории является долгоживущий Анадырский разлом глубинного заложения, простирающийся в северо-восточном направлении. Кайэнмываамская зона разломов северо-западного простирания развита в центральной части территории, осложнена широтными разломами в среднем течении р. Левый Кайэнмываам.

На площади известны проявления и пункты минерализации золота, серебра, меди, молибдена, полиметаллов. Наиболее изученными объектами на территории являются месторождение Арыкэваам и проявление Тэлевеем. На поисковой стадии работ данные объекты являются эталонными и перспективность близлежащих проявлений целесообразно оценивать в их метрике. Арыкэваам приурочено к субвулканическому телу трахидацитов. Промышленное оруденение связано с главной жильной зоной, представленной ветвящейся жилой север-северо-восточного простирания. Субпараллельно этой зоне располагаются прожилковые зоны не образующие промышленные блоки. По результатам штучного опробования в рудах установлены средние содержания серебра 700 г/т, золота 4 г/т. По штучному опробованию установлена корреляция между золотом, серебром, полиметаллами, мышьяком, молибденом, медью, селеном и теллуром. Оценка температур гомогенизации флюидных включений дала значения от 230 до 270 °С, флюиды отличаются низкой соленостью до 0,9 мас. % в экв. NaCl [2]. Данные условия характерны для эпипермального золото-серебряного оруденения.

Проявление Тэлевеем состоит из серии прожилковых зон, редко образующие раздувы до нескольких метров мощностью. Выделяются зоны субмеридионального, северо-восточного, субширотного простирания. Жильные зоны приурочены к субвулканическим диоритам и андезитам. По данным штучного опробования среднее содержание в рудах золота – 7 г/т, серебра – 70 г/т. В рудных пробах установлена корреляция между золотом, серебром, медью, свинцом, селеном и теллуром.

Рудная минерализация приурочена кварцевым и кварц-адуляровым жилам с карбонатом, хлоритом и серицитом. Рудная минерализацию в пределах рудного узла представлена следующими минералами: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, борнит, самородное золото, акантит, сульфосоли серебра, сульфоселениды Ag, блеклые руды, оксиды марганца, молибденит, теллуриды (Au, Ag, Ni), селениды (Au, Ag, Pb, Bi).

На эталонных объектах по горным выработкам были определены коэффициенты остаточной продуктивности для золота и серебра. На проявлении Арыкэваам отмечается ослабление вторичных ореолов золота и серебра: коэффициент остаточной продуктивности золота – 0,2, серебра – 0,6. На проявлении Тэлевеем коэффициент остаточной продуктивности для золота – 0,1, для серебра – 0,07. Ослабление вторичных ореолов по сравнению с первичными рудами известно и на других золото-серебряных месторождениях в Охотско-

Чукотском вулканогенном поясе: Валунистый – 0,6 (для золота и серебра), Купол – 0,3 (золота и серебра) [3, 4]. На эталонных объектах установлено, что рудные элементы образуют во вторичных ореолах следующие корреляционные связи: Au-Ag-As-Mo (Арыкэваам), Au-Ag-Pb-Zn-As-Mo (Тэлевеем).

По результатам геохимических работ по сети 250x50 м в окрестностях проявлений Арыкэваам и Тэлевеем установлены перспективные на выявление золото-серебряного оруденения аномалии, которые были заверены штучным опробованием.

Вторичные ореолы золота и серебра образуют крупные блоки: простираение структур северное, северо-западное. Локальные максимумы концентраций золота и серебра локализируются в протяженные (до 1 км) и точечные структуры. Наиболее протяженный блок выявлен в левом борту Среднего Кайэнмываама. Отмечается высокая пространственная взаимосвязь между распределением золота и серебра во вторичных ореолах рассеяния. В аномальных концентрациях во вторичных ореолах выявлены Pb, Zn, As, Mo, Mn, Cu, В и др.

По результатам корреляционного анализа по вторичным ореолам выделены два типа рудопроявлений: на первом отмечается корреляция между Au-Ag-As-Mo (Левый Кайэнмываам), на втором – Au-Ag-Pb-Zn-Cu (Срединный). По характеру корреляционных связей Левый Кайэнмываам аналогичен месторождению Арыкэваам, тогда как участок Срединный по корреляционным связям отвечает проявлению Тэлевеем.

Продуктивность вторичных ореолов золота на участке Срединный сопоставима с продуктивностью вторичных ореолов на месторождении Купол [3], на участке Левый Кайэнмываам почти на порядок ниже.

Участок Срединный не однороден по своему геологическому и геохимическому строению. В восточном блоке преобладают средние вулканиты, в западном – кислые. Восточный блок характеризуется высокими содержаниями и протяженными структурами серебра, при ограниченном развитии вторичных ореолов золота. Для западного блока характерны ограниченные в пространстве, высококонтрастные аномалии золота при незначительных по площади аномалиях серебра во вторичных ореолах.

Оценка уровня эрозионного среза по данным штучного опробования позволяет предполагать уровень эрозионного среза на проявлении Арыкэваам – среднерудный-верхнерудный, на проявлениях Тэлевеем, Срединный, Левый Кай – среднерудный-нижнерудный,

Поскольку параметры геохимического поля для участков Арыкэваам и Тэлевеем не известны оценка прогнозных ресурсов была проведена через коэффициент подобия, рассчитанный в сравнении с продуктивностью месторождения Купол [3]. Прогнозные ресурсы месторождения Арыкэваам составили около 10 т Au и 1000 т Ag, проявления Тэлевеем – 70 т Au, 70 т Ag, остальных объектов в Кайэнмываамском узле – 80 т Au и 300 т Ag. Разведочные работы на проявлении Арыкэваам немного понизили оценку запасов, на проявлении Тэлевеем детальность работ не позволяет получить достоверную оценку. Перспективность объектов остается высокой, но финальные выводы о достоверности полученных оценок можно будет сделать по результатам горных работ.

Литература

1. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 172 с.
2. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Бянкин М.А., Уютнов К.В., Колова Е.Е. Рудообразование на Au-Ag-эпитермальном месторождении Купол, по данным изучения флюидных включений (Северо-Восток России)//Геология рудных месторождений, т. 54, №4 2012 с. 350-359.
3. Калько И. А. Геохимические критерии выявления и прогнозирования золото-серебряного оруденения в чукотском сегменте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геохимическим данным. Канд. дисс. на соискание степени к.г.-м.н. М. 2009, 187 с.
4. Хорин Г.И., Соколов С.В. Прогнозная оценка ресурсов полезных ископаемых по данным литохимической съемки. //Геохимические методы при геологическом картировании. М.: ИМГРЭ, 1985 с. 50-70.

СОСТАВЛЕНИЕ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ ПРИ ПОИСКАХ ХРОМОВОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА ПРИМЕРЕ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Зибров И.А.

zibrovilya@gmail.com, ФГУП «ВИМС», Москва, Россия

Специализированные геологические карты ультрабазитовых массивов преимущественно среднего масштаба, отображающие различные аспекты их строения, состава породообразующих и акцессорных минералов, метаморфизма и хромитоносности, успешно составляются уже достаточно давно. На массивах Полярного Урала картировались дунитовая составляющая (доля дунитов от всех ультрабазитов), степень серпентинизации, метаморфические минеральные ассоциации, магнитная восприимчивость пород поверхности, состав акцессорного хромшпинелида, железистость породообразующего оливина [3].

За исключением единичных работ [1,2], картирование проводилось в масштабах близких к 1:200 000. Было показано, что для регионального прогноза хромитоносности возможно использование железистости оливина (коррелирующей с показателем преломления N_g), которая уменьшается с приближением к рудным телам до значений менее 7-8% Fa [3].

Для прогнозной оценки промышленного типа хромового оруденения были предложены карты минеральных видов акцессорного хромшпинелида, состав которого при ранней lizardитовой серпентинизации остается неизменным и близок к рудному. При высокотемпературной серпентинизации (антигоритизации) состав акцессорных хромшпинелидов становится более железистым и не может быть использован для оценки промышленного типа хромового оруденения. Состав акцессорных хромшпинелидов оценен методом ИК-спектроскопии [3].

Составленные теми же авторами карты степени серпентинизации, метаморфических ассоциаций и магнитной восприимчивости пород поверхности могут быть использованы для интерпретации результатов и принятия решений по постановке магниторазведочных работ – на участках с прогрессивным метаморфизмом с новообразованием большого количества магнетита они будут неинформативны [3].

В ходе поисковых работ на массивах Полярного Урала [4,5] нами были применены некоторые новые подходы к составлению специализированных, в т.ч. минералогических карт.

Для Погурей-Лабогейской площади (Войкаро-Сыньинский массив) была составлена карта дунитовой составляющей в изолиниях с шагом в 5% по регулярной сети точек масштаба 1:25:000 [5], (в отличие от карт А.Б. Макеева [3], в которых дунитовая составляющая отождествляется со структурно-вещественными комплексами). анализ которой показал приуроченность рудопроявлений к площадям наибольшего развития дунитов. Проведенное картирование с количественной оценкой дунитовой составляющей может применяться для прогноза хромового оруденения на малоизученных массивах и использоваться для выбора участков детальными работ.

Для отображения составов рудных и акцессорных хромшпинелидов были составлены карты их типохимизма с вынесением на геологическую основу тройных круговых диаграмм (Cr, Al, Fe^{3+}) [4]. Карта типохимизма позволяет установить связь состава хромшпинелидов с принадлежностью к определенным структурно-вещественным комплексам. Плюсами такого способа отображения информации являются: более точная передача состава хромшпинелида, относительно карт в условных обозначениях минеральных видов, простота создания в среде ArcGIS, наглядность, отсутствие искажений информации при построении изолиний по нерегулярной сети точек. При планомерном опробовании возможно построение карты изолиний отношений Cr, Al, Fe^{3+} к сумме трехвалентных элементов.

Следует отметить, что наши данные о составе хромшпинелидов Северного рудного поля (массив Рай-Из), полученные микрозондовым анализом [4], значительно отличаются от данных А.Б. Макеева, полученных ИК-спектроскопией [3]. При проведении крупномас-

штабного картирования достоверные результаты могут быть получены только при применении микрозондового анализа. По всей видимости, тот же вывод будет справедлив и для картирования состава породообразующего оливина.

Для обобщения и систематизации собранного за разные годы разнородного материала по хромоворудным объектам Полярно-Уральской провинции был разработан комплексный ГИС-проект, совмещающий карты разноранговых объектов (от провинции до рудопоявления) и базу данных по ним. ГИС-проект содержит обзорную карту провинции, геологические карты массивов Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинского, 10 карт рудных объектов разного ранга (рудное поле, рудопоявление, месторождение) [4].

Вся некартографическая информация (характеристика рудных объектов, данные по запасам и ресурсам, опубликованной литературе и фондовым отчетам, данные химического анализа руд и рудных хромшпинелидов и др.) собраны в базу данных Microsoft Access, для которой создан дополнительный пользовательский интерфейс. Каждая карта, кроме ГИС-проекта (файл .mxd), выполнена в виде публикации (файл .pmf), которая может быть открыта бесплатным ПО ArcReader. Связь между базой данных и ГИС-проектами двусторонняя и реализована инструментами Hyperlinks и Go to XY в ArcReader и дополнительными скриптами для корректной передачи запроса непосредственно в/из ArcReader. База данных, установочные файлы ArcReader и ГИС-проекты (в виде исходных данных и публикации) записываются на установочный CD-диск.

Такое решение по размещению основной информации не в виде атрибутивной, а в отдельной базе данных, позволяет пользоваться большой геоинформационной системой без установки дорогостоящего программного обеспечения ArcGIS, что делает ее доступной большому количеству пользователей. Сохранение исходных файлов ГИС-проектов позволяет пользователям переносить необходимую им информацию из базы данных в атрибутивные таблицы и проводить ее анализ в среде ArcGIS.

Всего в базу данных внесена информация о 225 рудных объектах; 3571 химический анализ руд; 2951 анализ рудного хромшпинелида. Также приведены данные по апробированным прогнозным ресурсам по 33 объектам и запасам по 29 объектам.

Обобщающие ГИС-проекты по данной технологии могут создаваться для любых территорий и любых полезных ископаемых. Ключевое достоинство описанной схемы – простота и доступность для конечного пользователя.

Литература

1. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Крупномасштабное минералогическое картирование хромитоносных участков на примере Хойлинского рудного узла (Войкаро-Сыньинский массив, Полярный Урал). Статья I. Прогноз хромитоносности. // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2014, № 1, с. 11-24.

2. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогические исследования ультрабазитовых массивов Урала. // Топоминералогический анализ рудоносных регионов. Сыктывкар, 1988. С. 37-61.

3. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука. 1999. 198 с.

4. Никольская Н.Е., Воргачева Е.Ю., Нужин В.В. и др. Локальный прогноз хромитового оруденения в пределах северной части Райизского и Сыумкеуского ультраосновных массивов с целью конкретизации участков для проведения поисковых работ. (Отчёт по гос. контракту № 1-18/12). М., ФГУП «ВИМС», 2014.

5. Печенкин Б.В., Руднев А.В., Алексеева А.К. и др. Поисковые работы на хромовые руды на Погурей-Лабогейском участке Погурейского блока Войкаро-Сыньинского массива. Отчет по поисковым работам, проведенным в 2011-2013 гг. (Отчет по гос. контракту № 1-08/11). Лабитнанги, ОАО «ПУГПП», 2013.

ПОВЫШЕНИЕ ИНВЕСТИЦИОННОЙ ПРИВЛЕКАТЕЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ГРЕМЯХА

Ивахненко А.Г.

ivahnenko@vims-geo.ru, ФГУП «ВИМС», Москва, Россия

Введение. Месторождение титаномагнетит-ильменитовых руд Юго-Восточная Гремяха является крупным объектом нераспределенного фонда, расположено в Кольском районе Мурманской области. Месторождение приурочено к массиву габброидов размерами 9×16 км, запасы учтены Государственным балансом запасов полезных ископаемых, составляют 9,2% запасов TiO_2 Российской Федерации, освоенность района низкая, природно-климатические условия сложные.

Месторождение представлено крупными пластообразными телами и линзами мощностью до нескольких десятков метров протяженностью сотни метров. Рудные тела и линзы образуют сближенные пачки мощностью до 250-300 м, угол падения рудных тел 45–75°. Полезными компонентами месторождения является ильменит (содержащий TiO_2 50,1–52,8%) и титаномагнетит (TiO_2 – 8,9%), среднее содержание в рудах TiO_2 – 8,55%. Руды содержат ценный компонент (V_2O_5 0,3–1,2%).

Теоретическая часть. Техническими решениями, заложенными в «ТЭО разведочных кондиций для подсчета запасов титаномагнетит-ильменитовых руд месторождения Юго-Восточная Гремяха» (ООО «ИНСТИТУТ ГИПРОНИКЕЛЬ» 2007 г.) предусматривается разработка месторождения открытым способом, получение ильменитового и титаномагнетитового концентратов на базе металлургического комбината «Печенганикель». Расчет был выполнен на 21 год, срок строительства – 3 года. Годовая производительность по руде – 2750 тыс. т, по выпуску ильменитового концентрата – 400 тыс. т, по выпуску титаномагнетитового концентрата – 390 тыс. т.

Технико-экономические расчеты в ТЭО были выполнены в текущих ценах 2007 года в том числе: на титановый шлак – 9273 руб./т, на металлический сплав – 5499 руб./т, на ванадиевый шлак – 38250 руб./т, на чугун марки ПЛ1 – 6978 руб./т.

Были получены следующие основные показатели проекта освоения месторождения:

– чистый дисконтированный доход (при ставке дисконтирования – 13%) – 2067,6 млн руб.;

– индекс доходности – 1,24;

– внутренняя норма доходности – 13,32%;

– срок окупаемости – 14,1 год.

Практическая часть. Анализ проектной документации выявленной в ЦКР-ТПИ Роснедр по крупным карьерам показал, отработка месторождений титанового сырья может быть рентабелен при следующих показателях:

– рентабельность инвестиций ≥ 18 %;

– индекс доходности $\geq 1,0$;

– внутренняя норма доходности ≥ 15 %;

– срок окупаемости капиталовложений ≤ 10 лет.

Исходя из этого на период 2007–2008 гг. проект освоения Юго-Восточная Гремяха был неэффективен.

В 2013 году была выполнена актуализация базового варианта ТЭО в ценах 2013 года в том числе: на титановый шлак – 40000 руб./т, на металлический сплав – 14973 руб./т, на ванадиевый шлак – 40000 руб./т, на чугун марки ППЛ1 – 19000 руб./т.

Были получены следующие технико-экономические показатели:

– чистый дисконтированный доход (при ставке дисконтирования – 20%) – 26441,5 млн руб.;

– индекс доходности – 1,86;

– внутренняя норма доходности – 33,6%;

– срок окупаемости – 6,1 год.

Для расчетов показателей эффективности в актуализированном варианте была взята ставка дисконтирования 20%, так как технология переработки титаномагнетитового концентрата промышленно не апробирована. Тем не менее проект по основным технико-экономическим показателям высоко эффективен. Следует отметить, что, такие высокие значения показателей эффективности были получены в связи с высокой на сегодняшний день рыночной стоимостью на титановое сырье. По сравнению с 2007 годом цена на титановый шлак возросла в 4,5 раза, тогда как затраты (капитальные и эксплуатационные) в 1,8 раза.

Для месторождения Юго-Восточная Гремяха было рассмотрено влияние на результаты реализации проекта освоения изменения эксплуатационных и капитальных затрат, цены реализации конечной продукции и балансовых запасов, вовлекаемых в отработку.

Анализ полученных результатов показывает, что устойчивость проекта сохраняется при:

- увеличении эксплуатационных затрат не более чем на 30 %;
- снижении цены реализации титанового шлака не более чем на 30 %;
- увеличении капитальных затрат до 40%.

К снижению цены реализации ванадиевого шлака, металлического сплава и изменению балансовых запасов проект практически нечувствителен.

Эффективность освоения месторождения Юго-Восточная Гремяха может быть улучшена за счет внедрения инновационных технологий добычи руды, в частности внедрения порционной крупнокусковой сортировки на борту карьера и освоения месторождений этапами.

По такому варианту получены следующие технико-экономические показатели:

- чистый дисконтированный доход (при ставке дисконтирования – 20%) – 13327,4 млн руб.;
- индекс доходности – 2,7;
- внутренняя норма доходности – 36,5%;
- срок окупаемости – 6,5 год.

Вывод. Таким образом, месторождение титанового сырья Юго-Восточная Гремяха в современных экономических условиях может быть эффективно к отработке.

Благодарность. Благодарю Матвееву Е.В. (канд.г-м.наук) и Бычихину Д.А. (канд. экон. наук) за помощь в проведении практической части по теме исследования.

Литература

1. Быховский Л.З., Пахомов Ф.П., Турлова М.А. Комплексные руды титаномагнетитовых месторождений России – крупная минерально-сырьевая база черной металлургии. – «Разведка и охрана недр». 2007. 167 с.
2. Быховский Л.З., Тигунов Л.П., Зубков Л.Б. Титаномагнетитовые руды – новый взгляд на промышленное использование. – «Минеральные ресурсы России. Экономика и управление». 2003. 201 с.
3. Артемова А.Ю., Кочергин А.М. Пути повышения инвестиционной привлекательности месторождений твердых полезных ископаемых нераспределенного фонда недр РФ. – «Рациональное освоение недр». 2011. с. 23-45.
4. Ашихмин А.А. Оценка экономической эффективности инвестиций в проектной документации на разработку месторождений твердых полезных ископаемых. – «Рациональное освоение недр». 2010. с.34-56.
5. Ф.П. Пахомов, Л.П. Тигунов, Л.З. Быховский. Титаномагнетитовые месторождения России: минерально сырьевая база, перспективы освоения и комплексного использования. – Минеральное сырье. Серия геолого-экономическая, № 30. М.: ВИМС, 2010, 138 с.
6. Филиппов С.А. Оценка использования ресурсов при разработке месторождений твердых полезных ископаемых. Недропользование XXI век. М., 2007.
7. Быховский Л.З. Комплексная оценка месторождений – основа рационального использования минерально-сырьевых ресурсов. – «Минеральные ресурсы России». 2004. 98 с.
8. Тигунов Л.П., Быховский Л.З., Зубков Л.Б, Титановые руды России: состояние и перспективы освоения. – «Минеральное сырье, сер. Геолого-экономическая». М.: ВИМС, 2005.

РАЗНОМАСШТАБНЫЕ ШЛИХОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ СТАРАТЕЛЯ

Капленков Г.Н.

gennady.kaplenkov@gmail.com, «Ассоциация полярников (АСПОЛ)», Ванкувер, Канада

Достижения поисковой геохимии неоспоримы, так как успешно реализуются прогнозно-поисковые геолого-геохимические модели рудных месторождений разных формаций и металлов, постоянно внедряются новые технологии и опыт применения геохимических методов поисков, открываются возможности выявления геохимических полей ранга не только месторождения, но и узла, района, минерагенической провинции (1). Упор при этом обычно возлагается как в России, так и за рубежом на донное опробование потоков рассеяния. В теоретических спорах русской и зарубежных школ выигрывают, как правило, русские поисковики (2).

Но для зазнайства нет оснований. Со сменой политической и экономической платформ геология перестала быть престижной и рентабельной. Самое время вспомнить о том, что руды тысячи лет искались и находились силами и средствами населения. В Канаде и по сей день до 70% открытий делают проспекторы. Наиболее значимыми в последнее время следует назвать открытие никелевого месторождения и месторождения рудного золота на Клондайке (3). Премии составили соответственно 300 млн (10% от стоимости запасов никеля) и 7 млн долл + 5% роялти за открытие перспективной площади на рудное золото.

С учетом снижения вероятности визуального открытия новых месторождений, тем более таких как востребованные крупнотоннажные месторождения нетрадиционных формаций, большую роль может сыграть замена донного опробования шлихогеохимическим. Автор (геолог по профессии) более 40 лет успешно реализует геолого-проспекторский метод поиска (4). В основу метода положен спектральный анализ первоначально черного шлиха, а затем (позже) и серого. В последнем случае намывалась проба весом до 300г с размером фракции до 1мм. Было установлено, что при условии промывки речных отложений объемом до 0.02 куб м достаточно одной приустьевой пробы на водоток. Дельтовые отложения крупных рек (с площадью водосбора до 220000 кв км) опробовались в нескольких точках. Данные анализа показывали отличную сходимость. Старателю не составляет труда промыть одну приустьевую пробу до серого шлиха с дальнейшим анализом навески в 30-50 г самым дешевым спектральным анализом на 30-50 элементов. При этом не теряется возможность с помощью подсобной емкости домыть шлих до черного, что бы убедиться в наличии золота в шлихогеохимической пробе. В обработку данных лабораторного анализа старателю предложены ясный и понятный способ. Вместо привычной градации (пусто-единичные знаки- знаки- вес) предложено все цифровые данные объединить: (0-10) – (11-100) – (101-1000) – более 1001. На этом ранняя – рекогносцировочная – стадия поиска считается выполненной и можно выходить в бассейн с аномальным моно- или полиэлементным составом элементов для проведения прогнозно- поисковых работ.

Прогнозно-поисковые работы с аналогичным способом опробования (одна проба на приток) позволяет локализовать перспективную площадь также быстро, дешево и эффективно. Постановку заключительного поисково-оценочного этапа с целью выявления рудного объекта рекомендуется проводить с привлечением геолога, геофизика, так как итогом будет схематическая геологическая карта с контуром рудного поля, месторождения или рудного тела, подготовленного под геолого-разведочные работы юниорской компанией.

Прошедшая на Клондайке вторая лихорадка на рудное золото после приобретения Кинросс за 139.2 млн д. перспективной площади с рудной зоной 3 x 12 км позволила привлечь инвестиции десятков фирм и тысячи новых золотоискателей. На прошедшей в 2014 в Ванкувере инвестконференции правительством Юкона озвучены результаты второй лихорадки на Юконе. Подчеркнуто открытие новых россыпей, рудопроявлений и месторождений различных металлов, отмечен значительный (более 2700) прирост новых открытий, выявленных в разведочных отчетах с клаймов, закрывающих менее 10% территории провин-

ции, позитивный инвестиционный климат в разведку и освоение рудных и россыпных объектов. Вложение правительства Юконской территории в поддержку разведчиков в 2013 г. составило 1 170 000 долларов. Итог: значительные успехи в геологическом и металлогеническом изучении территории, открытие Доусонской и Ракла перспективных трендов.

В итоге золотой лихорадки большие надежды связываются с вовлечением в разведку и эксплуатацию новых крупных месторождений золота – White Gold, Coffee, Casino и др., а также комплексного – Wellgreen (Pt, Ni, Pd, Ro, Au, Cu, Co) и других в дополнение к уже известным – Minto (Cu, Au, Ag), Bellekeno (Ag, Pb, Zn), Wolverine (Zn, Ag, Pb, Cu, Au). Все вышесказанное о Клондайке вполне осуществимо и на уникальных россыпях Урала, Сибири, Колымы и Чукотки, очень бедных крупными коренными источниками россыпного золота. Азарт поиска рудного золота на Юконе несколько снизился, когда цена на золото и надежды на выявление кварцевой "матери-жилы" стали снижаться. Тем не менее на Ванкуверской инвестконференции 2015 г. в докладе фирмы АТАС прозвучала уверенность в обнаружении в районе Ракла аналога золоторудного гиганта Карлинского типа.

Эффективность поисков рудного золота на Клондайке могла быть несопоставимо выше, дешевле и краткосрочнее при применении шлихогеохимического метода опробования. Руды Карлинского типа (золотоносные сульфиды), во многом схожи с золотоносными сульфидными такими гигантами как Витватерсранд, Сухой Лог и др. [5]. Но до сих пор золотоносные сульфиды (в основной массе с удельным весом ниже 6) смываются при домывке шлиха до черного (уд. вес более 6).

Пути повышения общегеологической и поисковой эффективности опережающих и сопровождающих геохимических работ автору видятся при опоре на энтузиазм старателей и внедрении шлихогеохимического модернизированного опробования. Продуктивность ИМГРЭ и всей геологической службы России в этом случае только выиграет.

Литература

1. Прикладная геохимия. Прогноз и поиски. ИМГРЭ. Москва – 2002.
2. <http://www.nkj.ru/archive/articles/383/>
3. <http://zolotodb.ru/articles/foreign/10514>.
4. <http://zolotodb.ru/articles/geology/placer/10883>.
5. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. Москва. Научный мир. 2000.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОРУДЕНЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДГОЛЕЧНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)

Леонтьев В.И.

leontyev@spmi.ru; Горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Оруденение Центрально-Алданского золото-уранового рудного района до недавнего времени подразделялось на две основные группы: золоторудное в породах платформенного чехла; золотоурановое в породах фундамента [1]. Золоторудные объекты в породах осадочного чехла давно эксплуатируются, хорошо изучены и подробно описаны в ряде опубликованных работ [1, 2, 3, 4]. В кристаллических комплексах древнего фундамента промышленное золотое оруденение было известно лишь в пределах Эльконского горста, где оно парагенетически связано с урановыми рудами. Однако, в 2003-2006 гг. в пределах Джекондинского рудного узла было открыто золоторудное месторождение Подгоlechное, в котором промышленные руды локализованы как в породах осадочного чехла, так и в докембрийских метаморфических комплексах.

Месторождение расположено на юго-восточном склоне г. Шаман и приурочено к сегменту Шаманской структуры центрального типа, ограниченному с востока и запада радиальными разломами. В геологическом строении месторождения принимают участие докембрийские метаморфиты, выходящие на поверхность в долине руч. Дорожный и его правого притока руч. Моховой. Со стратиграфическим несогласием на докембрийских образованиях залегают доломиты усть-юдомской свиты венда. Мезозойские интрузивные образования представлены дайками и силлами сиенит-порфиров и минетт позднеюрского – раннемелового возраста. Наиболее крупным является штокообразное тело гольца Шаман, сложенное щелочноземельными сиенитами лебединского комплекса.

По особенностям минерального состава и связи с определенными типами метасоматитов в пределах месторождения Подгоlechное выделяется два природных типа золоторудной минерализации. Первый связан с телами флюорит-калишпатовых метасоматитов по породам кристаллического фундамента; второй – с анкерит-тальковыми апокарбонатными метасоматитами на контакте пород фундамента и платформенного чехла.

Рудные тела, характеризующие первый тип золоторудной минерализации и представленные флюорит-калишпатовыми метасоматитами, локализованы в архейских супракрустальных образованиях сложенных в различной степени гранитизированными гнейсами и кристаллическими сланцами нимырской свиты верхнеалданской серии. Руды представлены фиолетово-серыми метасоматитами массивной, брекчиевой и пористой текстуры, состоящими из новообразованных карбоната, серицита, пирита, флюорита, ортоклаза и реликтов кристаллических пород фундамента. Структурно рудные тела приурочены к кулисно-построенной системе разрывов субширотного простирания и пологого (10-15°) падения. Углы падения меняются в различных частях зоны и у отдельных её ветвей, отражая волнистые перегибы плоскости сместителя. Также выделяются маломощные крутопадающие рудные зоны аналогичного состава, связанные с оперяющими разломами субширотного и северо-западного простирания. Формирование метасоматитов происходило в условиях периодической активизации тектонических движений, о чём свидетельствует наличие внутрiformационных брекчий в метасоматических рудных телах. Пострудная тектоника не вызвала существенных смещений фрагментов рудных тел относительно друг друга, однако сплошность рудной зоны нарушается дайками сиенит-порфиров и минетт мощностью в первые метры. По простиранию рудное тело имеет протяжённость порядка 800 метров и ограничено с запада и востока радиальными разломами Шаманской кольцевой структуры. С юга-востока рудное тело срезано эрозией, а на юго-западе перекрыто рудными телами второго типа на контакте пород фундамента и осадочного чехла. На север рудное тело не оконтурено и имеет протяжённость более 500 метров по падению. Средняя мощность рудной зоны 2,5 м с раздувами до 10-15 метров.

Рудные тела, представленные анкерит-тальковыми золотоносными метасоматитами локализованы в доломитах усть-юдомской свиты венда на их контакте с породами фундамента. Руды интенсивно окислены и представляют собой дресвяно-глинистый материал рыжего, темно-коричневого цвета с редкими обломками первичных рудных метасоматитов. Количество сульфидов в первичных рудах достигало 50%. Существенную роль в локализации рудных тел сыграло сочетание горизонтальных зон трещиноватости, широко развитых в теригенно-карбонатных породах, и крутопадающих разрывных нарушений, выполненных мезозойскими дайками сиенит-порфиоров и минетт. Рудные тела расположены согласно напластованию осадочных пород и порой сохраняют реликты слоистой текстуры доломитов. Для данного типа золоторудной минерализации устанавливается довольно четкий контроль оруденения дайками мезозойских магматических пород. Сами дайки, чаще всего, также подвержены гидротермальному изменению и золотоносны, но только в зоне контакта карбонатных и алюмосиликатных пород. Вертикальный размах оруденения по дайкам не превышает 10-15 метров в карбонатных породах и 5 метров в породах кристаллического фундамента. Чаще всего контакты даек с вмещающими породами не сопровождаются метасоматитами, но иногда вдоль контакта по карбонатным породам развиваются маломощные зоны анкерит-тальковых метасоматитов. Почти всегда места пересечения рудных тел и даек сопровождаются «затёками» руды по восстанию дайки. Наиболее поздним рудным образованием является пологая сульфидная жила пирит-халькопиритового состава, наложенная на анкерит-тальковые метасоматиты и породы кристаллического фундамента. Она отличается небольшой мощностью по простиранию и падению и повышенными содержаниями золота. В целом рудное тело залегает горизонтально, вытянуто в плане с юго-запада на северо-восток, имеет протяженность 700 м и ширину 120-170 м, мощность колеблется от 0,5 до 12,0 м.

Анализ геологического строения месторождения и особенностей проявления оруденения свидетельствует о том, что рудная минерализация на месторождении Подгольное сформировалась в 2 этапа, разделенных внедрением даек мезозойских щелочных пород. В I этапе в связи со становлением многофазного массива щелочноземельных сиенитов лебединского комплекса формировались золотоносные флюорит-калишпатовые метасоматиты, локализованные в породах архейского кристаллического фундамента. Во II этапе формировались рудные залежи, метасоматически развивающиеся по карбонатным породам осадочного чехла (венд) на их контакте с кристаллическим фундаментом. По положению в стратиграфическом разрезе, сочетанию рудоконтролирующих факторов, характеру залегания и особенностям минерального состава рудных тел оруденение второго этапа можно отнести к широко известному в районе «лебединскому» геолого-промышленному типу. Оруденение первого этапа ни по минеральному составу, ни по структурной позиции не соответствуют ранее выделенным в районе типам золоторудной минерализации и представляет собой новый для Центрально-Алданского рудного района самостоятельный геолого-промышленный тип.

Литература

1. Бойцов В.Е. Пилипенко Г.Н. Дорожкина Л.А. Модель формирования комплексных золотоурановых месторождений Центрально-Алданского рудного района // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2006. №2. С. 23-31.
2. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. Том 44. № 6. С. 467-499.
3. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья // М.: ИГЕМ РАН, 2006, 672 с.
4. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золотоурановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010, том 29, № 2. С 3-26

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ СЕЛЕКТИВНОЙ ОТРАБОТКИ ШТОКВЕРКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Макарчева А.А.

ogon.ok@mail.ru, ООО «Минерал», Москва, Россия

В последнее время, для многих полезных ископаемых ведущим морфологическим типом становится штокверковый тип. Несмотря на невысокие содержания полезных компонентов данный тип, характеризуется крупными запасами и возможностью открытой отработки, что дает возможность получения дешевых концентратов. Штокверковый тип является ведущим для медно-порфировых месторождений, месторождений молибдена, вольфрама и олова.

Возможны два подхода отработки открытым способом:

- отработка «на массу» – со сплошным извлечением руды в контуре штокверка,
- отработка селективная – с разделением участков рудных тел на кондиционную руду и породы внутренней вскрыши.

Штокверковые месторождения в большинстве случаев разведываются буровыми скважинами, а подсчет запасов производится в обобщенном контуре с применением коэффициента рудоносности, что предполагает возможность селективной отработки. Но это предположение требует обоснования, даже на ранних стадиях геологоразведочных работ. Отсутствие такого обоснования может привести к неправильной геолого-экономической оценке месторождений.

С этой целью были изучены:

- особенности геологического строения трех штокверковых месторождений, влияющие на методику их разведки и оценки,
- выбраны оптимальные методы моделирования изменчивости параметров оруденения,
- оценено влияние геометрии проб на количественные характеристики изменчивости,
- на основе моделирования изменчивости разработана методика выделения объектов пригодных и непригодных для отработки селективным способом,
- сформулированы рекомендации по проведению работ с целью оценки возможности селективной отработки штокверковых месторождений открытым способом.

Исследования были выполнены по результатам опробования на участках детализации. На молибденовом месторождении Первомайское и оловорудном месторождении Шерловая гора были проанализированы результаты опробования буровзрывных скважин по отработанным уступам карьера. На оловорудном штокверке Крутой Пыркакайского месторождения исследования выполнялись по данным бороздового и шламового опробования на участке детализации, созданном в процессе детальной разведки.

На основе проведенных исследований были сделаны следующие выводы.

Оценить возможность селективной отработки штокверковых месторождений можно по количественным характеристикам изменчивости содержаний полезных компонентов – доле закономерной составляющей, обусловленной трендом и величине коэффициента эффекта самородков при аппроксимации вариограмм, рассчитанным по участкам детализации.

На штокверковых месторождениях на характер изменчивости содержаний полезных компонентов наиболее существенно влияют ориентировка и углы падения рудных прожилков, а также ориентация проб.

На месторождениях, где преобладают прожилковые текстуры руд, а падение рудных прожилков совпадает с ориентировкой буровзрывных скважин, в изменчивости содержания полезного компонента преобладает случайная составляющая. В этом случае, участки кондиционных руд нельзя надежно геометризовать даже по максимально густой разведочной сети, а следовательно, их нельзя отработать селективно. Именно такая ситуация возникла на штокверке «Крутой» Пыркакайского оловоносного узла. Основной рудовмещающей структурой штокверка является зона мелкой меридиональной трещиноватости, образующая линейную

прожилковую систему. Трещины выполнены касситерит-кварцевой минерализацией. Практически весь касситерит локализован в прожилках. Средняя мощность прожилков 4 см. Протяженность от 1 до 30 м, средняя длина 10-15 м. Падение восточное с углом от 70° до 90°. В ходе детальной разведки на штокверке был создан участок детализации, разбуренный вертикальными буровзрывными скважинами глубиной 10 м, по сети 5x5 м.

На объектах, где не применима селективная отработка по единичным разведочным пересечениям необходимо выполнять осреднение данных опробования с целью выделения участков, которые можно обрабатывать укрупненными блоками «на массу». Для осреднения результатов опробования можно использовать следующие методы:

- метод осреднения в скользящем окне,
- точечный и блочный линейный кригинг,
- двойной кригинг,
- индикаторный кригинг.

Все рассмотренные методы сглаживания данных дают примерно одинаковые результаты (за исключением индикаторного кригинга). Следовательно, для выделения участков, обеспечивающих безубыточную отработку, при элементах селекции значительных размеров не так важно какой метод использовать, при малых размерах элементов селекции более предпочтителен метод двойного кригинга. Более важное значение для выделения данных участков имеет величина блока осреднения. Следует, однако, учитывать, что результаты подсчёта не будут совпадать с результатами традиционного подсчёта запасов по линейным пробам. При низкой степени прерывистости (высоком коэффициенте рудоносности) запасы руды и металла увеличиваются, а среднее содержание снижается, при высокой степени прерывистости (низком коэффициенте рудоносности) запасы руды и металла могут уменьшаться.

Литература

1. Каждан А.Б. Методологические основы разведки полезных ископаемых / А.Б. Каждан. – Москва: «Недра», 1974г. – 272 с.: ил.
2. Каждан А.Б., Гуськов О.И. Математические методы в геологии: учебник для вузов. – Москва: «Недра», 1990г.- 251 с.: ил.
3. Мальцев В. А. Программный комплекс геостатистического моделирования и оценивания GST 3.02 – учебник и руководство пользователя – Москва, 1993г. – 156 с.: ил.
4. Фролов А.А. Штокверковые рудные месторождения / А.А. Фролов. – Москва: «Недра», 1978г. – 263 с.: ил.
5. Четвериков Л.И. Теоретические основы разведки недр / Л.И. Четвериков. – Москва: «Недра», 1984г. – 156 с.: ил.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПЕРСПЕКТИВНОГО УЧАСТКА ЮЖНЫЙ СРЕДНЕ-ИШИМБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ ЕНИСЕЙСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Мансуров Р.Х.

ginman81@bk.ru, Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), Москва, Россия

В рамках госконтракта ФГУП ЦНИГРИ проводит поисковые работы на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-терригенных комплексах в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади в центральной части Енисейской золоторудной провинции. По результатам работ, выполненным на настоящий момент, автором составлена предварительная прогнозно-поисковая модель золоторудной минерализации исследуемого объекта – перспективного участка Южный, на котором комплексом геологических, геохимических и геофизических методов поисков выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций. В ее пределах локализованы золотоносные минерализованные зоны. Основными элементами прогнозно-поисковой модели исследуемого объекта являются следующие:

1. Локализация в пологих частях крыльев складок, осложненных складчатостью более высоких порядков;

2. Позиция в узле пересечения разрывных нарушений нескольких направлений, в том числе являющихся опережающими к зоне Ишимбинского глубинного рудоконтролирующего разлома;

3. Пространственное удаление (>10 км) от крупных, выходящих на поверхность интрузивных гранитоидных массивов; предполагается наличие скрытых на глубине интрузивов;

4. Приуроченность к хлоритовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма; локализация в существенно карбонатного состава отложениях среднего рифея;

5. Продольные относительно складчатости штокверкоподобные рудные зоны (мощностью в первые сотни метров), сложенные окварцованными, бурошпатизированными породами, насыщенными разномощностными секущими и согласными жилами и прожилками кварцевого, серицит (мусковит)-анкерит-кварцевого составов с интенсивной вкрапленностью сульфидов (пирита, до 5-7% об. пор.) в околожильном пространстве; невысокие средние содержания золота;

6. Широкие выдержанные вторичные ореолы рассеяния золота (до 0,1 г/т); при этом, низкие содержания мышьяка в первичных и вторичных ореолах рассеяния – $\leq 0,001\%$ (возможно обусловленные низкой чувствительностью спектрального анализа);

7. Рудоконтролирующая зона рассланцевания и золотоносная минерализованная зона в ее пределах выражены в положительных аномалиях вызванной поляризации и низкого кажущегося сопротивления.

Проведенный сравнительный анализ с известными золоторудными месторождениями Енисейского кряжа показал, что на данном этапе исследований изучаемого объекта по ряду прогнозно-поисковых критериев и признаков наиболее близкими к нему можно считать месторождения Эльдorado, Васильевское, Советское и Боголюбовское. Следует отметить, что все эти месторождения локализируются в полосе динамического влияния Ишимбинского глубинного рудоконтролирующего разлома.

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЭКЗОГЕННОГО ТИПА В ПРЕДЕЛАХ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Москалев О.М., Даниленко В.В.

danilenko_vitaliy@bk.ru, УО «ГГУ им. Ф. Скорины», Гомель, Беларусь

Согласно «Геологическому словарю» (М 1973) поисковые «критерии» – это теоретические представления о генезисе и закономерностях локализации оруденения, а «признаки» – это факты, указывающие на наличие или возможность выявления полезных ископаемых [т. 2, с. 135].

Строение и история геологического развития Припятского прогиба дают основание ожидать здесь прежде всего экзогенные типы урановых месторождений.

П.В. Виниченко разработана новая концепция континентального экзогенного образования урановых месторождений, где главная роль отводится жизнедеятельности микроорганизмов (бактерий), формирующих в благоприятных условиях контрастные биогеохимические барьеры в подземных водах.

Новым в этой концепции является признание главной роли жизнедеятельности микроорганизмов в формировании геохимического барьера на путях циркуляции подземных вод такой высокой контрастности, которая достаточна для рудообразования. Экспериментально доказано, что при поступлении кислородсодержащих растворов в породы, богатые природными восстановителями (уголь, битум, сульфиды и др.), в стерильных условиях геохимические барьеры практически не образуются, в то время как при завесе разных бактерий возникают контрастные барьеры.

Принципиальная схема возникновения и «работы» биогеохимического барьера заключается в следующем.

При выветривании пород уран выщелачивается и попадает в водные растворы. Воды вблизи поверхности содержат растворенный кислород. При проникновении кислородсодержащих вод в породы, богатые органическим углеродом, создается благоприятная питательная среда для аэробных гетеротрофных форм бактерий. Последние получают бурное развитие. Их плотность увеличивается в узком интервале на границе зон окисления углеродистых пород на 5-6 порядков. Продуктами жизнедеятельности таких бактерий являются водорастворимые органические кислоты. Окислительная агрессивность вод при этом увеличивается, Eh повышается до +400 мВ; увеличивается окисление и химическое изменение пород.

Образуются металлоорганические хорошо растворимые соединения, благодаря чему уран накапливается в растворах.

По мере продвижения растворов в неокисленные породы, свободный кислород в растворах поглощается аэробной микрофлорой, и она вымирает. Продукты ее жизнедеятельности служат хорошей питательной средой для анаэробных бактерий, которые тут же развивают активную жизнедеятельность. Плотность их увеличивается на 3-5 порядков.

Они преобразовывают металлоорганические соединения, лишают металлы их растворимой формы. Кроме того, выделяют такие сильные восстановители как сероводород, метан, водород; снижают Eh в растворах до -400 мВ. Уран при этом резко высвобождается из растворов в форме окислов, силикатов и фосфатов. Интенсивность восстановительных процессов настолько велика, что обеспечивает выделение самородного селена, мышьяка и др. Таким путем зарождается и работает биохимический барьер той высокой контрастности, которая необходима для рудонакопления.

Урановое оруденение Припятского прогиба контролируется фациальными комплексами пород, характер и фациальная зональность которых определяется палеогеографическими элементами, геологическим строением областей сноса и бассейнов осадконакопления, гидродинамическими, гидрохимическими и другими природными условиями.

Экзодиагенетические биогеохимические барьеры возникают в переходной зоне от окислительной к восстановительной среде осадконакопления.

Такие зоны характеризуются переслаиванием и постепенной сменой красноцветных и пестроцветных пород сероцветными и обеленными.

Контрастность геохимических барьеров зависит от притока кислородных вод. Отсюда благоприятными являются заливы в угленосных бассейнах, палеодолины в рельефе фундамента угленосных толщ, которые контролировали наиболее интенсивные потоки подземных вод.

Благоприятными являются базальные слои сероцветных толщ в прибортовых условиях. Контроль уранового оруденения базальными горизонтами – это элемент фациального контроля. Благоприятными являются базальные слои не только осадочной поверхности, т.е., если происходили региональные или локальные межформационные или внутриформационные эрозионные размывы в периоды осадконакопления (выщелачивание урана из урановых минералов разрушающихся пород).

В составе терригенного материала рудоперспективных горизонтов должны преобладать продукты разрушения пород, сравнительно богатых рассеянным ураном. Такими породами являются гранитоиды, кислые туфы, черные сланцы и осадочные углеродистые породы. Дополнительным условием является преобладание химического выветривания над физическим, когда образуются коры выветривания.

Геологическое строение и история геологического развития Припятского прогиба отвечают критериям экзогенного (гидрогенного) рудообразования урана экзодиагенетического, пластовоинфильтрационного и корового (площадного окисления) типов.

Прогиб представляет собой резко выраженную глубокую (до 5 км) впадину, выполненную многоярусной пестрой по литолого-фациальному составу толщей осадочных пород, среди которых имеются сероцветные, пестроцветные и красноцветные формации, в том числе нефте- и битумсодержащие, горючесланцевые, угленосные, галогенные, карбонатные и терригенные разности, морские и озерно-болотные образования с широкой гаммой их фациальных комплексов.

Осадконакопление происходило с межформационными и внутриформационными перерывами, сопровождающиеся образованием кор выветривания.

В значительной части впадина обрамлена выходами кристаллических пород, являющихся обильным и постоянным источником урана, аккумулирующегося в осадочных толщах.

В пределах Припятского прогиба, сложившаяся благоприятная геологическая обстановка для образования урановых месторождений характеризуется различиями геохимических свойств рудных элементов, в связи с чем происходило зональное их накопление на пороге геохимического барьера. Повышенные концентрации одних элементов служат признаком возможных концентраций других в соседних зонах. Основными признаками возможного наличия уранового оруденения служат наличия повышенных концентраций его частых спутников: Se, Mo, V, Cu, Co, As, Pb, Zn, Re, Sc, Yb, Ag, Ce, Zr, Y и др.

В истории геологического развития Припятского прогиба неоднократно существовали благоприятные условия для возникновения контрастных геохимических барьеров, как на стадии экзогенеза, так и эпигенетических экзогенных преобразований пород.

Литература

1. Геологический словарь. В двух томах. М.: Недра, 1973.
2. Москалев О.М., Мальцев А.М., Карташ Н.К. «Геолого-географические аспекты изучения уранового потенциала Припятской впадины», Сб. науч. ст. «Проблемы устойчивого развития Республики Беларусь и сопредельных стран», Ч.1. Могилев, 2012.
3. Москалев О.М., Карташ Н.К. «К вопросу экономической целесообразности возобновления поисков радиоактивного сырья на территории Беларуси», журнал «Природные ресурсы», г. Минск, 2012.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРА УРАЛА

Пономарева Т.А.

ТАPonmareva@inbox.ru, ФГБОУ ВПО “СыктГУ”, ИГ КомиНЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, Россия

При региональных исследованиях с целью изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии необходимо применять комплексную интерпретацию геофизических и геологических данных [1]. Две составляющие одного процесса нуждаются в обоснованном подтверждении петрофизических характеристик комплексов пород, так как любое изменение в физических свойствах пород находит свое отражение в геофизических полях. Так, комплексный анализ результатов петрофизических и геофизических исследований территории севера Урала позволил выделить две крупные петрофизические ассоциации. Петрофизические ассоциации, в свою очередь, состоят из групп геологических образований [2, 3, 5, 6, 7], объединенных общей закономерностью: в вариациях изменения плотности и магнитной восприимчивости, характере корреляционных зависимостей между физическими свойствами пород, отраженных в геофизических полях.

Первая петрофизическая ассоциация **I**, объединяет породы нижнедокембрийского возраста Западно-Уральской структурной зоны, характеризующиеся высокой плотностью и, в основном, слабой намагниченностью. Для данной петрофизической ассоциации пород характерны слабо- и среднеинтенсивные отрицательные магнитные и гравитационные поля. Она включает три петрофизические группы пород [3, 4], отличающиеся петрофизическими связями между плотностью и магнитной восприимчивостью. Так, группу **Ia** представляют породы гнейсо-мигматитовых комплексов (няртинского и харбейского). Значения плотности пород находятся в интервале 2.61–2.97 г/см³, а значения магнитной восприимчивости составляют менее 100Ч10⁻⁶ СГС. Между плотностью и магнитной восприимчивости пород существует слабая обратно пропорциональная зависимость. Ко второй группе пород **Iб** относятся породы эклогит-сланцевых комплексов (няртинский на Приполярном Урале и харбейский на Полярном Урале). Значения плотности пород варьируют в пределах 2.7–3.32 г/см³. Анализ магнитных свойств пород показывает широкий спектр магнитной восприимчивости от десятков до несколько сотен единиц СГС. Между плотностью и магнитной восприимчивости пород существует устойчивая прямо пропорциональная зависимость. Третья группа пород **Iв** объединяет породы гранулит-метабазитового комплексов (хордьюского и малькского). Для этих пород, имеющих самые высокие значения плотности от 2.94 до 3.12 г/см³, отсутствует плотностная дифференциация по латерали и по разрезу, что позволяет при интерпретации гравитационных полей рассматривать малькский и хордьюский гранулит-метабазитовые комплексы как монолитные блоки. Магнитная восприимчивость пород в этих комплексах не зависит от плотности. Она может варьировать в широких пределах, что связано с разным содержанием титаномагнетита в породах комплексов.

Вторая петрофизическая ассоциация **II** объединяет породы Восточно-Уральской структурной зоны, включая магматические породы различного состава от ультраосновного до кислого, а также вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные. Для данной петрофизической ассоциации пород характерны средне- и сильноинтенсивные положительные магнитные и гравитационные поля. Она состоит из трех петрофизических групп пород с отличающимися физическими свойствами и характером корреляционных зависимостей между собой.

К первой группе пород второй петрофизической ассоциации **IIa** отнесены ультраосновные породы офиолитового комплекса повышенной плотности (2.90–3.10 г/см³) и средней намагниченностью (от 100 до 750Ч10⁻⁶ СГС). Специфической особенностью этой группы пород является отсутствие связи между плотностью и магнитной восприимчивостью. Физические свойства пород этой группы меняются в процессе серпентинизации. При увеличении ее степени дуниты сильно теряют свои плотностные свойства и приобретают вы-

сокие магнитные свойства. При схожих условиях гарцбургиты сохраняют свои плотностные характеристики и практически немагнитны. А у войкаритов отмечаются самые высокие значения и плотности, и магнитной восприимчивости. Над породами этой петрофизической группы наблюдаются средней интенсивности магнитные аномалии и интенсивные аномалии Δg .

Вторая петрофизическая группа **Пб** включает породы дунит-верлит-клинопироксенитового и габбрового комплексов, а так же вулканиты основного и реже среднего составов. Магматиты и вулканиты основного состава имеют повышенные значения плотности от 2.80 до 3.20 г/см³ и магнитной восприимчивости более $750 \cdot 10^{-6}$ СГС. Установлена устойчивая прямо пропорциональная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью. Породам данной петрофизической группы свойственны высокоинтенсивные магнитные и гравитационные поля.

В третью петрофизическую группу **Пв** входят породы кислые и умеренно-кислые интрузивные и эффузивные геологические образования, а также вулканогенно-осадочные и осадочные породы, характеризующиеся средней плотностью от 2.65 до 2.68 г/см³ и слабой и средней намагниченностью от 1 до $750 \cdot 10^{-6}$ СГС. Общей закономерностью пород этой группы является отсутствие связи между плотностью и магнитной восприимчивостью. Границы вариаций физических свойств отдельных пород могут расширяться за счет различия в вещественном составе. К этим породам приурочены знакопеременные аномалии магнитного и гравитационного полей.

На основе систематизации физических свойств пород севера Урала построена схема эволюции петрофизических характеристик разновозрастных образований (PR–KZ), отражающая длительную историю геологического развития Полярноуральского сектора литосферы. Полученный материал занял первостепенное место при комплексной интерпретации геолого-геофизических данных и используется в построение физико-геологической модели земной коры и верхней мантии региона исследований.

Литература

1. Льюрова (Пономарева) Т.А. Глубинное строение Полярного Урала // Автореф... дис. кан. геол.-мин. наук М., 1987. 175 с.
2. Макеев А.Б., Льюрова (Пономарева) Т.А. Магнитная восприимчивость пород и минералов ультрабазитов и ее значение для картирования Полярного Урала / Минералогия Тимано-североуральского региона. Сыктывкар, 1989. С.97–106. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН СССР. Вып.72).
3. Пономарева Т.А., Пыстин А.М. Петрофизическая характеристика пород полиметаморфических комплексов севера Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2014. №2(18). С.68-74.
4. Пономарева Т.А., Пыстин А.М. Взаимосвязи физических параметров в породах полиметаморфических комплексов севера Урала // Мат. Межд.семинара, 2014. С.198-201.
5. Савельева Г.Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналог в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
6. Шмелев В.Р. Строение и эволюция гипербазитовых массивов Полярного Урала // Автореф... дис. кан. геол.-мин. наук М., 1990. 25 с.
7. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЖИЛЬНОГО И ШТОКВЕККОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАЙМИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

Роголина Л.И.

rogulina@mail.ru, Федеральное научное бюджетное учреждение Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия

Исследование генетических особенностей месторождений полезных ископаемых и обоснование научных основ формирования минерально-сырьевой базы является актуальным направлением РАН в «науках о Земле».

Целью настоящих исследований является изучение особенностей распределения полиметаллической и серебряной минерализации в Ag-Pb-Zn рудах Майминовского месторождения Дальнегорского рудного района Приморья.

Месторождение находится в 35 км к северо-востоку от г. Дальнегорск, расположено в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского плутоно-вулканогенного пояса в нижнемеловых терригенных флишоидных породах Таухинского террейна, фрагмента неокомовой аккреционной призмы (Ханчук и др., 1997). Породы фундамента представлены алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов. На севере и в центральной части месторождения толща осадочных пород перекрыта верхнемеловыми эффузивами кислого состава.

На площади месторождения, главным образом среди пород осадочной толщи, разведано более 30 эшелонированно расположенных рудных тел, из которых детально изучено и отрабатывается 13. Простираение рудных тел северо-западное с углами падения 56-80° на СВ, реже на ЮЗ. Форма рудных тел довольно сложная, чаще наблюдается сочетание кварц-сульфидных жил различной мощности с прожилковыми зонами того же состава и оруденелых зон дробления в метасоматитах (жильно-метасоматические зоны). Метасоматические рудные тела образуют самостоятельные зоны минерализации и развиваются по зальбандам кварцевых жил. Общая мощность подобных рудных тел достигает 24,0 м, при средней – 1,75 м. Сульфидная минерализация в рудных телах распределена весьма неравномерно, образуя струи, линзы, гнезда, мелкую вкрапленность и тонкие прожилки различных размеров. К СВ от отрабатываемой серии жильных рудных тел штольной вскрыто не выходящее на поверхность штокверковое Ag-Pb-Zn оруденение – Загадка. Рудная минерализация штокверка проявлена в трещинах СВ простираения (по слоистости флишоидных пород) и СЗ (в крест простираения), аналогично основным рудным телам месторождения.

Первичные руды жильных тел месторождения характеризуются халькопирит-галенит-сфалеритовым составом. Подчиненную роль играют: арсенопирит, пирит, пирротин, фрайбергит. Редкими минералами являются: пираргирит, полибазит, стефанит, акантит, самородное серебро, самородное золото. В зоне окисленных руд установлены: гётит, гидрогётит, англезит, церуссит, халькозин, ковеллин, азурит, малахит; минералы серебра представлены акантитом, аргентоярозитом, кераргиритом (Роголина и др., 2010, 2013). Как первичные, так и окисленные руды характеризуются повышенной сереброносностью. Среднее содержание серебра в первичных рудах составляет 159 г/т, в окисленных – 180 г/т (при значительном разбросе значений от 2,0 до 1748,0 г/т).

В штокверке Загадка отмечен конвергентный минеральный комплекс с некоторыми особенностями и отчётливо проявленной последовательностью минерализации. Прожилковая и гнездовая минерализация халькопирит-галенит-сфалеритового состава развивается по слоистости толщи. Сфалерит здесь с густой эмульсией халькопирита (марматит). Прожилки СЗ направления, секущие слоистость, характеризуются пирит-арсенопирит-галенит-сфалеритовым составом, где сфалерит в основном представлен клейофаном, арсенопирит образует идиобласты с реликтами галенита и сфалерита, а пирит – ксеноморфный в тесной ассоциации с основными рудными минералами. Последние прожилки являются поздними относительно северо-восточных, на что указывают незначительные амплитуды смещения СВ при пересечении их СЗ.

Основное различие рудной минерализации жильных тел и штокверка Загадка выражено в проявлении поздней серебряной ассоциации минералов. Учитывая, что размеры серебряных минералов варьируют от невидимых оптически ($<0,008\text{мм}$) до $0,3\text{мм}$, изучение форм их нахождения, распределения в минералах-концентраторах проводилось рентгеновскими микрометодами.

Установлено, что самый распространенный носитель серебра в жильных рудах Майминовского месторождения – фрайбергит. Он отмечается макроскопически и микроскопически, а количество в руде на некоторых участках рудных тел достигало нескольких процентов от общего количества рудных минералов. Состав фрайбергита анализированного на микрозонде характеризуется высокими содержаниями серебра от 23,35 до 49,0 масс. %. Количество пираргирита, полибазита, стефанита, акантита и самородного серебра не сопоставимо по своей распространенности с фрайбергитом – сравнительно редки.

В штокверковой зоне Загадка пираргирит несколько преобладает над фрайбергитом. Он отмечается чаще в галените, кварце, и по границе зёрен халькопирит-сфалерит-кварцевой ассоциации на участках их интенсивного замещения поздним кварцем и листовыми силикатами. Наиболее крупные выделения пираргирита отмечены в микропрожилках позднего кварца секущих галенит-халькопирит-сфалеритовую минерализацию и вдоль границ пирит-арсенопирит-галенитовых СЗ прожилков. Электронной микроскопией отмечены микровключения сульфидов серебра (Ag_2S , AgS) и присутствие метастабильной фазы AgO в тесной ассоциации с оксидами марганца (пиролозит, манганозит).

Таким образом, в результате детального исследования Ag-Pb-Zn руд Майминовского месторождения, установлено, что полиметаллическая минерализация ранняя относительно серебряной в жильно-метасоматических телах и штокверке. Минералы серебра установлены во всех рудных минералах исследуемых рудных тел, и распределяются крайне неравномерно. Основным носителем серебра в рудах является галенит и в меньшей степени сфалерит, халькопирит, кварц. Большая часть серебра в этих минералах связана с включением серебряных и, в первую очередь, сурьмяно-серебряных минералов, редко сульфидов. Практически все серебряные минералы, исключая фрейбергит, пираргирит выделяется в форме микроскопических включений. При решении проблемы обогащения руд месторождения необходимо учитывать, что часть серебросодержащих сульфидов: халькопирит, пирит, арсенопирит и кварц уйдут в хвосты флотации. Достаточно значимая часть серебра вместе со сфалеритом перейдёт в цинковый концентрат. Из-за низких флотационных свойств кераргирита и аргентюрозита, вероятно, будут потери серебра в окисленных рудах.

Наличие серебряной минерализации в поздних тектонических нарушениях, смещающих основную рудоносную серию, указывает на существование нескольких стадий минерализации в рудообразовании месторождения, что повышает его перспективы.

Литература

1. Рогулина Л.И., Свешникова О.Л., Воропаева Е.Н. Благоприятнометаллическая минерализация полиметаллических руд Майминовского месторождения (Приморье) // Записки РМО. 2010. Часть 138. Выпуск 5. С. 29-40.
2. Рогулина Л.И., Таскина Т.В. Минералого-технологические особенности продуктов обогащения руд Майминовского месторождения (Дальнегорск, Приморье) // Материалы III Всероссийской научно-практической конференции «Новые технологии в науке о Земле», 13-21 сентября 2013, г. Нальчик, КБГУ, 2013, С. 134-138
3. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симоненко В. П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Тезисы XXX тектонического совещания. Москва, 1997, С. 240-243.

ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦИНКА НА ФОНЕ МИРОВЫХ ЦИНКОВЫХ ПРОЕКТОВ

Токарь О.В.

o.v.tokar@gmail.com, ФГУНПП «Аэрогеология», Центр «Минерал», Москва, Россия

Вопросу стабильности и обеспеченности мирового горнорудного цинкового сектора, уже испытывающего на текущий момент дефицит, в последние годы уделяется особое внимание. Россия имеет хороший потенциал для участия в борьбе за статус одной из ведущих стран-производителей цинка из недр, что подтверждает выполненный анализ укрупненных финансово-экономических параметров (ФЭП) шестнадцати проектируемых горных предприятий, создаваемых на базе месторождений цинка в мире.

Отсутствие в мировой цинковой отрасли двух ведущих производителей – канадских рудников Брансуик и Персеверанс – уже в год их остановки перевернуло рынок цинка: в 2013 г. впервые за предшествующие шесть лет был отмечен дефицит металла, который составил 97 тыс. т. По предварительным итогам первых одиннадцати месяцев 2014 г., подведенным Международной исследовательской группой по свинцу и цинку, дефицит цинка в мире сохранился и составил 255 тыс. т. Кроме того, летом этого года ожидается закрытие крупнейшего австралийского рудника Сенчери, что может усугубить ситуацию.

Россия имеет большой потенциал для поддержания мировой добычи цинка, обладая одной из крупнейших в мире его сырьевых баз, но среди продуцентов металла не занимает ведущих позиций и обеспечивает только 2% мирового производства. По добыче металла она может быть сравнима с суммарной добычей двух-трех крупных рудников, в то время как цинк добывается из руд четырех десятков объектов, среди которых преимущественно мелкие производители по мировым меркам (до 50 тыс. т цинка в год). Крупнейшими по производству цинка в России являются рудники, разрабатывающие цинксодержащие медноколчеданные месторождения: Узельгинское (60,7 тыс. т в 2013 г.), Учалинское (53,8 тыс. т), Гайское (30,7 тыс. т). Вообще медноколчеданные (в том числе медно-цинковые колчеданные) месторождения являются в России ведущими для цинковой горнорудной отрасли и обеспечивают около 70% добычи металла, в то время как в мировой практике в целом из руд таких месторождений добывается около 17% цинка (вероятно, в ближайшие годы значимость данного типа для производства цинка существенно сократится).

В России среди подготавливаемых месторождений цинка большее количество также относится к медноколчеданному типу, в то время, как основные ближайшие перспективы роста добычи цинка в стране связаны с колчеданно-полиметаллическими месторождениями, в том числе Кызыл-Таштыгским (Тува), Корбалихинским (Алтайский край), Озерным (Бурятия), заключающими значительное количество российских запасов цинка: 2%, 4% и 14% соответственно. В 2013 г. началась эксплуатация первых двух из названных выше российских месторождений, сегодня их рудники и перерабатывающие предприятия продолжают развиваться и наращивать объемы производства.

Что касается третьего объекта, то процесс его подготовки растянулся на продолжительный срок. На Озерном запроектировано очень мощное предприятие, способное перерабатывать 8 млн т руды в год, что требует значительных капитальных затрат, на порядок превышающих таковые для рядового проекта в мировой практике.

Озерное месторождение характеризуется наиболее высокими начальными капитальными затратами (1330 млн долл. США) среди мировых проектов освоения месторождений цинка. Его начальные затраты более чем вдвое превышают соответствующие затраты для наиболее дорогостоящих в реализации проектов освоения месторождений, как австралийское Адмирал-Бей (690 млн долл. США) или канадское Хаккетт-Ривер (668 млн долл. США), хотя они уступают российскому по заключенным запасам металла.

Однако начальные капитальные затраты в расчете на тонну цинка, предполагаемого к отработке, для Озерного месторождения укладываются в мировую картину, в конкретном случае прослеживаемую для месторождений, которые планируется разрабатывать откры-

тым способом, аналогично российскому. Значение этого показателя возрастает с увеличением количества базовой руды и заключенного в ней металла, а также мощности предприятия, срока его службы и начальных капитальных затрат. Так, для Озерного, на котором планируется добыть более 5,3 млн т цинка, этот показатель составил 249 долл. США/т, для месторождения Лик в США – 214 долл.США/т (1,5 млн т цинка) и для месторождения Торлон-Хилл, расположенного в Гватемале, – 150 долл.США/т (145 тыс. т).

Проект освоения Озерного месторождения предусматривает наиболее продолжительный срок жизни предприятия среди рассмотренных в анализе мировых проектов и составляет 25 лет при сроке окупаемости – 6 лет. В то же время, средние сроки жизни проектируемого зарубежного цинкпроизводящего предприятия составляет менее 10 лет, а окупаемости – 3,5 года. Наиболее долгоживущий проект среди зарубежных – Хаккетт-Ривер – характеризуется расчетными сроками службы в 16 лет и окупаемости – 5,5 лет. В среднем, срок окупаемости цинковых проектов составляет около 40% срока жизни.

Проект освоения Озерного месторождения также существенно отличается от зарубежных проектов освоения комплексных месторождений цинка (с получением цинкового концентрата как основного продукта производства) по значению чистого дисконтированного дохода (ЧДД). Для Озерного показатель оценивается в 1,5 млрд долл.США, что существенно отличается от большинства цинковых проектов, участвующих в анализе, для которых ЧДД варьирует от 3 до 170 млн долл.США. Кроме Озерного по значению ЧДД на фоне всех прочих также выделяются иранский Мехдибад (1,2 млрд долл.США) и канадский Хаккетт-Ривер (975 млн долл.США). Наряду с российским месторождением они обладают крупной или даже уникальной ресурсной базой, мощным производством и относительно продолжительным сроком службы будущих предприятий. Предположительно, все три проекта обладают высоким значением выручки, что достоверно известно только о проекте Хаккетт-Ривер. Дополнительным свидетельством высокой выручки выступает наличие в их рудах попутных драгоценных металлов: серебра (на всех трех) и золота (на проектах Хаккетт-Ривер и Озерное) – извлекаемых в конечную продукцию в значительном количестве. Что касается ЧДД проекта освоения Озерного месторождения, то на его размер существенное влияние может оказывать более глубокая переработка руд, при которой попутные драгметаллы извлекаются в сплав Доре, производимый на месте; это, конечно, благотворно сказывается на конечной стоимости продукции предприятия.

Одним из важнейших факторов, влияющих на экономику проекта, в том числе ЧДД, являются биржевые цены на производимые металлы, в особенности составляющие основную продукцию предприятия; для данного анализа – цены на цинк. Изменение его стоимости на рынке может привести как к улучшению ФЭП проекта, так и к их ухудшению, в том числе нерентабельности. Базовая цена цинка для проекта освоения Озерного месторождения составляет 2000 долл.США/т, что находится в диапазоне колебаний цен на цинк в 2011-2012 гг. и меньше средней цены цинка в 2014 г. При сохранении положительной тенденции поведения цен, подкрепленной ожиданиями сохранения дефицита металла, российский проект может сохранить свою инвестиционную привлекательность или даже укрепить ее.

Таким образом, в результате анализа ФЭП проектируемых горных предприятий, создаваемых на базе месторождений цинка, было подтверждено, что Озерное месторождение в сравнении с мировыми проектами является инвестиционно-привлекательным. Его освоение может внести значительный вклад в российскую и мировую добычу металла, и Россия имеет хороший потенциал для участия в борьбе за статус одной из ведущих стран-производителей цинка из недр. Стоит отметить, что в случае, если финансирование крупного российского проекта не может быть обеспечено на протяжении длительного времени, то частичным решением проблемы могло бы стать стадийное освоение Озерного месторождения.

Литература

1. <http://www.ilzsg.org/>
2. <http://www.metalbulletin.com/>
3. <http://www.mineral.ru/>

АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И СОСТАВА РУД УЗЕЛЬГИНСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Хайбуллин А.Р., Верчеба А.А.

a.a.haibulin@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

Узельгинское месторождение открыто в 1964 г. Официальными первооткрывателями признаны Г.В. Петров и Б.А. Игошин. Открытие явилось логическим следствием изучения Верхнеуральского района. Предполагалось наличие нового оруденения. Первые скважины, пробуренные на площадке, предназначенной под отсыпку отвалов, вскрыли руду 1 рудного тела. После открытия 1-го рудного тела, через него была проведена условная линия «рудного направления», параллельная преобладающему простиранию известных месторождений и рудных зон района. На этой линии были забурены первые скважины, которые, попав в самую мощную часть оруденения, позволили в комплексе с геофизическими исследованиями определить масштабы оруденения. Было выявлено несколько рудных тел на глубинах от 200 до 700 м.

По гидрографическому положению район месторождения приурочен к водораздельной возвышенности между рек Урал и Уй (приток реки Тобол), Узельгинское месторождение расположено в 2-х км западнее водораздела [1].

Поверхностные воды района представлены ручьями, впадающими в реки Узельга и Ялшанка, являющимися притоками реки Урал, а также озерами: Ургун, Калкан, Карагайлы, Большие Учалы, Гнилое, Чебачье, Карагайское.

В 20 км к северу на отвалах вскрышных пород Учалинского медноколчеданного месторождения за складировано около 14 млн. м³ скальных пород основного состава, используемых для производства щебня, для собственных нужд Учалинского ГОК, которые применяются в качестве кладочного материала при подземной разработке Учалинского и Узельгинского месторождений. В незначительных количествах, как балласт для отсыпки дорог, использовались кремнистые сланцы, слагающие склоны горы Талган, карьер, где они добывались, расположен в 0,5 км восточнее от Узельгинского месторождения. Перспективными участками для разведки скальных пород, пригодных в качестве сырья для производства строительного щебня и кладочного материала, является гора Стабияк, расположенная в 3 км к западу от месторождения, и возвышенность между Узельгинским и Талганским месторождениями.

Фактическая производительность Узельгинского рудника за 2013 год составила 2032,880 тыс. т сырой руды (эксплуатационные запасы), что на 326 тыс. т ниже предыдущего года. Снижение темпов добычи объясняется плановой реконструкцией шахты «Скиповой», основного выдающего ствола рудника, которая будет закончена в 2010 году, а в 2013 году, рудник выйдет на проектную производительность 2800 тыс. т руды в год.

За период ведения добычи 1992 – 2013 годы, на Узельгинском месторождении погашено 22643 тыс. т руды категорий В и С₁ (геологические запасы), в том числе: медной 8558 тыс. т, медно-цинковой 13685 тыс. т, и 400 тыс. т. серного колчедана [2].

В 2009 г. были завершены работы по корректировке технического проекта Узельгинского рудника по вовлечению в отработку рудных тел в этажах 140-340 м (верхний рудоносный ярус). С целью восполнения выбывающих мощностей нижнего уровня отработки и достижения производительности рудника 2800 тыс. тонн руды в год. В настоящее время составлен и проходит согласования и процедуру утверждения единый технический проект Узельгинского рудника с целью планомерного ведения добычных и горных работ на всех уровнях и рудных телах Узельгинского медноколчеданного месторождения [3].

По сложности геологического строения, характеру распределения полезных компонентов, ГКЗ при постановке запасов на Государственный баланс, постановило отнести Узельгинское медноколчеданное месторождение ко 2-ой группе сложности Классификации запасов месторождений твердых полезных ископаемых.

Геофизические исследования стенок скважин и околоскважинного пространства выполнялись во всех геологоразведочных скважинах, бурящихся с поверхности, на всех стадиях изучения Узельгинского медноколчеданного месторождения. За период ведения работ выработан и успешно применялся комплекс каротажа скважин и скважинных геофизических исследований, позволяющий надежно изучать и расчленять геологический разрез, выделять и интерпретировать рудные подсечения и минерализованные зоны, определять положение ствола скважины в пространстве, выявлять и оконтуривать рудные тела и их выклинки в межскважинном и околоскважинном пространстве. При проведении разведочных работ на различных медноколчеданных месторождениях района успешно применяется устойчивый комплекс каротажа, включающих КС, ПС, МЭП, МСК, ГК и инклинометрия. На кривых каротажа кажущихся сопротивлений КС четко фиксируются интервалы с различными сопротивлениями, зоны сульфидной минерализации и рудные тела. Сопротивление неизменных пород 5-25 тыс. Ом, с повышением минерализации оно снижается, минерализованные зоны, и рудные тела от вмещающих пород отличаются в тысячи раз [2].

Во 2 рудном теле в нижней части развиты серноколчеданные, выше – медноколчеданные, над ними – медно-цинковоколчеданные и над ними – серно-цинковоколчеданные руды, причем в медно-цинковых и цинковых рудах последовательно сменяются их минеральные типы без блеклых руд, рудами, содержащими эти минералы, а затем содержащие галенит. Характерной особенностью руд является их слабая устойчивость из-за наличия серицита в рудах и вмещающих породах.

Геологоразведочные работы на Узельгинском месторождении можно разделить на 2 этапа. 1 этап – поисково-оценочные работы, разведка и доразведка месторождения, которые выполнялись с момента открытия месторождения – 1964 года, и до начала добычи руд – 1992 года. Первый этап характеризуется изучением месторождения посредством бурения скважин колонковым способом с поверхности земли, геологической документацией и опробованием керна, геофизическими исследованиями скважин, и аналитическими исследованиями проб.

2 этап – эксплуатационная разведка и доразведка месторождения из подземных горных выработок, которая проводится с момента вскрытия 4-го рудного тела горными выработками – 1991 года, по настоящее время. Эксплуатационная разведка и доразведка месторождения выполняется горно-буровым способом – проходка разведочных и эксплуатационных горных выработок, бурение колонковых скважин из подземных горных выработок, бескерновое бурение контрольно-разведочных скважин, геологическая документация и опробование стенок горных выработок, керна и шлама буровых скважин, каротаж скважин, и химико-аналитические исследования проб.

Разведочные работы осуществляются буровыми скважинами с поверхности земли, максимальной глубиной до 1300 м. по профилям, расположенным в широтном направлении. Каждая стадия разведочных работ выполняет определенную задачу по разведке или доизучению той или иной части Узельгинского месторождения. Основным видом геологоразведочных работ, определяющих объемы всех видов работ – топогеодезических, опробования, лабораторных исследований и других, является бурение скважин колонковым способом [3].

Литература

1. Р.А. Ягудин, Ю.Р. Ягудина, Технологические решения при переработке медноколчеданных руд, Горный журнал, 2014, №7.
2. А.П. Ставский, Минеральное сырье: от недр до рынка, – Т.2, М.; Научный мир, 2011, с.169.
3. Программа работ по ведению мониторинга подземных вод и сопредельных сред на территории Верхнеуральского рудного района на 2000-2013 годы. Челябинск, 1999 г. Уч.лы. УГОК. ф.

ВЛИЯНИЕ ДАЛЬНОСТИ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА НА МОРФОЛОГИЮ ЧАСТИЦ ЗОЛОТА

Хотылев О.В.

hot63@mail.ru, ОАО «ВнииЗарубежгеология», Москва, Россия

Тема изменения формы минеральных частиц, в ходе их переноса в аллювии затрагивается во многих работах [2, 9, 12 и др.], однако, нигде не указывается конкретных параметров этого процесса. Очевидно, что для зерен каждого минерального вида их поведение достаточно индивидуально и будет определяться физическими свойствами, в частности плотностью, твердостью и спайностью [12]. Идеальный объект для подобных исследований должен обладать вполне определенными свойствами: источник минерала должен быть единичен и локален в данной области питания; свойства минерала – изотропны, но при этом форма и размеры частиц, с одной стороны – должны изменяться в соответствии с условиями переноса, а с другой стороны – зерна минерала не должны разрушаться «на первых метрах»; исходные формы частиц – многообразны, а количество их – ограничено, но не исчезающее мало. Как это ни парадоксально звучит, но наилучшим объектом для подобных наблюдений является золото как отвечающее всем этим параметрам. Предыдущие исследователи [5, 7, 8 и др.] сходятся на том, что при транспортировке рекой вниз по течению начинают преобладать пластинчатые золотины, которые проходят больший путь чем изометричные за счет «парусного эффекта» [3]. Автору, в процессе полевых работ удалось собрать опытный материал, который позволяет провести анализ изменения конкретных размеров и формы частиц россыпного золота в зависимости от дальности их переноса в аллювии.

В ходе поисково-оценочных работ на россыпное золото опробовались участки рек Вава (Гана) и Мадре Де Диос (Перу) и ее притоков. Обе реки расположены в зоне тропического климата с ярко выраженным сезоном дождей, но существенно отличаются по масштабам. Р. Вава имеет общую протяженность в пределах 100 км при ширине русла в метры в первые десятки метров и ширине долины – до 1 км. Река Мадре Де Диос является одним из крупнейших притоков Амазонки и протягивается на расстояние более 1000 км. Ширина русла реки в сухой сезон составляет, на участке отбора проб, первые сотни метров при ширине долины до 3 км. Из полученных концентратов были отобраны монофракции золота, после чего каждое зерно измерено. Для определения величины золотин авторами был использован предложенный Дж. Гриффитсом [4] и разработанный А.В. Сурковым [10, 11] метод замера трех перпендикулярных размеров частиц (длина – «А», ширина – «В», толщина – «С») с использованием окулярной линейки бинокулярного микроскопа. В монофракциях были измерены все частицы металла, общее число которых составило 60 штук.

Золото аллювия р. Вава получено из точек расположенных в первых километрах от источника и представлено уплощенными, слабовытянутыми в плане частицами. Присутствуют так же очень мелкие шаровидные кристаллы и изометричные скругленные зерна в виде искаженных тетраэдров и с фрагментами пентагондодекаэдров. В целом частицы окатаны слабо. Металл из аллювия реки Мадре Де Диос перенесен на расстояние от 30 до 200 км от источника и представлен таблитчатыми, иногда комковатыми золотинами. Крупные золотины полуокатаны, средние и мелкие – слабой окатанности или неокатаны. В плане зерна овальные или вытянутые. Вниз по течению увеличивается количество деформированных частиц. Максимальный размер зерна в пробах составляет 1,75x1,07x0,24 мм и в целом, золото, по ситовым характеристикам, относится к классу менее 1 мм или к мелкому тонкому золоту по классификации ЦНИГРИ [6].

Формально эти два водотока можно объединить в один бассейн верховья которого представлены рекой Вава, а низовья – рекой Мадре Де Диос. Соответственно в пробах будет представлен материал, перенесенный на первые километры, а так же на десятки и сотни километров. Измерение золотин по трем осям – длине, ширине и толщине показало существенные отличия в распределении линейных параметров частиц в зависимости от дальности

сти их транспортировки. Построение диаграмм отношений значений В/А к С/В выявило, что наиболее контрастно ведут себя популяции частиц имеющих границу 0,2-0,21 мм по ширине зерна – оси «В». Различия в морфологии частиц возникают уже на первых километрах переноса – количество мелких зерен (с шириной менее 0,21 мм) изометричной формы сокращается, но продолжает оставаться заметным на расстоянии до 80 км от источника. В то же время изометричные объемные золотины шириной более или равной 0,21 мм полностью исчезают на расстоянии уже пяти километров от источника, уступая место таблитчатым и пластинчатым индивидам. На протяжении следующих 150 км происходит только все большее их уплощение. При этом в плане форма частиц остается изометричной или субизометричной (длина почти соответствует ширине зерна). Процессы окатывания в изменении морфологии золотин играют незначительную роль – визуальное изучение фиксирует наличие форм первичной огранки, а следы наклепа и шрамирование отмечаются только на единичных зернах.

Количество зерен размерностью менее 0,21 мм в пробах составило от 40 до 65 процента от общего их числа. При этом с увеличением расстояния от коренного источника соотношение популяций изменяется не значительно, а на расстояниях в десятки километров остается практически постоянным. Определение линейных размеров частиц прямыми мерами показало так же, что на расстоянии 30 км от источника в монофракциях присутствуют золотины свыше 1 мм длиной. При увеличении дальности переноса в выборке преобладающими становятся размеры частиц длиной 0,1-0,65 мм при ширине 0,1-0,4 мм, которые остаются стабильными на расстояниях до 150 км от источника металла.

Максимальная толщина частиц, закономерно уменьшается по мере увеличения расстояния от источника. При этом в зависимости от масштаба водотока это изменение будет относительно резким (р. Вава) или постепенным (р. Мадре де Диос), что прямо связано с высокой транспортирующей способностью более мощного потока захватывающего зерна большей крупности.

Литература

1. Бойцов В.Е., Сурков А.В., Ахапкин А.А. Методика изучения самородного золота из отвалов гравитационного обогащения россыпей // Изв. вузов. Геол. и разв., 2005, № 2, с. 42-45.
2. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. – М., Изд-во АН СССР, 1955, 472 с.
3. Виноградова О.В., Хмелева Н.В. Русловые процессы и формирование аллювиальных россыпей золота. – М., МГУ, 2009, 172 с.
4. Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. – М., Мир, 1971, 421 с.
5. Лунев Б.С., Наумов В.А., Наумова О.Б. Мелкое золото в пермских конгломератах (Пермский край) // Современные проблемы науки и образования. – 2012. – № 6; URL: www.science-education.ru/106-7714 (дата обращения: 02.10.2014).
6. Методика разведки россыпей золота и платиноидов. М., ЦНИГРИ, 1992, 287 с.
7. Нестеренко Г.В., Колпаков В.В. Мелкое и тонкое золото в аллювиальных отложениях юга Западной Сибири. В сб. «Мат-лы конф. посв. 100-летию со дня рождения И.С. Рожкова, Ю.Н. Трушкова, П.И. Мельникова 27-29 октября 2008 г., Якутск», Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009, с. 97 – 102.
8. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – М., Наука, 1973, 347 с.
9. Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. 3-е изд. Л.: Недра, 1969, 704 с.
10. Сурков А.В. Об использовании детального грануломинералогического анализа для изучения песчано-алевритовых осадков // Изв. ВУЗов, Геол. и Разв., №9, 1979, с. 122-123.
11. Сурков А.В. Методика грануло-минералогического анализа при изучении обломочных пород // Изв. ВУЗов, Геол. и Разв., №3, 1993, с. 38-43.
12. Шило Н.А. Учение о россыпях. – М., Изд-во Академии горных наук, 2000, 632 с.

ЭВОЛЮЦИЯ АПТ-НИЖНЕАЛЬБСКИХ РЕЧНЫХ ДОЛИН И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Крошко Ю.В.

tamagoji.79@mail.ru, Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

Территория центральной части Украинского щита имеет сложное геологическое и разломно-блоковое строение, результатом которых является пестрый петрографический состав пород кристаллического фундамента, их взаимоотношения в пространстве и рудная минерализация. Сложная разломно-блоковая тектоника обусловила дифференциацию тектонических движений, как вдоль дизъюнктивных нарушений, так и вдоль контактов разных по генезису и петрографическому составу пород, что привело, в конечном счете, к созданию тектонических депрессий.

К началу мелового периода территория представляла собой приподнятый участок суши в пределах которого произошла регрессия морского бассейна, установился стабильный тектонический режим, и состоялась пенеппенизация рельефа. В условиях гумидного тропического климата на породах фундамента сформировались площадные и линейные (каолиновые и латеритные) коры выветривания.

Нижнемеловые континентальные отложения, выполняющие эрозионно-тектонические депрессии, являются наиболее древними континентальными образованиями в пределах центральной части Украинского щита, которые сохранились от размыва до наших дней в виде извилистых веткоподобных полос. Формирование постоянных водных артерий происходило по ослабленным участкам земной коры – тектоническим депрессиям, которые контролировались дизъюнктивными нарушениями разного ранга, блочной тектоникой и зонами контактов разных по петрографическому составу пород. Именно эти факторы обусловили характер расположения речных долин и их морфологию. Низкий уровень базиса эрозии послужил причиной интенсивного врезания водотоков в элювиальный субстрат, и формирование эрозионно-тектонических депрессий, которые заполнялись аллювием.

Речные долины были не только путями транспортировки материала со щита на его склоны и в сопредельные структуры (Днепровско-Донецкую и Причерноморскую впадины), но иместилищем разных полезных ископаемых, в частности ильменита, монацита, золота, бокситов, вторичных каолинов и огнеупорных глин [1 – 4]. Полезные ископаемые характеризуются стойкой связью с породами кристаллического субстрата, определенными литофациальными комплексами, генетическими типами отложений и фациями, образованных в определенных палеогеографических обстановках. На морфологические особенности речных палеодолин существенное влияние имел палеорельеф, обусловленный тектоническим режимом разных блоков кристаллического фундамента, а также разломная тектоника [4].

Заложение речных долин в рыхлом элювиальном субстрате обусловило нестойкость их бортов к водной эрозии и значительное проявление делювиально-пролювиальных процессов, в результате которых сформировались залежи переотложенных бокситов, бокситовидных пород (пространственно парагенетически связанных с корой выветривания пород основного состава), а также склоновые и в виде конусов выноса россыпи тяжелых минералов.

Постоянная миграция русла по латерали привели к формированию контура аллювиальных образований шириной в несколько километров. Значительная латеральная миграция русел, их разветвленный, меандрирующий характер обусловили формирование значительной поймы, в пределах которой формировались залежи вторичных каолинов и огнеупорных глин.

Процессы химического выветривания сыграли важную россыпеобразующую роль, обеспечивая довольно совершенное высвобождение от сростков основного фонда золота, ильменита, монацита, циркона. Для россыпей кора выветривания была не только промежуточным источником россыпеобразующих минералов, но и исполняла роль плотика, во впадинах которого образовывались рудоносные кусты, карманы [2, 3]. В результате аллюви-

ального седиментогенеза формирование россыпей происходило в микрофациях русла, прирусловой отмели и поймы. Наиболее благоприятными участками формирования россыпей были контакты блоков фундамента с разнонаправленным конседиментационным развитием, контакты разных петрографических и генетических типов пород, а также зоны разрывных нарушений [4]. Переход от одного петрографического типа пород к другому обусловил чередование в строении палеодолин суженных и расширенных участков. Значительные концентрации тяжелых минералов установлены на участках расширения русел рек, где скорость водного потока резко уменьшалась в сравнении с узким руслом. На участках с нестабильным положением русла формировался контур россыпи шириной в несколько километров, который объединял рудоносные пласты разных вековых генераций. Морфология и положения россыпей в процессе развития речной долины постоянно менялись и усложнялись вследствие действия пролювиально-аллювиальных, делювиально-аллювиальных процессов, миграции русла, деятельности боковых притоков. В результате сформировалась сложная мозаичная картина замещения литофаций и фаций и, как следствие, рудоносности аллювиальных отложений.

Следует также отметить, что наиболее богатые россыпи ильменита, пространственно парагенетически связаны с развитием кор выветривания по магматическим породам основного состава.

Постепенное повышение базиса эрозии, вследствие трансгрессии морского бассейна, послужило причиной изменения гидрологического режима палеорек, замедление их эрозионной деятельности и усиления склоновых процессов в бортовых частях. Нарастание трансгрессии приводило к подпруживанию устья палеорек, образованию лиманов, дельт [1, 2]. Образование последних зависело от особенностей морфологии рельефа, который существовал перед фронтом морской трансгрессии, а также тектонического режима отдельных блоков пород фундамента. Изменение тектонического режима, обусловило эволюцию палеогеоморфологических обстановок, в частности участки повышенной денудационной равнины смещались в сторону субширотного водораздела, который разграничивал речные долины Днепровско-Донецкого и Причерноморского бассейна стока, уступая местом низменным и аккумулятивным равнинам [1, 2]. В верхнем альбе на территорию центральной части Украинского щита трансгрессировало море. Эрозионно-тектонические долины были благоприятными путями для его проникновения в границы суши. В результате трансгрессии палеоаллювиальные отложения частично размывались, однако значительная их часть была захоронена под морскими образованиями и сохранилась до наших дней.

Литература

1. Ильичева И.П. Условия формирования литофациальных комплексов нижнего мела южного склона Украинского щита: дис.... кандидата геол. – мин. наук:04.00.21 / Ильичева Ирина Павловна. – К., 1992. – 210 с.
2. Ковальчук М.С. Літологія нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита та умови утворення в них розсипищ важких мінералів: дис.... кандидата геол. – мин. наук:04.00.21 / Ковальчук Мирон Степанович. – К., 1993. – 230 с.
3. Ковальчук М.С., Крошко Ю.В. Мінералогія розсипного золота з нижньокрейдяного алювію центральної частини Українського щита // Записки Українського мінералогічного товариства. – К.: 2011. – Т. 8. – С. 130 – 132.
4. Крошко Ю.В. Геолого-генетична модель нижньокрейдових континентальних відкладів центральної частини Українського щита і пов'язаних з ними корисних копалин // Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука і виробництво: Матеріали міжнародного геологічного форуму (7 – 13 вересня 2014 р., Одеса, Україна). У двох томах. Том 1. Український державний геологорозвідувальний інститут. – К.: УкрДГРІ, 2014. – С. 174 – 178.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БАССЕЙНОВ РЕК КАБАНЕЙ И ВЕНЮКОВКИ (ТЕРНЕЙСКИЙ Р-Н, ПРИМОРЬЕ)

Моторин А.А.

patrol_ds@mail.ru, Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, Россия

Рассмотрение некоторых аспектов изучения геологического строения Тернейского района Приморья, связано с перспективами расширения минерально-сырьевой базы, в результате изучения и освоения потенциальных месторождений золота и полиметаллов.

К настоящему времени район работ полностью покрыт крупномасштабными геологическими съемками масштаба 1:50000. В целом исследования в районе следует разбить на два этапа: обзорные поисковые работы, проходившие с 1951 до 1959 гг. и, после долгого перерыва, крупномасштабные геологические съемки, начатые с 1967 года.

В 1951-1955 гг. В.Г. Плахотником и А.А. Трепалиной в результате проведения геолого-съемочных работ масштаба 1:200000 была составлена стратиграфическая схема, следует отметить ее плохую обоснованность органическими остатками (не наблюдалось ни одной точки флоры и фауны). Однако более обоснованной являлась схема И.К. Пушина:

Меловая система. Нижний отдел. Уктурская свита. Третья подсвита уктурской свиты. Песчаники полимиктовые, серые, светло-серые, с обломками алевролитов. ($K_1 uk_3$), 1300 м.

Четвертая подсвита уктурской свиты. Слои полимиктовых песчаников и алевролитов, маломощные линзы конгломератов, известняков, известковые конкреции и кремнистые алевролиты ($K_1 uk_4$), 1500 м. Фауна: *Silesites sp.*, *Beudanticeras sp.*, *indet.*, и др.

Лужкинская свита. Песчаники полимиктовые зеленовато-серые, известковистые, алевропесчаники, прослои и линзы конгломератов ($K_{1-2} lz$), 1200 м. Фауна: *Quadratitrigonia (Transitrigonia) fudsiensis Mirov.*, *Linotrigonia*.

Верхний отдел. Сенонский подъярус. Толща Андезитов. Андезиты плагиоклазовые и роговообманковые с прослоями алевролитов, песчаников и конгломератов ($K_2 sn$), 650 м.

Приморская свита. Фельзиты, андезиты ($K_2 pr$), 800 м. Флора: *Sequoia reichenbachii (Qein) Heer.*, *Pretophyllocladus polymorphus* и др.

Сенонский подъярус-датский ярус. Самаргинская свита. Андезиты, дациты и их туфы ($K_2 sm$), 800 м.

Неогеновая система. Миоцен. Глины туфогенные серые (N_1), 40 м. Флора: *Pinus cf. paleopentaphylla.*, *et. Onoe*, *Thuja nipponica tenai*, *Irtyschensis (Shap) Grub.*, *hydrangea cf.*

Толща оливиновых базальтов и их туфов (N_2), 450 м.

Четвертичная система(Q). Нижний отдел (Q_I), средний отдел (Q_{II}), верхний отдел (Q_{III}) и современный отдел (Q_{IV}).

Среди работ, специально посвященных стратиграфии верхнемеловых и кайнозойских отложений, следует обратить внимание на тематические работы В.Г. Плахотника, который разработал схему стратиграфии, опирающуюся на выделенные им вулканические циклы, при всей своей стройности схема страдала рядом существенных недостатков. Одним из них является слабая обоснованность выделенных толщ и свит органическими остатками, что привело к значительной путанице при отнесении тех или других вулканогенных отложений к вулканическим циклам. Это, в частности, относится к так называемой самаргинской свите, ее выделил В.Г. Плахотник и объединил (без должного обоснования) разновозрастные отложения, в том числе и вулканогенно-осадочные отложения сеноман-туронского возраста на левобережье р. Самарги (сабуинская толща) [1].

В дальнейшем идеи о цикличном вулканизме в Сихотэ-Алине были оставлены якобы из-за своей необоснованности, когда же большинство толщ, свит, вулканогенных и интрузивных комплексов получили более точную датировку, идея о цикличном вулканизме приобрела новое звучание и начала жить, опираясь на огромный фактический материал, полученный при проведении крупномасштабных геологических съемок.

Значительно хуже обстояли дела с поисками в районе различных полезных ископаемых, в первую очередь олова, золота, вольфрама, полиметаллов, нерудных полезных ископаемых. После геологических съемок масштаба 1:200000 (сопровождавшихся шлиховым опробованием водотоков) площадь работ была признана бесперспективной. Это можно объяснить некачественным проведением шлиховой съемки, что и было в последствие подтверждено при детальном поисковых работах.

В 1959 году поисковая партия под руководством П.А. Куршева провела поиски масштаба 1:100000 (шлиховое, донное опробование водотоков и металлометрическое опробование по маршрутам). Была выявлена обширная область металлоносного делювия с повышенными содержаниями свинца, цинка, олова. Шлиховой съемкой был выявлен ореол рассеяния золота (знаки) в верховьях р.Бурматов Ключ. Участок был рекомендован для дальнейших работ на полиметаллы и золото [2].

После проведения к 1960 году обзорных поисковых работ район на долгие годы был забыт как бесперспективный и лишь после 1967 года наступил так называемый второй этап изучения района. С 1967 года Южно-Приморская экспедиция начала геологические съемки масштаба 1:50000 в бассейне р.Самарги и Единки (с 1967 г. – Пухинская и Самарганская партии, с 1969 г. – Элазавская, Ягуминская, Вознесенская, с 1970 г. – Сабинская и Самаровская, с 1972 г. – Унтовская, Елисеевская, Гуманная). В результате этих съемок была разработана стратиграфия меловых и кайнозойских отложений, выявлено большое количество рудопроявлений олова, золота и полиметаллов.

В результате поисковых работ были выявлены и оценены оловорудные участки Холодный и Белочка, золоторудные проявления мыса Золотого и Мальтанки, а также ряд более мелких проявлений олова, полиметаллов и золота [2].

С 1974 по 1976 год партией были выявлены аномалии золота: Бурматова Ключа, кл. Павелицинского, Глиняного, Сухого, Ягодного, а также ряд мелких и менее значимых аномалий и ореолов. На наиболее крупных из них велись геологоразведочные работы партиями Восточной и Приморской геофизической экспедиции. Два участка: Ягодный и Павелицинский детализированы Северной партией в 1975-1976 гг. и переданы как перспективные золоторудные участки Восточной и Приморской экспедициям [1].

Важнейшие данные по закономерностям размещения полезных ископаемых (золоторудной и редко-метальной минерализации) были получены в результате завершения работ по темам: «Составление прогнозных и металлогенических карт на золото масштабов 1:200000 и 1:50000 (Родионов, Назаренко 1975 г., Родионов, Давыдов 1977 г.). Следует отметить, что качество этих работ в районе снижено из-за использования недоброкачественной геологической основы (площади съемок разных лет и партий, не увязанных между собой).

В заключении нужно отметить, что в целом, с завершением работ весь район был покрыт геологической съемкой масштаба 1:50000 и получены сведения о многочисленных проявлениях, которые свидетельствуют о значительном потенциале территории. Необходимо отметить, что настало время для крупных, обобщающих, синтезирующих работ по геологии и металлогении района, с целью более детального изучения золоторудной и полиметаллической минерализаций. В современной золотодобывающей отрасли в связи с истощением россыпных месторождений наблюдается тенденция переориентации на рудную базу, значительный удельный вес в которой занимают мелкие и бедные месторождения, которые, имеют свое распространение в районе.

Литература

1. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Полезные ископаемые. – М.: Недра, 1974. – 156 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – С. 1–572.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РУДОВМЕЩАЮЩИХ СТРУКТУР МАЙСКОГО, МАРХИНСКОГО И ОЗЁРНОГО КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ

¹Новиков К.В., ¹Игнатов П.А., ¹Шмонов А.М., ²Разумов А.Н., ²Килижеков О.К.

¹Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

²Ботуобинская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный, Республика Саха (Якутия), Россия

Кимберлитовые дайки на закрытых территориях являются сложными для поисков объектами. При этом они могут представлять промышленный интерес, как, например, Майское дайковидное тело в Накынском кимберлитовом поле Якутии, которое является месторождением с утверждёнными запасами. Жилы кимберлитов часто сопровождают алмазоносные кимберлитовые трубки и являются прямыми поисковыми признаками алмазоносных кустов кимберлитов. Весьма значимым при поисковых работах является вопрос мощности и протяженности дайково-жильных кимберлитовых тел. От этого зависит и объём запасов, и экономическая целесообразность разработки объектов этого типа. Кроме того, для дайково-жильных тел характерны раздувы, которые могут существенно прирастить запасы на месторождениях.

Имеющиеся сейчас геофизические тектонофизические подходы в условиях закрытых территорий практически не позволяют диагностировать кинематические особенности локальных участков скрытых рудовмещающих структур на стадиях поисковых и разведочных работ, которые, зачастую, могут устанавливаться только после вскрытия вмещающих пород горными выработками. В этой связи, необходимы новые подходы к определению особенностей рудовмещающих структур.

Авторами была проведена реконструкция локальных рудовмещающих структур Майского, Мархинского и Озерного кимберлитовых тел Накынского поля, на основании данных поискового и разведочного бурения. Фактическим материалом для исследования стали результаты авторской документации керна наклонных и вертикальных скважин, проведенной в период с 2003 г. по 2013 г. При этом выход керна практически по каждой скважине превышал 80%. Подавляющее большинство скважин (около 95%), находящихся на участках Майского, Мархинского и Озерного тел, изучены по авторской методике.

Необходимо отметить, что все известные в Накынском поле кимберлитовые тела локализованы в разных швах Диагонального рудоконтролирующего правосдвигового тектонического нарушения.

Для каждого рассматриваемого участка Майского, Мархинского и Озерного кимберлитовых тел было рассчитано количество признаков на погонный метр керна. Общее количество зафиксированных на участке признаков нормировалось на суммарную длину изученного керна, таким образом, было получено количество признаков на погонный метр керна (плотность признаков) для каждой рудовмещающей структуры. Такой подход позволяет нивелировать влияние разной изученности на результаты исследования.

Тектонические признаки анализировались по группам, характеризующим растяжение, сжатие, сдвиговые смещения и признаки разного генезиса. Для этого в рамках одной группы количества признаков на погонный метр суммировались.

По полученным количественным показателям рассматриваемые тела с разными морфологическими характеристиками отчетливо различаются по своей тектоно-динамической позиции. Мархинское тело, представляющее собой систему жил, локализовано в структуре преобладающего сжатия. Поэтому его мощность не велика и составляет по большей части несколько метров, за исключением одного раздува до 18 м. Интенсивность сдвиговых смещений структуры Мархинского тела вместе с преобладанием сжатия свидетельствуют о том, что здесь находилась часть сдвига близкая к максимальным деформациям и напряжениям.

Майское дайковое тело расположено в хорошо выраженной сдвиговой структуре, в зоне существенно преобладающего растяжения, и имеет относительно большую мощность,

достигающую 50 м. Полученные данные соотносятся с интерпретацией рудовмещающей структуры Майского тела как зоны флексурного изгиба сдвига. Интенсивность сдвиговых смещений в рудовмещающей структуре Майского тела меньше, чем в структуре Мархинского, что указывает на удаление от осевой части сдвиговых деформаций или на уничтожение части тектонических признаков внедрением кимберлитов.

Жильное проявление Озерное приурочено к зоне слабо преобладающего локального растяжения, признаки сдвиговых смещений тут также проявлены слабо. Этим объясняется малая мощность тела. Диагональный разлом на участке Озерного тела, вероятно, представляет собой кулисообразное окончание сдвига с малой амплитудой смещения.

Приведенная характеристика дает общее представление о рудовмещающей структуре и позволяет судить о ее типе, но не дает представлений о закономерностях распространения локальных участков сжатия, растяжения и общей трещиноватости. Для этого важно проанализировать площадное распределение различных тектонических признаков.

Для этого был выбран метод нормировки признаков на погонный метр скважины. Данные по наклонным скважинам были разделены на равные интервалы, в которых проведено взвешивание признаков. Окно расчета числа признаков на погонный метр составило 20 м. Вертикальные скважины были оценены как единый интервал с нормировкой признаков на весь интервал изученности. Признаки также рассматривались по выделенным группам. Кроме того, была рассчитана разность плотности признаков растяжения и сжатия.

Площадной анализ подтвердил полученные интегральные данные по структурам и позволил уточнить детали их строения.

Изложенный выше материалы позволил сделать следующие выводы. 1) Использованные методики расчета количества тектонических признаков на погонный метр, фиксируемых в керне по специальной документации, эффективно при анализе локальных зон сдвигов. 2) Соотношение тектонических признаков сжатия, растяжения и сдвиговых смещений, в рамках сдвиговой структуры, отражают различные типы присдвиговых деформаций: pull-apart zone, участки максимальных смещений, окончания тектонических швов и участков пересечения разных разломов. 3) Известные в Накынском поле кимберлитовые дайки, жилы и их раздувы контролируются выявленными участками локального растяжения присдвиговых зон. Особенности морфологии и размеры дайково-жильных тел кимберлитов существенно зависят от локальных тектоно-динамических условий формирования рудовмещающих структур.

Литература

1. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Новые приемы оценки локальных площадей на коренные месторождения алмазов. // Руды и металлы. 2001. – №5. – с. 32–43.
2. Игнатов П.А., Новиков К.В., Толстов А.В., Разумов А.Н.. Морфология кимберлитов Майского месторождения в Накынском поле Якутии по результатам компьютерного моделирования. // Руды и металлы. – 2009. – №4. – с. 62–66.
3. Новиков К.В. Геолого-структурное моделирование при локальном прогнозе алмазоносных кимберлитов на закрытых территориях (на примере Накынского поля Якутии). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 2010.
4. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М. Недра. 1998. 555 с.
5. Kim Y.-S. Peacock D.C.P., Sanderson D. J. Fault damage zones // Journal of Structural Geology. 2004. N 26. P. 503–517.
6. Sibson R. H., Scott J. Stress/fault controls on containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska, Victoria, Australia and Otago, New Zealand // Ore Geol. Reviews. 1998. N 13. P. 293-306.

НЕЙТРОННЫЙ СПОСОБ КОНТРОЛЯ ТЕПЛОТЫ СГОРАНИЯ ТВЕРДОГО ТОПЛИВА

Пак Д., Пак Ю.Н.

Pak_kargtu@mail.ru, КарГТУ, г. Караганда, Казахстан

Традиционный способ определения теплоты сгорания угля предусматривает длительные операции по отбору представительной пробы, ее тщательной подготовке и непосредственно анализа, заключающегося в сжигании аналитической навески угля (крупность менее 0.1 мм) в калориметрической бомбе. Способ характеризуется сравнительно низкой представительностью и большой трудоемкостью, что обесценивает результаты стандартного способа и отрицает возможность его использования для оперативного и представительного контроля калорийности топлива.

При неупругом рассеянии быстрых нейтронов на ядрах углерода возникают гамма-кванты с энергией 4.43 МэВ. Неупругое рассеяние на ядрах элементов минеральной части угля сопровождается испусканием гамма-квантов с энергией ниже 3.7 МэВ. Вероятность радиационного захвата тепловых нейтронов меняется в широких пределах: от нуля у углерода, до аномально высоких значений у водорода. При захвате тепловых нейтронов ядрами элементов минеральной части углей испускаются гамма-кванты с энергией от 4.9 МэВ (кремний) до 7.73 МэВ (алюминий).

Заметная дифференциация спектрального состава нейтронного гамма-излучения от составных компонентов твердого топлива (углерода и суммы минеральных примесей) позволяет повысить информативность и чувствительность определения теплоты сгорания путем использования обратной зависимости между суммой минеральных примесей и содержанием углерода как основного тепловыделяющего элемента. Более того, минеральные примеси снижают теплоту сгорания как за счет уменьшения доли горючих компонентов, так и повышения расхода тепла на нагрев и плавление минеральной (золотообразующей) части твердого топлива. Этим объясняется достаточно тесная взаимосвязь между низшей теплотой сгорания твердого топлива и его зольностью.

Используя прямые связи между теплотой сгорания и содержаниями в твердом топливе углерода и водорода, а также обратную связь теплоты сгорания от зольности предложено в качестве аппаратурной функции отклика использовать сигналы от углерода (гамма-излучение неупругого рассеяния с энергией 4.43 МэВ), водорода (гамма-излучение радиационного захвата тепловых нейтронов с энергией 2.23 МэВ) и от минеральных компонентов (гамма-излучение радиационного захвата тепловых нейтронов с энергией выше 5 МэВ).

С увеличением теплоты сгорания топлива интенсивность гамма-квантов в углеродной части спектра (~4.43 МэВ) повышается, а интенсивность в жесткой части спектра (>5 МэВ), обусловленная радиационным захватом тепловых нейтронов элементами минеральной части, снижается. В качестве аналитического параметра предложено выбрать величину отношения Ψ интенсивности гамма-излучения с энергией 4.43 МэВ к интенсивности гамма-излучения с энергией выше 5 МэВ, более дифференцированную к изменениям теплоты сгорания. Исследованиями на углях с массой около 100 кг установлено, что относительная чувствительность метода определения теплоты сгорания по величине отношения Ψ составила для Карагандинских углей 3.2% на 10^6 Дж./кг, что почти на 30 процентов выше чувствительности определения теплоты сгорания по углероду.

Метод рекомендован для оценки теплотворной способности твердого топлива в больших массах только в условиях незначительных флуктуаций влажности. Вода обладает аномальными свойствами по отношению к быстрым нейтронам (хороший замедлитель) и тепловым нейтронам (хороший поглотитель). Вариации влажности твердого топлива изменяют его нейтронно-замедляющие и поглощающие способности, что искажает результаты измерения Ψ .

С изменением влажности твердого топлива деформируется спектральное распределение вторичного излучения. В частности увеличение влажности приводит к уменьшению

интенсивности гамма-квантов неупругого рассеяния быстрых нейтронов на ядрах углерода с энергией 4.43 МэВ, что обусловлено уменьшением плотности потока быстрых нейтронов с энергией выше порога реакции на углероде. При этом возрастает интенсивность гамма-квантов в жесткой части спектра (выше 5 МэВ), обусловленная радиационным захватом тепловых нейтронов ядрами элементов минеральной части угля. При изменении влажности угля только на 2% абс. величина отношения интенсивностей Ψ меняется на 1.2%, что адекватно погрешности определения теплоты сгорания, равной $3.75 \cdot 10^5$ Дж./кг.

Для исключения дестабилизирующего влияния непостоянства влажности использован известный прием, заключающийся в регистрации в качестве функции отклика гамма-квантов с энергией 2.23 МэВ, сопровождающих радиационный захват тепловых нейтронов ядрами водорода. Исследованиями аппаратурных спектров вторичного излучения проб твердого топлива с различной влажностью установлено, что интенсивность гамма-квантов в области 2.23 МэВ меняется в качественном отношении одинаково с интенсивностью гамма-квантов в жесткой части спектра (выше 5 МэВ). Это обстоятельство использовано для компенсации возмущающего действия переменной влажности. Компенсационный эффект достигнут путем измерения интенсивности гамма-квантов в области захватного излучения водорода (2.23 МэВ). Причем ширину энергетического интервала ΔE_H в области 2.23 МэВ выбирают такой, чтобы при изменении влажности суммарная интенсивность гамма-квантов в области линии углерода 4.2-4.6 МэВ и выбранном интервале ΔE_H менялась пропорционально интенсивности квантов в жесткой части спектра (выше 5 МэВ). Оптимальным, с точки зрения инвариантности результатов от колебаний влажности топлива, выбран интервал 2.10-2.35 МэВ.

Предложенный способ определения теплоты сгорания, учитывающий сигналы от углерода, водорода и минеральных компонентов с компенсацией возмущающего влияния флуктуаций влажности, обладает сравнительно высокой чувствительностью к теплоте сгорания. В достаточно большом диапазоне ее изменения ($1.9 \cdot 10^7$ Дж./кг – $2.8 \cdot 10^7$ Дж./кг) зависимость величины отношения Ψ^H от теплоты сгорания близка к линейной. Достаточно высокая дифференциация величины отношения Ψ^H от теплоты сгорания объясняется учетом взаимосвязи теплоты сгорания с содержанием водорода в расчете на сухую массу топлива.

В зависимости от диапазона изменения железа относительная чувствительность предлагаемого способа измерения теплоты сгорания по величине Ψ^H к железу составила 6.2-8.2 проц./% абс. железа. Это означает, что при изменении содержания железа на 1% абс. величина отношения Ψ^H меняется на 6.2-8.2 процента.

Сопоставляя зависимости Ψ^H от теплоты сгорания и содержания железа можно заключить, что флуктуация железа в угле на 1% адекватна изменению теплоты сгорания почти на $1.8 \cdot 10^6$ Дж./кг. Это делает практически невозможным удовлетворительный контроль качества твердого топлива переменного вещественного состава, в частности колебания железа.

Литература

1. Клемпнер К.С., Васильев А.Г. Физические методы контроля зольности угля. – М.: Недра, 1978. С. 174.
2. Старчик Л.П., Пак Ю.Н. Ядерно-физические методы контроля качества твердого топлива. – М.: Недра, 1985. С. 224.
3. Пак Ю.Н., Старчик Л.П. Определение теплотворной способности угля нейтронным гамма-методом. – Известия вузов. Горный журнал, 1980. №2. С. 3-5.

К МЕТОДИКЕ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ РЕНТГЕНРАДИОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ВЕЩЕСТВА

Позднякова И., Подгорная Д.
Научный руководитель д.т.н. Ю.Н. Пак
КарГТУ, г. Караганда, Казахстан

Радиоизотопный рентгенофлуоресцентный метод нашел широкое применение при элементном анализе различных веществ, благодаря сравнительно высокой чувствительности анализа, его неdestructивности и простоте в аппаратурной реализации. Применительно к углям данный метод получил практическое применение при определении зольности угля и его элементного состава. Уголь как объект рентгенофлуоресцентного анализа представляет собой многокомпонентное вещество, содержащее горючую (органическую) и минеральную (неорганическую) составляющие. Минеральная масса угля, разнообразная по элементному составу, содержит соединения алюминия, кремния, натрия, магния, серы, кальция, железа и др. Примерно более 95% всей минеральной части угля составляют соединения *Al*, *Si*, *Ca* и *Fe*.

При радиоизотопном рентгенофлуоресцентном анализе вещества важное значение приобретает правильный выбор энергии первичного гамма-излучения для возбуждения рентгеновской флуоресценции определяемого элемента. Выбор источника первичного гамма-излучения преимущественно осуществляют исходя из соотношения: $3E_K > E_0 > 1E_K$, где E_0 – энергия первичного гамма-излучения; E_K – энергия К-края поглощения элемента (потенциал ионизации).

Чем ближе E_0 к нижнему пределу ($1E_K$), тем выше эффективность возбуждения рентгеновской флуоресценции элемента. Чем ближе E_0 к верхнему пределу ($3E_K$), тем выше относительная чувствительность метода к определяемому элементу. На практике выбор первичного источника, как правило, осуществляют в зависимости от состава анализируемого вещества, диапазона флуктуаций компонентного состава на основе компромисса между требованиями достижения повышенной чувствительности метода к определяемому элементу и эффективности возбуждения флуоресценции.

При радиоизотопном рентгенофлуоресцентном анализе вещества важное значение приобретает правильный выбор энергии первичного гамма-излучения для возбуждения рентгеновской флуоресценции определяемого элемента. Выбор источника первичного гамма-излучения преимущественно осуществляют исходя из соотношения: $3E_K > E_0 > 1E_K$, где E_0 – энергия первичного гамма-излучения; E_K – энергия К-края поглощения элемента (потенциал ионизации).

В процессе рентгенорадиометрического анализа дополнительно на стандартных образцах угля устанавливают зависимость относительной статистической погрешности σ , выраженной в абсолютных процентах кальция, от ширины энергетического окна ΔE в области рентгеновской флуоресценции кальция. Выбирают оптимальную ширину окна ΔE_i , соответствующую минимальной погрешности σ и при выбранной оптимальной ширине окна ΔE_i измеряют интенсивность рентгеновского флуоресцентного излучения кальция, а содержание кальция находят по величине отношения измеренной при ΔE_i интенсивности рентгеновского флуоресцентного излучения кальция к интенсивности рассеянного углем гамма-излучения.

Модификация спектральных отношений характеризуется повышенной чувствительностью к кальцию, что объясняется качественно обратным поведением интенсивностей рентгеновской флуоресценции кальция и рассеянного углем гамма-излучения с изменением концентрации кальция в углях. Интенсивность рентгеновской флуоресценции обычно измеряют при фиксированной ширине энергетического окна ΔE .

Правильный выбор ширины окна имеет важное значение при аппаратурной реализации рентгенорадиометрического способа. В зависимости от ширины окна в области рентгеновской флуоресценции кальция ($\sim 3,7$ КэВ) меняются важнейшие характеристики: отно-

сительная чувствительность метода к кальцию и статистическая погрешность измерений. Например, увеличение ΔE сопровождается повышением числа фонового излучения в канале кальция за счет вклада фонового рассеянного гамма-излучения, а следовательно, и понижением относительной чувствительности к кальцию. При этом в целом увеличивается число измеренных квантов, приводящее к уменьшению относительной статистической погрешности измерения. Уменьшение относительной чувствительности и снижение относительной статистической погрешности качественно обратно воздействуют на основной метрологический параметр – точность анализа. Это делает необходимым оптимизировать выбор ширины окна в области аналитической линии кальция.

Оптимизация проведена по минимуму относительной статистической погрешности, выраженной в % абс. кальция $(100\sqrt{N} \cdot S)^{-1}$, где N – измеренная интенсивность в канале кальция при ширине окна ΔE ; S – относительная чувствительность к кальцию, характеризующая относительное в процентах приращение интенсивности N в канале кальция при его изменении в угле на 1% абс.

Установлен инверсионный характер величины погрешности $(100\sqrt{N} \cdot S)^{-1}$ от ширины энергетического окна ΔE в области рентгеновской флуоресценции кальция. Ширина окна ΔE , при которой погрешность минимальна, принята за оптимальную. При выбранной оптимальной ширине окна ΔE_i измеряют интенсивность рентгеновского флуоресцентного излучения кальция N_i , а по отношению измеренной интенсивности N_i к интенсивности рассеянного углем гамма-излучения определяют содержание кальция. Выбор оптимальной ширины энергетического окна ΔE_i , зависящей как от содержания кальция, так и компонентного состава минеральной части угля (меняются интенсивности рентгеновского флуоресцентного излучения и рассеянного излучения), позволяет минимизировать погрешность анализа и определять кальций в углях с незначительным его содержанием.

Таким образом, суть методики заключается в установлении зависимости относительной статистической погрешности σ , выраженной в абсолютных процентах определяемого элемента, от ширины энергетического окна ΔE в области рентгеновской флуоресценции кальция ($\sim 3,7$ КэВ) и выборе оптимальной ширины окна ΔE_i , соответствующей минимальной погрешности $\sigma = 100(\sqrt{N} \cdot S)^{-1}$ % абс. и при выбранной оптимальной ширине ΔE_i измеряют интенсивность рентгеновского флуоресцентного излучения кальция N_i , а содержание кальция в углях находят по величине отношения измеренной при ΔE_i интенсивности рентгеновского флуоресцентного излучения кальция к интенсивности рассеянного углем гамма-излучения. Разработанная методика характеризуется повышенной точностью анализа вещества.

Литература

1. Мамиконян С.В. Аппаратура и методы рентгенорадиометрического анализа. – М.: Атомиздат, 1976. – 280с.
2. Пак Ю.Н., Пак Д.Ю. Методы и приборы ядерно-физического анализа углей. Монография, Караганда, Издательство КарГТУ, 2012.- 186с.
3. Пак Ю.Н., Пак Д.Ю. Оптимизация аппаратурно-методических параметров при инструментальном рентгенофлуоресцентном анализе угля // Кокс и химия. 2012. №1. С.34-38.
4. Пак Д.Ю., Ельшин А.Б., Филатов Е.А. Инструментальное определение углерода в углях нейтронным гамма методом // Труды V Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле, секция «Геофизические методы исследования», Новосибирск, 2010.

Р-Т-Х ПАРАМЕТРЫ ФЛЮИДОВ И $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ МИХАЙЛОВСКОГО УЧАСТКА ПАНИМБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ)

Рябуха М.А.

marya.ryabukha@mail.ru, Новосибирский государственный университет,
г. Новосибирск, Россия

Михайловское рудопоявление, открытое в 1983 году, расположено в Панимбинском золоторудном узле в верховьях р. Панимба, в 95 км на юго-юго-восток от поселка Северо-Енисейский. Участок приурочен к экзоконтактовой зоне биотитовых гранитов Чиримбинского массива (возраст 760-720 млн. лет) [Верниковская и др., 2002]. Зона сложена мраморами, кварцитами и сланцами кординской свиты, содержащими мелкие тела скарнов и скарноподобных кварц-биотит-эпидотовых пород. В структурном плане рудопоявление находится на восточном крыле Панимбинской антиклинали и с трёх сторон (севера, запада и востока) ограничено разрывными нарушениями.

Промышленная золоторудная минерализация представлена зонами прожилкового и кварцево-жильного типа малосульфидно-золото-кварцевой формации. Протяженность кварцево-жильных зон по простиранию колеблется от 140 до 540 м, при мощности от 6 до 20 м. Главный жильный минерал рудных тел Михайловского участка – кварц представлен прозрачными, светло-серыми и молочно-белыми разновидностями. Наиболее распространёнными сульфидными минералами руд являются пирротин, пирит, арсенопирит. В подчинённом количестве в рудах присутствуют полиметаллическая и висмут-теллуридная минерализация, характерная для метасоматитов из зон грейзенизации. Электронно-зондовым микроанализом в изученных нами образцах обнаружены минералы, характерные для сурьмяной минерализации – антимонит в ассоциации с бертьеритом (FeSb_2S_4) и ульманнитом (NiSbS). Содержание золота в рудах на Михайловском участке крайне неравномерное: от 32.2 г/т до 0.1 г/т. Преобладающая часть продуктивного золота в виде прожилков, вкрапленников, интерстиций присутствует в жильном кварце, слюдах, в сульфидах и в приконтактных зонах кварцевых прожилков и вмещающих пород. Пробность золота по участку меняется от низкопробного к высокопробному (625 – 937 ‰).

Для кварца Михайловского золоторудного участка характерны следующие типы флюидных включений, различающиеся по фазовым соотношениям при комнатной температуре: 1) Существенно водные включения ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\Gamma$) с соотношением объёмов жидкости и газа от 70:30 до 20:80, соответственно. 2) Водно-солевые флюидные включения ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\Gamma+\text{КР}$), в которых присутствует дочерний кристаллик соли кубического габитуса. 3) Водно-углекислотный тип флюидных включений ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Ж}_{\text{CO}_2}$), ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\Gamma_{\text{CO}_2}$). Во включениях соотношение углекислотной (газовой или плотной жидкой) и водной фаз варьирует от 90:10 до 20:80, соответственно. 4) Однофазные метан-углекислотные, азот-метан-углекислотные, углекислотные, метановые включения ($\Gamma_{\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2}$) и ($\text{Ж}_{\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2}$).

Результаты исследования

Температуры гомогенизации для включений 1 и 3 типов колеблются в интервале от 100 до 410°C. В области температур 250-300°C наблюдается перекрытие значений температур гомогенизаций в жидкую и газовую фазы, что характерно для включений, образованных при вскипании и сепарации гомогенного флюида. В кварце температура эвтектики водной фазы включений менялась в диапазоне от -21.5°C до -55.0°C, что указывает на раствор хлоридов Na, Mg и Ca. Температура плавления льда составила интервал от -0.2 до -18.0°C, что соответствует интервалу солёности от 0,5 до 21 мас.% NaCl-экв.

Давление флюида при минералообразовании на Михайловском участке изменялось в интервале от 0.2 до 2.3 кбар (при температуре гомогенизации существенно водных сингенетических ($\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2$) включений в интервале от 230 до 310°C).

Методом газовой хроматографии в газовой составляющей флюидных включений в кварце жил Михайловского участка определены: H_2O , CO_2 , CH_4 и N_2 , при этом углекислота и вода преобладают в составе флюидов. Содержание CO_2 (в ppm) меняется от 8 до 322, H_2O от 340 до 1100, CH_4 от 0.6 до 10, N_2 – 0.0-20. Значения водно-углекислотного коэффициента ($\text{CO}_2/\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$) меняется от 0.01 до 0.45, а CO_2/CH_4 от 1.1 до 161. В ходе КР-спектроскопических исследований газовой составляющей флюидов было выявлено присутствие CO_2 , CH_4 и N_2 . В некоторых включениях обнаружен сероводород (H_2S). По данным КР-спектроскопии содержание (в мол.%) CO_2 колеблется от 0.0 до 100, CH_4 – от 0.0 до 100, а N_2 – от 0.0 до 73.2. Треть проанализированных включений содержат чистую углекислоту или чистый метан.

Определен Ag-Ag возраст серицитов участка Михайловского. В серицитах скважины № 145 выделяется возрастное плато со значением 744 ± 17 млн. лет. Более древний возраст определен в сериците кварцево-жильных образований 191-й скважины – 817.2 ± 5.3 млн. лет.

Выводы

Кварцевые жилы формировались гомогенными и гетерогенными флюидами в интервале температур от 100 до 410°C и флюидном давлении от 0.2 до 2.3 кбар. О гетерогенном состоянии свидетельствует одновременный захват существенно водного и водно-углекислотного флюида в сингенетичных включениях. Водная фаза представляет собой смесь H_2O - NaCl - MgCl_2 - CaCl_2 с концентрацией от 0.5 до 23.3 мас. % NaCl – экв. В газовой составляющей этих флюидов преобладает CO_2 и CH_4 , азот обнаружен в подчиненных количествах. Взаимосвязь углекислых сред и активности золота в золоторудных месторождениях Енисейского кряжа упоминалась неоднократно [Гибшер и др., 2011; Tomilenko et al, 2010]. Значительные количества метана (до 100 мол.%) во включениях свидетельствуют о восстановленных характеристиках флюидов. Эти флюиды, вероятнее всего, явились производными углеродистых отложений кординской свиты. Молекулярный азот, так же как и метан, может образоваться при взаимодействии «флюид-порода» за счет разрушения силикатов сланцев.

Значение возраста для серицитов кварцево-жильных образований 191-й скважины – 817.2 ± 5.3 млн. лет. Время образования этих жил совпадает с развитием Панимбинско-Шалакитской надвиговой системы и сопряженной вертикальной складчатостью во временном диапазоне 798–826 млн. лет [Сазонов и др., 2010]. Данные процессы сопровождаются метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации и региональной ремобилизацией золота с формированием сингенетичных золотосульфидных ассоциаций.

Возрастное плато 744 ± 17 млн. лет (скважина № 145) коррелируется с зарождением Панимбинской зоны смятия и формированием Чиримбинского гранитоидного массива (760-720 млн. лет) [Верниковская и др., 2002]. Указанные процессы способствовали метаморфизму первичных руд и вторичной ремобилизации золота с образованием продуктивных кварцево-жильных зон.

Литература

1. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских событий // Геология и геофизика, 2002, Т. 43, № 3, 259-272
2. Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Рябуха М.А., Тимкина А.Л. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия образования кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 11, с. 1851-1867.
3. Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полеваа Т.В. и др. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies, 2010, № 4, с. 371-395.
4. Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V, Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // Econ.Geol., 2010, v. 105, №2, p. 375-394.

S-VI

**СЕКЦИЯ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ И
ГЕОИНФОРМАТИКИ**

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РОССЫПЯХ И КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Абрамов В.Ю.

Геофизические методы поиска, оценки и разведки россыпей делят на прямые и косвенные методы геофизических исследований. С их помощью решаются многие задачи по изучению условий локализации и внутреннего строения россыпей. Наиболее эффективно геофизическими методами решаются следующие задачи:

- 1) установление характера рельефа плотика, прослеживание древних террас и тальвегов;
- 2) определение мощности рыхлых отложений;
- 3) картирование островной мерзлоты, выделение таликовых зон среди сплошной мерзлоты;
- 4) расчленение разреза рыхлых отложений на отдельные горизонты, имеющие различный литологический, зерновой состав или физическое состояние, картирование рыхлых отложений по их генетическим типам;
- 5) выявление геолого-структурных элементов, служащих в ряде случаев поисковыми признаками коренных источников россыпей (скрытые интрузивы, зоны контактов и гидротермально измененных пород, минерализованные зоны дробления и др.);
- 6) прямые поиски россыпей.

Основными геофизическими методами поиска, оценки и разведки россыпей являются: магниторазведка; малоглубинная электроразведка (георадиолокация – георадарное зондирование; радиоволновое зондирование – РВЗ, частотное электромагнитное зондирование – ЧЭЗ, зондирование методом вызванной поляризации – ВП, зондирование становлением поля в ближней зоне – ЗСБЗ); малоглубинная сейсморазведка методом преломленных волн (КМПВ). В качестве вспомогательных методов возможно применение таких методов, как: вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ); электропрофилирование на постоянном токе (ЭП); высокоточная гравиразведка; радиометрические и др.

Используемый комплекс геофизических исследований зависит от детальности работ, поставленных задач, конкретных особенностей и степени изученности территории. Геофизические методы применяются также при поисках и разведке коренных источников россыпей, расположенных на площади работ. С их помощью производятся определение общей мощности покрова рыхлых отложений, литологическое расчленение и выявление структур рыхлого чехла, исследования характера рельефа коренных пород, обнаружение положения погребенных долин.

Следует ещё раз сказать, что применение геофизических методов на россыпных рудных объектах может быть геологически эффективно только для комплекса методов. Каждый отдельный метод даёт аномалии и над рудными объектами и над «ложными». Это приводит к неоправданному перерасходу материальных ресурсов при заверке геофизических аномалий бурением и горными работами.

РАЗВИТИЕ ТЕХНОЛОГИИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГИС ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОМЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД И ДАВЛЕНИЙ ДЛЯ ДИЗАЙНА И КОНТРОЛЯ ГРП

Антонович А.А., Афанасьев С.В.

skw@gintel.ru, ООО «ГИФТС», Москва, Россия

Геомеханические свойства горных пород и геофлюидальные давления определяют эффективность разработки месторождений углеводородного сырья, а также качество бурения и строительства скважин. Особенно это касается неоднородных и низко проницаемых пластов, в которых увеличение и поддержание продуктивности скважин в настоящее время возможно только при проведении гидравлического разрыва пласта (ГРП). Примером таких отложений могут служить низко продуктивные пласты меловых отложений Западной Сибири.

ООО «ГИФТС» выполнен цикл научно-исследовательских и методических работ, которые позволили развить петрофизическое обеспечение интерпретации данных ГИС и на основе этого создать методику восстановления свойств пород в терригенном разрезе – методику ТАВС, базирующуюся на использовании системы обобщенных петрофизических моделей. Методика обеспечивает определение структурно-минералогических и флюидальных моделей всех литологических типов пород, слагающих разрез, и получение геологических, геомеханических и скоростных свойств терригенных пород по данным ГИС.

Интерпретация данных ГИС для каждого прослоя в интервале продуктивного пласта состоит из трех этапов:

Определение по технологии ТАВС объемной и флюидальной моделей породы в заданном интервале глубин и расчет теоретических значений физических свойств пород: интервального времени пробега акустической волны Δt_p , объемной плотности δ_n .

Определение по разработанной авторами системы палетке, устанавливающей связь коэффициента бокового распора породы $K_v = \nu/(1-\nu)$ как функции объемной модели породы, коэффициента Пуассона ν по данным компонентного состава породы и расчет по известным формулам величин скоростей продольной V_p и поперечной V_s волн, акустической жесткости среды $\delta_n V_p$ и модуля Юнга E .

С использованием коэффициента Пуассона ν , вычисленного с учетом структурно-минералогического строения пород, послойно рассчитывается величина минимального горизонтального напряжения σ_h по формуле:

$$\sigma_h = \sigma_{cl} = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_z + \alpha \frac{1-2\nu}{1-\nu} P_{nl},$$

где σ_h – минимальное горизонтальное напряжение, принятое равным давлению смыкания (закрытия) трещин σ_{cl} ; σ_z – вертикальное напряжение (геодавление); ν – коэффициент Пуассона; α – коэффициент порозластичности ($0.7 \leq \alpha \leq 1$); P_{nl} – пластовое давление.

Геодавление (горное давление) в кровле интервала ГРП ($P_{geo} = \sigma_z$) предварительно рассчитывается по вышележащему интервалу всего разреза с учетом литологии пород, разрыва отложений, перерыва в осадконакоплении, разрывных нарушений, наличия зон АВПД с использованием комплекса данных ГИС от устья скважины до подошвы продуктивного пласта, включающего электрический градиент или потенциал зонд, ПС, или ГК, и кавернометрию (может отсутствовать). При отсутствии комплекса ГИС от устья до продуктивного интервала геодавление в кровле интервала ГРП P_{geo} рассчитывается по вышележащему интервалу всего разреза в предположении, что толща сложена преимущественно глинами с минералогической плотностью 2.71 г/см^3 . При расчетах пористость пород принимается по линии нормального уплотнения глин.

Коэффициент порозластичности α для пород коллекторов обычно находится в диапазоне от 0.7 (для слабых пород) до 1 (для прочных пород). Для рассматриваемых меловых низкопроницаемых коллекторов Западной Сибири α , в среднем, составляет 0.86. Эту величину

можно уточнить путем математического моделирования данных по скважинам с проведенными операциями ГРП.

Давление разрыва (гидроразрыва) пласта $P_{ГРП}$, или давление инициирования трещины, соответствует давлению в скважине, которое приводит к растрескиванию породы (нарушению её целостности). В этом случае избыточное давление бурового раствора преодолевает локальное напряжение и геомеханическую прочность породы, образуя трещину или сеть трещин, обычно проходящих горизонтально вдоль направления максимального горизонтального напряжения. Это направление можно диагностировать более малым диаметром сечения ствола скважины, которое рассчитывается в точке глубины скважины по данным профилометрии. Величину $P_{ГРП}$ рассчитать по известным величинам нельзя, так как оно зависит не только от типа вскрываемых пород, но и от условий их вскрытия. Значение $P_{ГРП}$ в предлагаемом подходе оценивается на основе корреляционных построений между $P_{ГРП}$ и σ_h для скважин с похожими условиями вскрытия, в которых уже выполнялись процедуры ГРП и известны оба значения. В целом, по математическому моделированию на нескольких месторождениях установлено, что $P_{ГРП} = k_1 * \sigma_h$, где $k_1 = 1.2 \div 2.2$ и $P_{ГРП} = k_2 * \sigma_z$, где $k_2 = 1.0 \div 1.2$.

Дальше по проектному интервалу ГРП рассчитывается среднее значение минимального горизонтального напряжения, которое будет с определенной погрешностью совпадать с ожидаемым давлением закрытия трещины σ_{cl} , полученным на основе обработки результатов мини-ГРП или ГРП. Также рассчитывается оценка среднего значения давления инициирования трещины $P_{ГРП}$, ожидаемое при проведении ГРП и его возможный диапазон изменения.

Полученные данные позволяют в процессе дизайна принять объективные параметры для модельных расчетов параметров ГРП, а в процессе реализации ГРП – более корректно контролировать реальные величины давления гидроразрыва $P_{ГРП}$.

При достаточном количестве скважин для адаптации геомеханической модели целесообразно построение карты пространственного распределения горизонтальных напряжений σ_h в районе расположения продуктивного пласта.

На этом же этапе, с учетом значений пластового давления $P_{пл}$, минимального горизонтального напряжения σ_h и давления инициирования трещин $P_{ГРП}$, по скважинам рассчитывается модель устойчивости ствола скважины, в которой определяется оптимальная плотность бурового раствора, необходимая для безопасного бурения скважины. Под устойчивостью ствола скважины понимаются рассчитанные границы плотности бурового раствора, в пределах которых при бурении скважины возможны следующие события: а) скалывающее обрушение пород внутрь скважины и приток пластовых флюидов в скважину; б) безопасное бурение; в) поглощение (утечка) бурового раствора; г) гидроразрыв пласта, сопровождающийся растрескиванием породы с нарушением её целостности.

Описанная технология апробирована при интерпретации данных ГИС по 80 скважинам в меловых отложениях Западной Сибири и показала сопоставимые результаты с данными разработки, полученными после проведения ГРП.

Полученные детальные сведения о закономерностях изменения скоростей в геологической толще также повышает точность структурных построений по сейморазведочным данным, увеличивая достоверность обработки и интерпретации сложных сейсмических полевых наблюдений при прямом поиске залежей углеводородов, мониторинге разработки месторождений, при комплексировании с данными ГИС при построении постоянно действующих геолого-промысловых моделей месторождений нефти и газа [1].

Литература

1. Афанасьев В.С., Афанасьев Вл.С. Технология оценки параметров скоростного разреза вдоль скважины по данным ГИС// Каротажник. – Тверь : Изд-во «Герс», 1998. – № 46. – С. 59-63.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ПОЛОГИХ ТОЛЩ ГОРНЫХ ПОРОД НА РАСЧЛЕНЕННОМ РЕЛЬЕФЕ

Баделин А.В.

a.badelin@spbu.ru, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Современные технические средства спутникового позиционирования позволяют существенно повысить точность, надежность и достоверность результатов полевых наблюдений и говорить о возможности высокоточной геофизической съемки. Технология прецизионной крупномасштабной геофизической съемки, рассматриваемая ниже, включает 4 компонента: 1) полевые наблюдения в масштабе 1:10000 с использованием мобильного геоинформационного программно-аппаратного комплекса (ГИС-комплекса [1]), 2) обработку данных на основе цифровой модели рельефа, 3) расчет математической модели поверхности контактов толщ и границ, 4) верификацию рассчитанных границ на местности.

В условиях расчлененного рельефа съемка моноклиналиных полого залегающих толщ проводится методами электропрофилеирования или магнитной съемки. Выбор метода зависит от петрофизических предпосылок. Проектирование профилей проводится на карте мобильного ГИС-комплекса. В процессе съемки плановая привязка осуществляется в реальном времени с помощью приемника GPS. Точки геопривязки на профилях располагаются через 100 м, расстояние между промежуточными пунктами наблюдений измеряют посредством приемной линии электроразведочной установки или мерным шнуром. Направление профилей задается по горному компасу и контролируется по карте приемника GPS или по карте мобильного ГИС-комплекса. Применение такой методики съемки позволяет в условиях сильно пересеченного горного рельефа выполнить привязку точек измерений с погрешностью не более 1 мм в масштабе карты.

Интерпретация геофизических данных и определение контактов изучаемых толщ производится стандартными методами. Построение плана профилей наблюдений, точек контактов толщ, данных сопутствующих геологических наблюдений выполняются в настольной системе ArcView ArcGIS ESRI, оснащенной актуальной и верифицированной топографической картой в масштабе съемки. На основании цифровой модели рельефа рассчитывают высоты точек контакта толщ. Таким образом, результатом второго этапа работ являются множества точек, принадлежащих поверхностям напластований картируемых толщ. На основании этих наборов точек рассчитываются математические модели для каждой из исследуемых поверхностей.

В случае моноклиналиного залегания пород поверхности напластований или контактов аппроксимируются плоскостями, описываемыми уравнениями вида

$$Z = a_0 + a_1X + a_2Y. \quad (1)$$

Коэффициенты a_0 , a_1 , a_2 определяются методом наименьших квадратов из решения системы трех линейных уравнений

$$(n + 1)a_0 + [\sum x_i] a_1 + [\sum y_i] a_2 = [\sum z_i], \quad (2)$$

где n – число обнаруженных точек контакта; $i = 0, 1, \dots, n$; x_i, y_i, z_i – координаты точек выхода контакта толщ на дневную поверхность на профилях (в локальной системе координат).

На основании уравнения (1) рассчитывается система стратоизогипс поверхности контакта толщ для интервала высот на участке съемки. В случае плоскости это будут прямые:

$$Y = -(a_0 + a_1X + Z)/a_2. \quad (3)$$

Вычисления стратоизогипс по формуле (3) программируют, например, в электронных таблицах. Геометрические построения стратоизогипс производят в программе ArcMap ArcGIS ESRI на цифровой топографической карте с включенным слоем горизонталей. Построив стратоизогипсы, можно определить направление падения пласта и рассчитать угол падения:

$$a = \arctg \frac{\Delta H}{\Delta L}, \quad (4)$$

где ΔL – отрезок на линии падения между двумя выбранными стратоизогипсами, ΔH – разность высот между ними.

С помощью картометрических инструментов указанных ГИС–программ определяют азимуты простирания и падения толщ. Выход контакта пластов на дневную поверхность прослеживают на карте по точкам пересечения стратоизогипс с горизонталями.

На основании математической модели могут быть вычислены истинная мощность толщи и глубина ее залегания в любой точке планшета, рассчитаны геологические разрезы по необходимым направлениям.

Рассматриваемый метод позволяет обнаружить тектонические нарушения. Признаками последних служат систематические смещения экспериментальных точек контакта относительно расчетной границы на некоторых ее интервалах. В случае обнаружения таких особенностей множество экспериментальных точек необходимо разделить на группы, для каждой из которых рассчитать уравнения поверхностей и отрезки границы. Тектонические нарушения проявятся по смещению новых границ. На основании полученной модели могут быть рассчитаны амплитуды вертикальных и горизонтальных перемещений блоков толщи, уточнены углы падения и азимуты падения, обнаружены взаимные повороты блоков, например, при надвиге.

Завершающим этапом съемки является верификация математической модели. Для этого мобильный ГИС-комплекс оснащается оперативной картой с рассчитанной геологической границей и данными геофизической съемки. В ходе геологического маршрута оценивается достоверность модели и уточняется положение сместителей тектонических нарушений.

В заключение отметим, что рассмотренный подход позволяет исключить влияние субъективного фактора при вычерчивании геологических границ на карте, повышает точность и надежность результатов. Определение элементов залегания толщи на протяженной базе обеспечивает их большую точность, достоверность и надежность в сравнении с полевыми измерениями с помощью горного компаса. Возможность расчета прогностической модели позволяет существенно сократить объем полевых работ, ограничившись при простом залегании толщ даже несколькими рекогносцировочными профилями на опорных разрезах. Могут быть рассчитаны геологические границы за пределами планшета съемки, а также положение пологих сместителей тектонических нарушений. Однако, используя метод, необходимо помнить, что при ориентировке геологических границ на карте, близкой к простиранию толщ, решение системы (2) оказывается неустойчивым и дает большую погрешность. Чтобы ее устранить, требуются данные на противоположном склоне.

Рассмотренная технология разработана для учебных геофизических практик студентов-геологов СПбГУ на полигоне Крымской геологической практики. Она успешно использована при геолого-геофизическом картировании опорного горизонта – толщи известняков с кремнями на южных склонах гор Кизил-Чигир, Белой, Кременной, Мендер, а также глауконитовых песчаников в подножье гор Белой и Кременной. Примеры будут представлены в докладе.

Литература

1. Баделин А.В. Применение мобильного геоинформационного комплекса GPS 12–iPAQ–ArcPad в геологических и геофизических исследованиях : учеб. пособие. – СПб., 2008. – 326 с.

СТРУКТУРА И СЕРВИСЫ ГЕОПОРТАЛА КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИОННО-ПОИСКОВОЙ СИСТЕМЫ (КИПС) ГБЦГИ

Блискавицкий А.А.

bliskav@mail.ru, ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем», Москва, Россия

Развитие интернета создало предпосылки для доступа к геоданным с помощью браузера. Веб-картография обеспечивает доставку геоданных пользователю и интерактивность электронной карты (ЭК). Стала возможной веб-публикация на геопортале функциональных геосервисов. Создание в последнее время распределенных вычислительных сред с удаленным доступом обусловлено ростом производительности процессоров, развитием интернета и теории распределенных вычислений. Такая среда обеспечивает более полное использование вычислительных ресурсов и их виртуальную организацию. Это позволяет реализовать виртуальную интерактивную геоинформационную среду на основе геопортала [1]. С 2009 г. по адресу <http://gbcgi.geosys.ru> общедоступен геопортал КИПС с такой средой. КИПС обеспечивает каталогизацию данных российской геологоразведки, поступающих в Государственный банк цифровой геологической информации (ГБЦГИ), хранение соответствующих метаданных, их представление на электронной карте и заказ данных ГБЦГИ. Сегодня база данных КИПС содержит информацию о каждом из 10 млн файлов на любом из машиночитаемых носителей, поступивших в ГБЦГИ вместе с геологическими отчетами, а также о пространственных данных, описывающих геометрию изученных профилей и площадей, положение пунктов наблюдения и скважин.

Геопортал КИПС предоставляет сервисы: геометаданных (каталога), навигации, идентификации и поиска, картографической визуализации, а также загрузки (выгрузки) геоданных и контроля их качества. Веб-картография реализуется на основе взаимодействия OGC-сервисов, в частности WMS и WFS.

При обращении к геопорталу КИПС пользователь попадает на главную экранную форму, левая вертикальная панель которой служит для навигации – переходу к следующим разделам: *Система* – представлены основные сведения о КИПС ГБЦГИ, *Регистрация* – форма регистрации пользователя, *Геоинформационная оболочка* – ЭК, *Просмотр метаданных отчетных материалов* – электронный каталог отчетов с возможностью перехода к детальным формам атрибутивной информации по отчету и прилагаемым цифровым материалам, *Создание заявки на предоставление в пользование геологической информации* – форма заявки, *Архив заявок* – список ранее поданных заявок с результатами их рассмотрения и возможностью перехода к скачиванию геологической информации для одобренных заявок, *Регистрационные данные* – форма для просмотра и корректировки регистрационных данных пользователя, *Смена пароля* – форма для смены пароля пользователя, *Сохраненные запросы* – список сохраненных запросов пользователя с возможностью перехода на форму задания параметров запроса с целью их корректировки и последующего выполнения, *Обратная связь* – форма для занесения и передачи операторам предложений и замечаний пользователя, *Руководство пользователя* – описание структуры геопортала и пользовательского интерфейса, *Контакты* – контактная информация для связи с разработчиком геопортала и ответственным за его информационное наполнение, *Техническая поддержка* – обеспечение связи с операторами технической поддержки пользователей по электронной почте.

После процедуры регистрации пользователя логин и пароль высылаются по адресу его электронной почты, а на геопортале КИПС формируется персонализированное рабочее пространство – личный кабинет и становится доступен ряд дополнительных сервисов: напоминание заявок, запросов, обратная связь, техническая поддержка.

Сервис поиска геологических отчетов реализуется на основе конструктора, позволяющего формировать логическую комбинацию атрибутивных критериев. В результате выполнения запроса формируется список найденных отчетов. При выборе конкретного отчета открывается веб-форма отчета. Эта форма позволяет перейти как к подчиненным

веб-формам, описывающим детальную информацию по отчету, так и на ЭК с отображением пространственных данных цифровых геологических материалов.

Запрос данных может осуществляться при помощи выбора объектов на ЭК, получения краткой информации по ним с последующей ее детализацией по интересующему объекту. Либо вначале производится задание атрибутивных критериев запроса, а после его выполнения доступна детальная информация по любому из найденных объектов. Сервис поиска в КИПС реализуется обычно на основе конструктора запроса. Веб-инструмент «Атрибутивный поиск» позволяет находить в заданном многоугольнике и подсвечивать геообъекты на ЭК, удовлетворяющие логической комбинации атрибутивных критериев. Результирующая выборка объектов дополняется сводкой атрибутивной информации по ним. Веб-инструмент «Полнотекстовый поиск» позволяет находить геообъекты, атрибутивная (реферативная) информация по которым содержит заданное слово или фразу.

Геопортал КИПС ГБЦГИ способствует «уменьшению расстояния» между обществом и государством в лице природоресурсных ведомств, ускорению процессов доставки геоинформации потребителям. КИПС как портал госуслуг и элемент инфраструктуры электронного правительства реализует в интернете информационно-справочную поддержку граждан и организаций на основе предоставления метаданных и заказа информационных ресурсов ГБЦГИ Росгеолфонда [2]. Запуск процедуры обеспечения доступа заявителя к геологической информации производится при задании номера геологического отчета на форме создания заявки или на любой форме с метаданными отчета при нажатии на соответствующую кнопку. При этом автоматически формируется и посылается в Росгеолфонд заявка, пользователю доступна как ее pdf-форма, так и сведения о ней в веб-архиве заявок. Данная заявка регистрируется в Росгеолфонде, ей присваивают входящий номер. При этом на электронную почту пользователя приходит письмо с подтверждением о начале ее рассмотрения. В течение пяти рабочих дней принимается решение по заявке, после чего на электронную почту пользователя приходит сообщение о данном решении. Синхронно обновляется состояние заказов на веб-форме архива заказов пользователя.

Пользователь теперь может получить любые материалы, к которым ему открыт доступ в рамках одобренной заявки, на электронных носителях. Наиболее перспективным является механизм онлайн-доступа к геологической информации ГБЦГИ. Для его реализации создано хранилище, сопряженное с КИПС, для предоставления по ftp цифровых геологических материалов ГБЦГИ. Размер основного хранилища 400 ТБ, а сверхбыстрого оперативного для кэширования наиболее востребованных информационных ресурсов 50 ТБ. Пока веб-доступ открыт только для ip-адресов заинтересованных организаций. Сегодня геопортал КИПС обслуживается кластерной системой обеспечения высокопроизводительной бесперебойной работы и виртуализации. Веб-доступ осуществляется по магистральным оптоволоконным каналам связи с пропускной способностью 10 Гбит/с, что уже сегодня достаточно для работы пользователей в реальном времени в масштабах государства.

Таким образом, КИПС ГБЦГИ является важным динамично развивающимся звеном системы геологических фондов, обеспечивающим предоставление государственным органам, недропользователям и обществу в целом средств и возможностей полного и оперативного использования цифровой геологической информации.

Литература

1. Блискавицкий А.А., Марков К.Н. Виртуальная интерактивная адаптивная геоинформационная среда Картографической информационно-поисковой системы ГБЦГИ // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 10–20.
2. Блискавицкий А.А., Марков К.Н., Боголюбский А.Д. Веб-сервисы поиска и предоставления цифровых материалов геологических отчетов Картографической информационно-поисковой системы ГБЦГИ // Геоинформатика. 2014. № 4. С. 2–10.

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ИЗУЧЕННОСТИ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫМИ РАБОТАМИ И БУРЕНИЕМ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ДЛЯ ПРОГНОЗА ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ

Вахнин М.Г.

oilkominc@mail.ru, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция характеризуется достаточно высокой степенью изученностью региона, распределенной крайне неравномерно. Сейсморазведочные работы МОГТ проводились с 80-х годов прошлого века, при этом использовалось различное оборудование, методы обработки и программное обеспечение. Территория изучалась неравномерно, работы проводились, как правило, в районах, где были открыты месторождения. Все это привело к тому, что в настоящее время имеются довольно значительные площади, не охваченные или недостаточно изученные сейсморазведочными работами, где возможно выделение новых поисковых объектов на нефть и газ [1].

Для анализа изученности территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТП НПП) была разработана геоинформационная система на платформе ArcGIS, состоящая из отдельных проектов. Они разделены по различным масштабам базовых карт от крупномасштабных, для решения задач региональной геологии, тектоники, для оценки перспектив нефтегазоносности бассейна до проектов для выполнения заданий по отдельной площади или структуры, для описания и изучения конкретного геологического объекта.

Геоинформационная система содержит следующие карты:

- Обзорная карта масштаба 1:1000000. Включает административные границы, основные населенные пункты, транспортную инфраструктуру, изученность региональными сейсмоработами, нефтяные и газовые месторождения и др.

- Карта тектонического и нефтегазогеологического районирования. В качестве основы тектонического и нефтегазогеологического районирования использовалось принятое для данного региона районирование [2].

- Структурные карты по основным отражающим горизонтам.

- Карта локальных структур и ловушек.

- Карта изученности сейсморазведочными работами и бурением.

- Данные дистанционного зондирования (космические снимки, карта линейных разрывных нарушений).

Для оценки степени изученности Тимано-Печорской НПП использовались такие показатели, как плотность сеймопрофилеирования, структурно-поискового и глубокого бурения, качественная характеристика проведенных работ. Средняя плотность изученности сейсморазведочными работами МОГТ 2D ТП НПП равна 0.99 км/км^2 , но по нефтегазоносным областям она сильно различается. Разброс в степени изученности варьируется от $0.23 \text{ пог. км/км}^2$ в Тиманской НГО до $2.37 \text{ пог. км/км}^2$ по Хорейверской НГО, при этом плотность сеймопрофилеирования в пределах таких высокоперспективных территорий, как Печоро-Колвинская и Варандей-Адзьвинская НГО, составила, соответственно, 1.77 и $1.93 \text{ пог. км/км}^2$.

Количество выполненных поисковых и детальных сейсморазведочных работ МОГТ нельзя считать достаточно представительным по всей территории ТП НПП, так как существуют значительные расхождения между данными поисковой сейсморазведки и бурения и данными, полученными при последующих детальных сейсмических работах в различные периоды. Вследствие того, что применявшиеся ранее оборудование и методики полевых работ, обработки их результатов были значительно менее точными, они не обеспечивали достаточного качества интерпретации волновых полей. В северных районах было слабо изучено влияние островной мерзлоты, недоучет которой может вызвать появление ложных

структур и аномалий. Недостаточно было информации по скоростной характеристике разреза и надежной стратификации отражающих горизонтов. Так, на территории Печоро-Колвинской НГО при обработке сейсморазведочных работ не в полной мере обеспечивалось выделение рифовых отложений и зон выклинивания поддоманиковых отложений [3].

При анализе сейсморазведочных работ по НГО прослежена зависимость количества выявленных и подготовленных объектов от плотности сейсмических профилей. Например, для наиболее изученной сейсморазведочными работами Хорейверской НГО плотность профилей МОГТ составляет 2.37 км/км^2 , здесь существует максимальная плотность структур. Затем для Печоро-Колвинская НГО при средней плотности сети профилей 1.77 км/км^2 также отмечается высокая плотность структур. Слабо изучена сейсморазведочными работами Коратаихинская-НГР, где при плотности сети профилей 0.42 км/км^2 отмечается самая низкая плотность структур. Однако для Варандей-Адзвинская НГО при высокой средней плотности сети профилей 1.93 км/км^2 плотность структур меньше, чем в Печоро-Колвинской НГО. Это можно объяснить тем, что на этой территории большинство структур приурочено к высокоамплитудным и детально изученным сейсморазведкой валам.

Изученность глубоким бурением в среднем по ТП НГП составляет порядка 30 пог. м/км² и значительно различается для отдельных НГО. Наибольшей изученностью характеризуется Печора-Колвинская НГО – 61.9 пог. м/км^2 , Варандей-Адзвинская НГО – 59.5 пог. м/км^2 , Хорейверская НГО – 52.7 пог. м/км^2 . Наименее изученной бурением остается Северо-Предуральская НГО (13.4 пог. м/км^2) и территория самостоятельного Малоземельско-Колгуевского НГР (10.2 пог. м/км^2). Максимальное количество пробуренных скважин приходится на районы, где уже открыты месторождения углеводородов. При этом существует много «белых пятен», не охваченных поисковым и разведочным бурением.

По территории ТП НГП глубокозалегающие горизонты характеризуются слабой изученностью, и для параметрических скважин глубиной более 5 км свойственно неравномерное распределение по провинции. Меньше всего изучены глубоким бурением отдельные территории Тимано-Печорской НГП, такие как о-в Колгуев, Малоземельско-Колгуевская моноклираль, глубокие впадины и погребенные выступы Печоро-Колвинского авлакогена, зоны выклинивания Хорейверской впадины, глубокозалегающие горизонты Варандей-Адзвинской структурной зоны (ВАЗ), Предуральский прогиб, гряда Чернышева.

Увеличение точности выделения отражающих горизонтов и увеличение плотности сейсмопрофилирования позволит выявлять значительное количество средних и мелких антиклинальных структур и неантиклинальных ловушек, в которых могут быть сосредоточены залежи углеводородов. Использование геоинформационных технологий для анализа изученности сейсморазведочными работами и бурением позволяет более точно оценить степень изученности региона и выделить районы, наиболее перспективные для поисков месторождений углеводородов.

Литература

1. Вахнин М.Г., Чупров В.С. Характер распределения и нефтегазоносность локальных структур на территории Хорейверской впадины // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2012. № 8. С. 10-13.
2. Тектоническая карта Печорской плиты // В.А. Дедеев, В.В. Юдин, В.И. Богацкий, Л.Н. Беляков и др. Сыктывкар, 1985. 12 с. (Серия препринтов «Научные доклады» Коми фил. АН СССР; Вып. 142).
3. Чупров В. С. Перспективы нефтегазоносности неантиклинальных ловушек севера Тимано-Печорской провинции // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 2. С. 5-6.

МНОГОФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ КАК ИНТЕГРИРОВАННЫЙ ПРОГРАММНЫЙ ПАКЕТ, СВЯЗАННЫЙ В ЛОКАЛЬНУЮ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНУЮ СЕТЬ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Гаврилова В.К.

vict65@rambler.ru, Старооскольский филиал Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе (СОФ МГРИ-РГГРУ), г. Старый Оскол, Россия

Важнейшей особенностью горного производства является его *естественная, природная база*. Разработка месторождений полезных ископаемых, их добыча всегда требовали использования совокупности многих технических приемов, которые прошли многовековой путь развития от горного искусства до современной технологии горного производства.

Природная база каждого месторождения характеризуется совокупностью признаков, называемых *горно-геологическими условиями*. Эти условия определяют специфику горной технологии и, поскольку они изменяются в очень широком диапазоне, существует большое многообразие типов горно-технологических процессов. Таким образом, при разработке месторождения имеют дело с вероятностным характером горно-геологических факторов, и это обстоятельство определяет вероятностный характер протекания всего производственного процесса добычи полезного ископаемого, включая горно-технологические процессы. Другая существенная особенность горно-технологических процессов – *пространственный характер горных работ*, обусловленный тем, что в рамках одного предприятия экономически целесообразно вести горные работы на нескольких пластах, рудных жилах, горизонтах, крыльях шахтного поля.

В последнее десятилетие в нашу повседневную жизнь прочно вошло понятие информационных технологий. Без использования современных компьютеров, средств коммуникации, различных информационных сетей и каналов немислимы ни учебный процесс, ни производство, ни управление, ни социально-бытовая сфера.

Современным информационным системам и технологиям уделяется все большее внимание при составлении баз данных геологоразведочной, геолого-эксплуатационной и маркшейдерской информации, созданию цифровой геологической модели.

Информационные технологии предназначены для решения различного вида задач, возникающих на каком-либо этапе горного производства, прежде всего, для информационного обслуживания всех работников предприятий, связанных с принятием управленческих решений. Здесь информация обычно представляется в виде регулярных или специальных управленческих отчетов и содержит сведения о прошлом, настоящем и возможном будущем предприятия. Автоматизация рабочего места предполагает организацию и поддержку коммуникационных процессов как внутри производства, так и с внешней средой на базе компьютерных сетей и других современных средств передачи и работы с информацией. Широко используются информационные технологии при проектировании в виде компьютерной графики, моделирования процессов и инженерных расчетов.

Безопасность и экономичность горного производства во многом определяется качеством его обеспечения геологической и маркшейдерской информацией. Основные критерии качества такого обеспечения – своевременность, полнота, достоверность и оперативность обработки информации.

Одно из главных направлений повышения качества информационного обеспечения горных работ – автоматизация этого процесса на базе многофункциональных геоинформационных систем (ГИС) в виде интегрированного программного пакета и связанного в локальную вычислительную сеть технологического комплекса автоматизации рабочего места.

Геоинформационные системы (ГИС) – информационная система, обеспечивающая сбор, хранение, обработку, доступ, отображение и распространение пространственно-координированных данных (пространственных данных). ГИС предназначены для решения

научных и прикладных задач инвентаризации, анализа, оценки, прогноза и управления окружающей средой и территориальной организацией общества. Основу ГИС составляют автоматизированные картографические системы, а главными источниками информации служат различные геоизображения. Электронная карта, созданная в ГИС, поддерживается мощным арсеналом аналитических средств, богатым инструментарием создания и редактирования объектов, а также базами данных, специализированными устройствами сканирования, печати и другими техническими решениями, средствами Интернет и даже космическими снимками и информацией со спутников. Использование рельефа как основы многочисленных геоинформационных систем и разнообразных виртуальных моделей дает возможность по-иному взглянуть на его основные характеристики и показатели.

Географические изображения для использования в ГИС вводятся в векторном или в растровом виде напрямую, если такие данные уже существуют в подходящем цифровом формате, либо с помощью дигитайзера или сканера. Основными формами представления информации в геоинформационных системах являются цифровые карты (метрическая и топологическая информация), семантические базы данных (семантическая информация) и служебные базы данных, содержащие информацию о картографических проекциях цифровых карт, годах состояния местности и т.д.

С точки зрения программных средств цифровые карты, семантические и служебные базы данных представляются в виде файлов. Внутренняя структура файлов, способ кодирования информации в них зависят от конкретной программной реализации ГИС.

Вся совокупность информации, хранящейся в ГИС на данную территорию, называется картографическим банком данных. Картографический банк данных содержит цифровые карты, семантические и служебные базы данных. Для работы с информацией, хранящейся в банке данных ГИС, предусматривается специальный набор функциональных средств, называемых системой управления картографическим банком данных.

Отличительными характеристиками ГИС являются следующие особенности: использование различных видов интеграции (данных, технических средств, технологий); содержание независимого комплекса, в котором выполняются все процессы обработки, обмена и представления информации; цикличность обработки типизированных данных, связанная как с алгоритмами обработки, так и с технологическими процессами.

ГИС в целом выполняет пять основных процедур с данными: ввод, манипулирование, управление, запрос и анализ, визуализацию. Средства манипулирования представляют собой различные способы преобразования и выделения данных (приведение всей геоинформации к единому масштабу и проекции для удобства совместной обработке). Для хранения, структурирования и управления данными в ГИС чаще всего используются реляционные базы данных, где для связывания таблиц служат общие поля. Запрос и анализ в ГИС можно выполнять на разных уровнях сложности: от простых вопросов, например, где находится объект и каковы его свойства, до поисков по сложным шаблонам и сценариям.

Интегрированность баз данных, заключается в использовании несколько десятков баз данных, нередко распределенных между несколькими взаимосвязанными компьютерами различных подразделений.

Литература

1. Трубецкой К.Н. Основы горного дела: учебник / Ю.П. Галченко. – М. : Академический Проект, 2010. – 231 с.
2. Мельников В. П. Информационные технологии: учебник. – М. : Академия, 2008. – 432 с.
3. Попков Ю.Н., Прокопов А.Ю., Прокопова М.В. Информационные технологии в горном деле : учебное пособие. – Шахтинский институт (филиал). – Новочеркасск : ЮРГТУ, 2007. – 202 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В СТВОЛЕ СКВАЖИНЫ АНАЛИТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ И РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ

Ланцов А.Ю.

skw@gintel.ru, ООО «ГИФТС», Москва, Россия

Эффективная и точная температурная модель скважины позволяет решать широкий спектр производственных задач при проведении контроля за разработкой месторождений нефти и газа. Среди задач, относящихся к обеспечению и контролю потоков флюида в стволе скважины, одной из наиболее важных является выделение работающих интервалов и количественная оценка дебита флюида. Интерпретация вариаций теплового поля по глубине и времени позволяет решать на качественном и количественном уровне поставленную задачу. Эта задача может формулироваться и успешно решаться как обратная задача при моделировании распределения температуры в стволе скважины.

Почти все практические методики расчета профиля температуры в работающих скважинах основаны на научных публикациях ученых начала 60-х годов прошлого века – Рамей Х., Чекалюк Э.Б., Чарный И.А. и др. Эти методики включают в себя математическое описание сложных физических процессов нестационарного теплопереноса в системе пласт-скважина. Конструкция и геометрия скважины, многокомпонентный состав флюида, параметры явления теплопереноса, термодинамические процессы не позволяют получить аналитические решения задачи моделирования температуры, учитывающие все эти факторы без существенных допущений.

Существующие теоретические наработки и опыт исследований скважин показывают, что сложный нестационарный теплообмен в стволе действующей скважины может быть описан простыми приближенными зависимостями [1]. Ввиду этого принимаются допущения, благодаря которым и появляется возможность создавать методики, ценные с практической точки зрения для расчета температуры в стволе скважины. Недостатком этих методик зачастую является ограниченность их применения, что делает их не универсальными и затруднительными в использовании при решении прямых и обратных задач моделирования температуры.

В данной работе предлагается практическая методика для решения прямой и обратной задач термометрии как для стационарных, так и для нестационарных условий теплопереноса, для скважин с различным углом наклона, одно или двухфазных флюидов. Рассматриваются теоретические основы обработки данных термометрии.

Используя уравнение сохранения массы, импульса и энергии Alves и др. предложил унифицированный метод расчета температуры [2], неизотермического потока флюида в стволе скважины. Используя результаты этих расчетов, представим движение потока флюида в элементе длиной dL при стационарном теплопереносе, когда теплообмен между потоком и окружающей средой не изменяется во времени и пространстве. Тогда изменение температуры dT за пределами работающих интервалов пласта при условии постоянного расхода флюида будет определяться с помощью уравнения:

$$\frac{dT}{dL} = \frac{1}{A}(T_e - T) + \frac{1}{C} \left(K_{JT} C \frac{dP}{dL} - v \frac{dv}{dL} - g \sin \theta \right), \quad (1)$$

где C – теплоемкость флюида (Дж/(кг*К)), K_{JT} – коэффициент Джоуля-Томсона (К/Па), P – давление (Па), v – скорость (м/с), g – ускорение свободного падения (м/с²), T_e , T – геотерма и температура флюида в скважине (К), θ – угол наклона ствола скважины (град).

Необходимо отметить, что уравнение (1) верно при условии стационарного процесса, когда расход теплопроводного потока и геотермическая температура являются постоянными величинами. Однако, в действительности, теплоперенос от флюида в окружающие горные породы не является установившимся, а будет только стремиться к нему при больших периодах времени и фактически зависеть от истории работы скважины. Для учета фактора

времени при квазистационарных режимах теплопередачи введем безразмерную функцию времени $f(t)$. Часто при практических расчетах достаточно использовать приближенную формулу [3], обеспечивающую высокую точность расчета коэффициента:

$$f(t) = \ln \left(1 + \sqrt{\frac{\pi a t}{r_{wb}^2}} \right), \quad (2)$$

где t – время работы скважины (с), a – температуропроводность горных пород ($\text{м}^2/\text{с}$), r_{wb} – радиус на границе цемент/пласт (м).

В основе температурного моделирования в пределах работающих интервалов пласта лежит калориметрический эффект. Учитывая, что энтальпия обладает свойством аддитивности, запишем уравнение баланса энтальпий:

$$H_{\kappa} = H_n + H_{np} \quad (3)$$

где H_{κ} , H_n , H_{np} – энтальпия флюида в кровле, подошве, притока из пласта (Дж).

Используя принцип сохранения энергии и выразив его через сумму энтальпий, рассчитанных для глубины кровли и подошвы отдельно взятого пласта, можно получить уравнение для расчета температуры в пределах работающих интервалов пласта.

Сформулируем обратную задачу моделирования температуры: по заданной характеристике системы скважина – окружающая горная порода, включая профиль температуры и давления в работающей скважине, необходимо построить профиль притока в скважине.

Используемый алгоритм решения обратной задачи основан на алгоритме оптимизации Левенберга-Марквардта (ЛМА), который является комбинацией простейшего градиентного метода и метода Гаусса-Ньютона. Данный алгоритм выбран ввиду его преимущества перед другими методами – большая скорость счета и обеспечение сходимости.

ЛМА решает задачу нелинейной минимизации методом наименьших квадратов, где функция представляется вектором невязки. Если в результате вычисления параметра невязка уменьшилась, вектор невязок обновляется. Итерации продолжаются до момента выполнения одного из критериев: больше невозможно заметно уменьшить норму вектора невязки, норма вектора приращений становится малой или превышение максимального количества итераций. Таким образом, можно добиться наилучшего совмещения рассчитанной теоретической с фактической кривой распределения температуры в стволе скважины. Результатом будет являться профиль притока флюида из пласта в скважину.

Эффективность решения прямой и обратной задачи распределения температуры в стволе скважины определяется достоверностью и полнотой исходных данных, выбором оптимальных параметров расчета. Неоднозначность таких параметров как теплофизические свойства флюида и его компонентов при многофазном потоке, параметры теплопередачи отдельных элементов системы скважина-пласт привносят неоднозначность в окончательный результат.

Литература

1. Ипатов А.И., Кременецкий М.И. Геофизический и гидродинамический контроль разработки месторождений углеводородов. М. НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Институт компьютерных исследований, 2006. 780 с.
2. Alves N., Alhanati F. J. S. and Shoham O. A unified model for predicting flowing temperature distribution in wellbores and pipelines // SPE Production Engineering, vol. 7, no. 4, pp. 363–367, 1992.
3. Чекалюк Э.Б. Термодинамика нефтяного пласта. М. : Недра, 1965. С. 238.

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ БАНК ЦИФРОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ – НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

Линьков Д.В., Боголюбский А.Д., Мерецкова Т.Ф., Бондарева Н.Г.
bogol@rfgf.ru, ФГУНПП «Росгеолфонд», Москва, Россия

Государственный банк цифровой геологической информации (ГБЦГИ) является составной частью Единой системы федерального и территориальных геологических фондов и предназначен для сбора, хранения и предоставления в пользование отчетной цифровой геологической информации и ее метаданных по объектам ГИН

Целью формирования и функционирования ГБЦГИ является повышение эффективности сбора, хранения и использования цифровой геологической информации, посредством решения следующих основных задач:

- обеспечение полноты и качества принимаемой на хранение цифровой геологической информации;
- обеспечение учета и систематизации цифровой геологической информации;
- обеспечение сохранности цифровой геологической информации;
- обеспечение предоставления цифровой геологической информации различным категориям пользователей; в том числе дистанционно
- методическое обеспечение формирования и функционирования ГБЦГИ.
- Для выполнения поставленных задач реализуются функции:
- сбора и приемки цифровой геологической информации (включая проверку полноты и качества);
- каталогизации и систематизации информационных ресурсов ГБЦГИ;
- защиты информации от утраты и несанкционированного доступа;
- выполнения заявок, в том числе дистанционно, на предоставление в пользование цифровой геологической информации;
- разработки, совершенствования и использования информационных технологий, обеспечивающих решение задач ГБЦГИ;
- разработки и совершенствования методических и технологических документов, обеспечивающих ведение ГБЦГИ.

Настоящее

Доля геологической информации о результатах работ на объектах ГИН, производимой в цифровом виде, непрерывно растет. В Росгеолфонде находится на хранении информация объемом свыше 1000 Тб, представленная различными видами данных:

- копиями в цифровом виде документов на бумажном носителе – цифровыми копиями отчетов, скан – образами геологических отчетов, полевых геологических дневников, лабораторных журналов и др.,

- геологической информацией, производимой и представляемой исключительно в цифровом виде – первичной геофизической информацией, базами и банками данных, ГИС-проектами геологических объектов, специализированными информационно-справочными и информационно-аналитическими системами.

По действующим нормативам первичную цифровую информацию, составляющую наибольший объем поступлений, обязаны представлять в федеральный геологический фонд организации, выполняющие работы на объектах ГИН по заказу Роснедра за средства федерального бюджета

Метаинформация поступивших цифровых материалов каталогизируется в КИПС ГБЦГИ, функционирующей в локальной сети Росгеолфонда. Обеспечен удаленный доступ к метаданным ГБЦГИ с сайта Росгеолфонда.

Интеграция метаданных первичной и производной цифровой геологической информации по объектам ГИН в Единой системе федерального и территориальных геологических фондов Роснедра пока не решена

Будущее (до 2025-2030 гг.)

Ожидается рост цифровых геологических информационных ресурсов до 3 – 5 тыс Тб

Есть основания полагать, что вся цифровая геологическая информация независимо от источников ее финансирования, будет представляться в ГБЦГИ Единой системы геологических фондов.

Основная задача развития ГБЦГИ – сокращение сроков от момента производства информации, полученной на объектах ГИН, до предоставления ее в пользование.

С этой целью следует:

- представлять в фонды первичные цифровые материалы непосредственно после ее производства, не дожидаясь окончания контракта (договора) на производство работ;

- осуществить загрузку в электронные хранилища геологической информации по объектам ГИН и на основе работы хранилищ в режиме он-лайн обеспечить юридическим и физическим лицам регламентированный доступ к актуальным информационным ресурсам ГБЦГИ средствами Интернет;

- обеспечить интеграцию метаинформации на основе КИПС цифровой геологической информации на объектах ГИН в системе федерального и территориальных фондов геологической информации Роснедра.

- актуализировать требования к составу и форматам отчетной цифровой геологической информации, представляемой в фонды по объектам ГИН и методико-технологическое обеспечение проверки ее полноты и качества.

Ускорение оборота геологической информации будет способствовать интенсификации недропользовательской деятельности и поступлению в дарственный бюджет дополнительных средств.

Отдельная задача - обеспечить включение цифровых информационных ресурсов геологических фондов субъектов РФ в Единую систему федерального и территориальных фондов геологической информации

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ

Назаров А.А.

taurus91@inbox.ru, ООО «СамараНИПИнефть», г. Самара, Россия

Современный инженер-нефтяник, занимающийся рациональной разработкой нефтяных и газовых месторождений, должен хорошо знать геологическое строение залежи, её физические характеристики (пористость, проницаемость, насыщенность и др.), физико-химические свойства нефти, газа и воды, насыщающих породы, уметь правильно обработать и оценить данные, которые получены при вскрытии пласта и при его последующей эксплуатации. Структурные особенности горных пород – один из основных факторов, определяющих изменчивость их физических свойств. Поровая структура пород, в частности, определяет их проницаемость, количество связанной воды, насыщенность пород флюидами и нефтегазоотдачу пластов. Все это обуславливает необходимость изучения морфологии порового пространства пород в комплексе с их фильтрационно-емкостными свойствами для верной оценки запасов нефти и газа, а также для объективного представления о процессах, происходящих в пласте при его разработке и на различных стадиях эксплуатации.

Одним из основных параметров, характеризующий проводимость коллектора, способность пород пласта пропускать к забоям скважин нефть и газ при наличии перепада между пластовым и забойным давлениями, является проницаемость. В то же время с оценкой именно этой величины возникает больше всего трудностей.

Её среднее значение оказывает определяющее воздействие на продуктивность скважин, а неоднородность проницаемости по горизонтали и вертикали влияет на коэффициент охвата при заводнении и тем самым на коэффициент извлечения нефти. Поэтому при построении гидродинамической модели залежи весьма важно определить поле проницаемости с минимальной погрешностью.

В типовом комплексе ГИС отсутствуют методы для прямого определения величины абсолютной проницаемости, поэтому реальной является только возможность прогнозирования этого параметра по комплексным данным с использованием различных вариантов корреляционных зависимостей. Рассмотрим два варианта:

1) По керну определяется корреляционная зависимость между пористостью и проницаемостью. Далее по известным значениям пористости, подсчитанной методами имеющегося комплекса ГИС (НГК, АК, ПС, ГГКп) вычисляется по зависимости проницаемость.

В трудах Л.С. Лейбензона, И. Козени, К. Терцаги, Д. Слихтера и прочих ученых, создавших теорию фильтрации, определена функциональная зависимость между пористостью и проницаемостью, но только для фиктивных и идеальных грунтов. Что же касается реальных горных пород, то, как подтверждают многие исследователи, функциональной связи пористости с проницаемостью не обнаружено. Порода может иметь высокую пористость, но быть при этом слабопроницаемой. Известно, что породы одной пористости могут иметь разные значения коэффициента проницаемости. Ф.А. Требин на основе анализов большого количества керн из нефтяных месторождений отмечает, что аналитической зависимости между пористостью и проницаемостью не существует. Для отдельных типов пород может иметь место корреляционная зависимость между пористостью и проницаемостью, но всё же с погрешностью и порой в несколько десятков раз. Это отмечают А.А. Ханин, У. Рассел и др. Обнаружено, что проницаемость возрастает гораздо быстрее пористости. Так, по А.А. Ханину, при увеличении пористости песчаных отложений в 1,5—2 раза (от 5 до 10 %) проницаемость возрастает почти в 10 раз (от 10 до 100 мД). Проницаемость зависит главным образом от размера и характера поровых каналов (сквозные поры или тупиковые), которые в свою очередь определяются литологией пород, их происхождением, составом цемента, наличием коллоидных фракций. Движение жидкости в пористой среде происходит не по всем порам, а только по тем, которые в своей совокупности составляют активную (или эффективную) пористость. Поэтому в общем случае следует говорить о связи проницаемости не с общей, а с эффективной пористостью.

В хорошо проницаемых породах (песках, песчаниках) эффективная пористость значительно отличается от общей. Но все же, имеется разница между проницаемостью измеренное с помощью лабораторного анализа керна и прогноза проницаемости методами ГИС.

2) Прогноз проницаемости с помощью гидравлических единиц потока. Является одним из наиболее современных и точных способов прогнозирования проницаемости и применяется, когда остальные приёмы не работают. Основан на классификации коллекторов, как совокупности гидравлических единиц потока (Hydraulic Flow Units), которые характеризуются индикатором гидравлической единицы FZI (Flow Zone Indicator). FZI – это параметр, характеризующий структуру порового пространства коллекторов. Зная FZI, легко найти проницаемость через пористость. В нахождении и разделении величины $F_s \tau^2 S_{gv}^2$ заключается концепция классификации гидравлических единиц коллектора.

Упрощенным способом определения FZI является выделение глобальных гидравлических элементов (Global Hydraulic Elements – GHU) с помощью графика глобальных гидравлических элементов.

По графику можно определить количество глобальных гидравлических элементов и их среднее значение FZI путем нанесения всех имеющихся значений пористости и проницаемости по керну на кросс-плот.

Далее необходимо соотнести данные по керну и комплексу ГИС (сделать надежную привязку). В результате для каждой точки отбора керна имеется значение FZI, соответствующее определенному глобальному гидравлическому элементу (GHU).

Найти зависимость между значениями FZI (GHU) и ГИС на основании этой зависимости разделить исследуемый интервал на GHU. Последнее является наиболее сложной задачей и существует множество методик для выполнения этой задачи. Наиболее простой способ – найти зависимость между GHU и данными ГК, ПС, пористости по данным ГИС. Другой способ разделения – по результатам седиментологического и петрографического анализа керна путём выделения фаций по данным изучения керна и материалов ГИС и соотношения фаций с GHU. В целом, следует использовать все имеющиеся данные для разделения разреза на элементы потока.

Для каждого элемента потока (GHU) с соответствующим средним значением FZI и рассчитанной пористостью вычислить проницаемость.

Резюмируя хотелось бы сказать, что эмпирическая формула (зависимость) пористость-проницаемость популярно применяемая на многих месторождениях может на порядок привести к ошибке в определении проницаемости. А применив методику гидравлических единиц потока можно описать геологическое строение залежи не по точечным замерам пористости, а по определенным и более достоверным значениям глобальных гидравлических единиц. На основе изучения керна и ГИС можно определить поля гидравлических единиц.

Литература

1. Бжицких Т.Г., Санду С.Ф., Пулькина Н.Э. Определение физических и фильтрационно-емкостных свойств горных пород. Издательство Томского политехнического университета, 2008 г.

2. Хасанов М.М., Спивак С.И., Юлмухаметов Д.Р. Определение проницаемости из данных геофизических исследований скважин как некорректно поставленная задача. ОАО Роснефть, Институт нефтехимии и катализа РАН.

3. Подборнов Д.А., Тарасов С.В. Краткое пособие по интерпретации основных методов геофизических исследований скважин и их сопоставление с зарубежными аналогами. ОАО Саратовнефтегаз, 2005 г.

НИЗКОЧАСТОТНАЯ ДИСПЕРСИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОГО СЛОЯ ПРИ ЕГО ИМПУЛЬСНОМ ВОЗБУЖДЕНИИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМ ДИПОЛЕМ

Ним Ю.А.

gmpirmpi@mail.ru, СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск, Россия

В практике импульсной электроразведки низкочастотная дисперсия (НЧД) проявляется немонотонным характером затухания переходных процессов во времени, «искажением» кривых зондирований становления поля вплоть до многократной смены знака. Особенно заметно это явление стало наблюдаться при алмазопромышленных работах в пределах криолитозоны. Это связано с расширением временного диапазона наблюдения переходных процессов в сторону высокочастотного спектра электромагнитных волн, расширением геологической сферы исследования гетерогенной и многофазной среды криолитозоны. Известно, что природа НЧД многогранна, но её современная прикладная теория базируется на феноменологическом подходе, основанном на обобщении обширных экспериментальных наблюдений [1, 2].

С целью расширения и дополнения теоретического обеспечения импульсной электроразведки, особенно при оценках слабоэлектропроводных сред, поисках глубокозалегающих объектов, площадных исследований с закрепленным источником и т.д., рассмотрим аналитическую модель низкочастотной дисперсии электропроводного слоя при его возбуждении горизонтальным электрическим диполем. При этом электропроводный слой аппроксимируем эквивалентной ему продольной проводимостью S_0 . НЧД учтем заменой продольной проводимости S_0 электропроводного слоя поляризующейся плоскостью « S^{η} » – комплексной продольной проводимостью, аналогом широко апробированной дисперсионной модели Коул-Коул [1, 2]:

$$S^{\eta} = S_0[1 + (i\omega\tau)^c]/[1 + (1 - \eta)(i\omega\tau)^c],$$

где S_0 – продольная проводимость слоя, не зависящая от частоты, ω – круговая частота, η – поляризуемость, τ – время релаксации, $c = 1$ – показатель затухания, i – мнимая единица.

Горизонтальный электрический диполь с моментом $P = P_x e^{i\omega t}$ поместим в начало декартовой системы координат, расположенной на высоте $h = -z$. Здесь P_x – амплитуда момента электрического диполя, ориентированного по оси x , t – время наблюдения. Согласно характера диполя вектор-потенциал A вводим соотношением $B = \text{rot}A$; B – магнитная индукция. Соответственно симметрии системы, вектор-потенциал имеет две компоненты – A_x и A_z .

Данная геоэлектрическая модель описывается уравнением Гельмгольца, а полупространства по обе стороны границы – уравнением Лапласа:

$$\nabla^2 A_{z,x} = 0.$$

В результате стандартного решения этого уравнения методом разделения переменных получим:

$$A_{1x} = P_x \int_0^{\infty} \left(e^{\pm m|z|} + B_0 e^{-mz} \right) J_0(mr) dm,$$

$$A_{2x} = P_x \int_0^{\infty} B_1 e^{mz} J_0(mr) dm,$$

$$A_{1z} = P_x \frac{\partial}{\partial x} \int_0^{\infty} C_0 e^{-mz} J_0(mr) dm,$$

$$A_{2z} = P_x \frac{\partial}{\partial x} \int_0^{\infty} C_1 e^{mz} J_0(mr) dm.$$

Граничные условия на границах раздела имеют вид:

1. $A_{1x} = A_{2x}$;
2. $A_{1z} = A_{2z}$;
3. $\frac{\partial A_{1x}}{\partial x} = -\frac{\partial A_{1z}}{\partial z}$, т.е. $\text{div}A = 0$;
4. $\frac{\partial A_{1x}}{\partial z} = -\frac{\partial A_{2z}}{\partial z} = iw\mu S^2 A_{(1,2)x}$.

Применяя обратное интегральное преобразование Лапласа-Карлсона, определим выражение для компонент вектор-потенциалов неустановившегося поля поляризуемого слоя в виде однократных интегралов, поддающихся численному анализу.

Так, в полупространстве над плоскостью S^η , компоненты вектор-потенциалов представляются в виде:

$$A_{1x}(t) = \frac{\mu P_x}{4\pi} \int_0^\infty e^{-\alpha m} a e^{-at} \left(\gamma chbt + \frac{\beta - \gamma a}{b} shbt \right) J_0(mr) dm,$$

где $\alpha = 2h + z$, $a = \frac{2m(1-\eta)\tau + \mu S_0}{2\mu S_0\tau} = \frac{m(1-\eta)}{\mu S_0} + \frac{1}{2\tau}$, $\gamma = 1$, $\beta = \frac{1}{\tau}$,

$$b = \left\{ \left[\frac{2m(1-\eta)\tau + \mu S_0}{2\mu S_0\tau} \right]^2 - \frac{2m}{\mu S_0\tau} \right\}^{1/2} = \frac{1}{2\mu S_0\tau} \left\{ 2m(1-\eta)\tau + \mu S_0^2 - 8m\mu S_0\tau \right\}^{1/2} \approx \frac{m(1-\eta)}{\mu S_0},$$

m – переменная разделения, r – расстояние между источником и точкой наблюдения, $J_0(mr)$ – функция Бесселя нулевого порядка аргумента (mr), μ – магнитная проницаемость вакуума.

$$A_{1z}(t) = \frac{\mu P_x}{4\pi} \int_0^\infty e^{-\alpha m} e^{-at} \left(\gamma^* chbt + \frac{\beta^* - \gamma^* a}{b} shbt \right) J_0(mr) dm,$$

где $\gamma^* = \frac{2(1-\eta)}{\mu S_0}$, $\beta^* = \frac{2}{\mu S_0\tau}$.

Наблюдаемые компоненты электромагнитного поля определяются известными соотношениями.

$$\dot{B}_x = \frac{\partial^2 A_z}{\partial t \partial y}; \dot{B}_y = \frac{\partial^2 A_x}{\partial t \partial z} - \frac{\partial^2 A_z}{\partial t \partial x}; \dot{B}_z = -\frac{\partial^2 A_x}{\partial t \partial y}; E_x = -\frac{\partial}{\partial t} A_x; E_z = -\frac{\partial}{\partial t} A_z.$$

Согласно принципам перестановочной двойственности и взаимности вертикальная составляющая магнитной индукции горизонтального электрического диполя эквивалентна азимутальной компоненте вертикального магнитного диполя, численно рассмотренной в работе (3).

Литература

1. Жандалинов В.М. Электрические и электромагнитные зондирования при поисках коренных месторождений алмазов. – Новосибирск : «Гео», 2011. – 275 с.
2. Каменецкий Ф.М. Электромагнитные геофизические исследования методом переходных процессов. – Москва : ГЕОС, 1997. – 162 с.
3. Ним Ю.А., Попков П.А., Адаров Т.Д. Индукционно-вызванная поляризация электропроводного пласта при его возбуждении вертикальным магнитным диполем // Разведка и охрана недр. – 2013. – №12. – С. 39-41.

РАДИОАКТИВНЫЕ ИЗОТОПЫ В РУДАХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ И ПРОДУКТАХ ИХ ПЕРЕРАБОТКИ

Овсянникова Т.М.

lab@u238.ru, ФГУП «ВИМС» им. Н.М. Федоровского, Москва, Россия

К редким металлам (PM) относят порядка 50 химических элементов, часть из которых радиоактивны, а другие могут сопровождаться в минеральном сырье и продуктах его переработки радиоактивными элементами.

На территории России представлены редкометалльные месторождения разных типов, где радионуклиды (РН) являются основным или попутным компонентом: Аллуайвское (Th), Карасугское (U, Th), Улуг-Танзекское (U, Th), Зашихинское (U, Th), Катугинское (U), Средняя Падма (U-V), Туганское (Th), Степное (U), Далматовское (U), Арбарастах (U), Алгаминское (U), Среднезиминское (U) и др. [1 – 3]. Повышенная радиоактивность руд и продуктов их переработки на других PM-месторождениях связана с меньшими количествами РН, входящих в состав рудных минералов. Минералы редких земель (TR) практически все содержат радиоактивные элементы. В качестве примесей уран и торий присутствуют в основных минералах Та, Nb и TR: пирохлоре (U, Th), гатчеттолите (Th), мариньяките (U), микролите (U), ксенотиме (U), бастнезите (Th), паризите (Th), итросинхизите (Th), фергюсоните (U, Th), эвксените (U, Th), гагарините (U, Th).

При обогащении редкометалльных руд, которые могут считаться материалами с природной радиоактивностью – NORM, часто происходит попутное концентрирование РН в получаемых продуктах и отходах (такие «технологически обогащенные» формы иногда называют TENORM). При производстве Та, Nb и TR после дезактивации концентратов (перовскитового, лопаритового, эвдиалитового, колумбитового, пирохлорового и др.) с использованием химических технологий образуются радиоактивные кеки. Пирометаллургический передел концентратов приводит к образованию радиоактивных шлаков: удельная активность (УА) отвального шлака металлургического передела Этыкинского концентрата (Та) составляет примерно $1,1 \cdot 10^5$ Бк/кг [4].

В США отходы добычи TR (монацитовые, ксенотимовые и бастнезитовые руды) характеризуются суммарными УА на уровне от 210 до 119288 Бк/кг; УА отходов переработки циркониевых руд варьируют в диапазоне 2516 – 48100 Бк/кг (среднее – 3219 Бк/кг); титановое сырье в общем малоактивно – УА в среднем 211 Бк/кг (ильменит) и 729 Бк/кг (рутил), а отходы обладают УА от 144 до 1665 Бк/кг (в среднем 444 Бк/кг); урановые руды являются источником TENORM с УА от 11100 до 111000 Бк/кг (данные US EPA).

В Австралии на некоторых горнодобывающих не урановых предприятиях УА некоторых радионуклидов в исходных рудах превышают «безопасный» уровень 1000 Бк/кг (^{226}Ra , ^{234}U , ^{238}U , ^{230}Th , ^{228}Th , ^{232}Th), достигая $3,33 \cdot 10^3$ Бк/кг (^{228}Ra) [5]. В продуктах обогащения активности этих РН более высокие – до $3,74 \cdot 10^4$ Бк/кг (^{228}Ra), также значимыми становятся другие РН – УА ^{210}Po достигает $4,88 \cdot 10^3$ Бк/кг, ^{210}Pb – $2,65 \cdot 10^3$ Бк/кг. Равновесие в рядах распада урана и тория не соблюдается: в исходных рудах отношение активностей $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ составляет 0,50 – 2,2, $^{228}\text{Ra}/^{232}\text{Th}$ – 0,9 – 1,4. В продуктах обогащения диапазон вариаций $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ – от 1,4 до 2,2, значение $^{228}\text{Ra}/^{232}\text{Th}$ достигает 42, отношения $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$, $^{210}\text{Po}/^{226}\text{Ra}$ также часто отклоняются от равновесных. На этих и других объектах радиационная ситуация усугубляется высокими уровнями активности ^{222}Rn , в том числе превышающими принятый уровень вмешательства для персонала на рабочих местах (1000 Бк/м^3), обогащением шахтных и технологических вод ^{234}U .

На восточном и западном побережьях Австралии разрабатываются месторождения «рудных песков», которые являются источником титана, циркония и редких земель (главные рудные минералы – ильменит, лейкоксен, рутил, циркон, монацит и ксенотим). При добыче и первичной сепарации УА РН достигают 3000 Бк/кг (Th, концентрат тяжелых минералов; при промышленной вторичной сепарации УА U достигает $2,5 \cdot 10^5$ Бк/кг, УА Th – $3,0 \cdot 10^4$ Бк/кг (концентрат монацита), в ее хвостах максимальные УА U и Th составляют со-

ответственно $2,4 \cdot 10^4$ и $1,2 \cdot 10^4$ Бк/кг, в пылевой фракции – $2,0 \cdot 10^4$ и $6,0 \cdot 10^3$ Бк/кг [6]. Расчетная масса радиоактивных вторичных хвостов составляет ~ 70 тыс. тонн в год. Уровни УА отходов зависят от содержания монацита в исходной руде, которое может весьма существенно варьировать в пределах одного рудного тела.

На редкоземельном месторождении Маунт-Вельд в Западной Австралии, связанном с щелочными карбонатитами, содержание тория оценивается как 626 г/т (2535 Бк/кг) [8]. Эти руды, а также TR-сырье с месторождения Канганкунд (Малави) компания «Lynas Corporation Ltd.» планирует перерабатывать в Малайзии. По оценкам средний уровень УА отходов производства составит $6,1 \cdot 10^4$ Бк/кг.

Редкоземельные производства в Китае дают отходы со средней УА $7,4 \cdot 10^4$ Бк/кг [7].

Высокие УА редкоземельных руд приводят к риску радиоактивного облучения персонала, поэтому предприятию необходима лицензия и организация безопасных условий труда; для дальнейшего обращения обязательными становятся радиационный контроль и категоризация производственных отходов и других радиоактивных материалов, мероприятия по защите окружающей среды, что требует дополнительного финансирования. То же касается и других видов редкометалльного производства.

Радиационный контроль на предприятиях отрасли связан с решением ряда проблем. Среди них разработка специализированных радиохимических методик определения радиоактивных изотопов в РМ-рудах и продуктах их передела, поскольку инструментальные методы не позволяют измерять активности всех «ключевых» РН в таких объектах, характеризующихся, как правило, сложным, не постоянным минеральным и химическим составом, высокими и неравновесными активностями. Надежная оценка суммарной УА РМ-сырья или продукта его переработки для последующей категоризации по классу радиационной опасности в соответствии с международными стандартами может быть обеспечена только при использовании радиоизотопных спектрометрических методов и радиохимической подготовки проб. Обоснованным может считаться расчет УА согласно формуле:

$$УА = 3 A_{Th-234} + A_{Th-230} + A_{Ra-226} + 2 A_{Pb-210} + A_{Th-228} + A_{Ra-228} ,$$

где A – удельные активности соответствующих радионуклидов.

В настоящее время в ФГУП «ВИМС» ведется разработка стандартизованного комплекса методик радиоизотопного анализа редкометалльных руд и продуктов их переработки, включающего также средства метрологического контроля.

Литература

1. Быховский Л.З., Потанин С.Д. Геолого-промышленные типы редкометалльных месторождений. – М. : РИС ВИМС, 2009.
2. Диденко А.Н., Крюков В.Г., Бердников Н.В. и др. // Перспективы развития горного и нефтепромыслового комплексов в Хабаровском крае / ДВО РАН. – URL: <http://dvforum.ru>.
3. Солодов Н.А., Семенов Е.И., Усова Т.Ю. Минеральное сырье. Иттрий и лантаноиды. Справочник. – М. : ЗАО «Геоинформмарк», 1998.
4. Россман Г.И., Бахур А.Е., Петрова Н.В. Промышленная радиационная экология минерального сырья // Минеральное сырье, № 25. – М., 2012.
5. A Survey of Naturally-Occurring Radioactive Material Associated with Mining / ARPANSA Technical Report No. 161, ISSN 0157-1400. August 2012.
6. Naturally Occurring Radioactive Materials (NORM) in Australian Industries – Review of Current Inventories and Future Generation / Radiation Health and Safety Advisory Council, ERS-006 Revision of September 2005.
7. Ragheb M. Thorium resources in rare earth elements. – URL: <http://mragheb.com>.
8. <http://www.australianminesatlas.gov.au>.

ОЦЕНКА ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ МИКРОИМИДЖЕРОВ

Попова В.В.

valentina.popova.geophysics@gmail.com, ООО «ГИФТС», Москва, Россия

Трещиноватые карбонатные коллектора содержат важную часть мирового запаса углеводородов, поэтому качественное и количественное описание систем макро- и микро-трещин является важным для петрофизических оценок продуктивных толщин. Изучение трещиноватых структур используется для оценки напряженно-деформированного состояния массивов горных пород. Данные стандартного каротажа не дают детальных характеристик трещиноватости. Отбор керна всегда связан со сложностью его привязки к глубине, проблемой азимутальной ориентации, изучением свойств образцов при восстановленных пластовых условиях, а также невозможностью определения макротрещиноватости по керну. Наиболее эффективным современным способом решения подобных задач является использование электрических микроимиджеров и акустических пластовых микросканеров.

Электрический микроимиджер – каротажный прибор, позволяющий проводить измерение электрического сопротивления горных пород в промытой зоне. Большинство современных микроимиджеров используют несколько прижимных башмаков с массивом измерительных электродов на каждом. Каждый электрод регистрирует кривую кажущегося сопротивления в функции глубины, и их множество используется для построения изображения.

Действие акустического микросканера основано на изучении состояния стенки скважины по принципу ультразвуковой эхолокации. При этом измеряются два параметра: амплитуда отраженного ультразвукового сигнала и интервальное время пробега волны от источника до стенки скважины и обратно.

Каротажные данные синхронизируются с данными об ориентации прибора, что дает возможность построить ориентированные изображения и обеспечить расчет истинных элементов залегания геологических объектов.

Акустический микросканер генерирует изображение-развертку 100% поверхности стенки скважины с вертикальным разрешением 5-10 мм, а электрический микроимиджер имеет охват до 80 % окружности, работая с вертикальным разрешением порядка 5 мм. Охват микроимиджером зависит от конструкции башмаков и диаметра скважины.

Амплитуда палитры итогового изображения может быть настроена на весь рассматриваемый интервал каротажа – статическая развертка, либо выбираться в скользящем по глубине окне – в таком случае результатом будет динамическое изображение. Статический вариант используется для изучения протяженных по глубине зон, литостратиграфических и тектонических элементов разреза в целом. Динамическая развертка предназначена для изучения структурных и текстурных особенностей горных пород.

Несмотря на то что ширина открытой трещины в подавляющем большинстве случаев меньше диаметра электрода микроимиджера, на изображении трещина будет видна. Сопротивления матрицы и флюида внутри трещины обладают большим контрастом, который приводит к увеличению тока электрода напротив трещины. Это обстоятельство позволяет оценить раскрытость проводящих трещин по статическому изображению электрического сопротивления.

В настоящее время для подобного анализа в системе Gintel реализованы методики количественной оценки трещиноватости, определения структурных углов падения и азимутов простирания изучаемых геологических объектов; решаются задачи определения плотности трещин на единицу глубины разреза, величины сдвига по микроразломам, расчета степени раскрытости трещин.

Помимо традиционных представлений изображений в статическом и динамическом виде, применяется методика прослеживания объектов по изображениям с непрерывно плавно меняющейся палитрой с большим количеством градаций цвета. Такой способ

позволяет наиболее качественно выделить траектории трещин с минимальной раскрытостью, отдельно проследить каждую трещину в сложных каверново-трещинных объектах, выделить частично проводящие электрический ток трещины, а также обнаружить трещины неявной геометрии, которые не пересекают ствол скважины целиком.

В системе Gintel реализованы различные инструменты анализа угловых характеристик выделенных геологических объектов:

- кумулятивные гистограммы для статистической обработки углов падения,
- проекции плоскостей объектов в выбранной ориентации,
- векторные графики азимута,
- графики проекций Шмидта и Вульфа с возможностью построения карт плотности и выделения трендов по полученным распределениям.

Применение этих методов позволяет проводить классификацию и группирование трещин по задаваемым признакам, а также осуществлять сравнительный анализ с данными других скважин по месторождению. Детальное рассмотрение не только природных раскрытых трещин, но и не проводящих электрический ток залеченных трещин, стилолитовых швов и техногенных трещин, возникших в процессе бурения, позволяет наиболее полно и достоверно описать геологический разрез и условия его формирования. Полученные закономерности в распространении трещиноватости хорошо коррелируются с характером деформаций на геологических структурах месторождения.

Реализованные в системе Gintel методы обработки и интерпретации получаемых данных, позволяют изучать распределение электрического сопротивления горных пород в промытой зоне, распространение процессов растворения и выщелачивания, проводить анализ каверновой составляющей порового пространства, оценивать размеры каверн, давать оценку вторичной (трещинной) пористости на основе эмпирических либо аналитических зависимостей.

Предусмотрена возможность подробного восстановления формы скважины в интервале работы микросканера. Модель формы ствола скважины строится на основе ориентированных каверномеров электрического микроимиджера, а также путем расчета нового изображения со значениями радиуса (из времени прихода эхо-сигналов по акустическому методу). Концентрация напряжений вокруг ствола скважины может привести к сжатию пород и образованию вывалов и/или растяжению с образованием трещин. Полученная модель формы ствола применяется для определения направления максимального и минимального горизонтального напряжения. При наличии на месторождении нескольких разнонаправленных систем трещин важно иметь подобную информацию, поскольку система трещин, простирающихся в направлении максимального горизонтального напряжения, как известно, будет иметь лучшие фильтрационные свойства.

Микроимиджеры предоставляют геологическую и петрофизическую информацию, недоступную в требуемых объемах из других источников. Они дают дополнительные сведения о характере формирования и истории развития разрывных нарушений, поскольку трещины самых поздних генераций связаны с современным полем тектонических напряжений и имеют большую раскрытость, и, следовательно, представляют интерес с точки зрения коллекторских свойств горных пород.

Высокое разрешение сканирования позволяет проводить детальную оценку фильтрационно-емкостных свойств коллекторов: выделять пропластки в условиях тонкослоистого разреза и более качественно определять толщину продуктивных отложений.

Таким образом, разработан принцип адаптивной интерпретации данных электрического микроимиджера и акустического микросканера, учитывающий результаты петрофизических и геолого-геофизических исследований при оценке коллекторских свойств карбонатных и терригенных пород.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДОЛИ СВЯЗАННОЙ ВОДЫ ПО ДАННЫМ ЯДЕРНО-МАГНИТНОГО КАРОТАЖА

Рудий В.А.

skw@gintel.ru, ООО «ГИФТС», Москва, Россия

Содержание связанной воды в поровом пространстве коллекторов является важнейшим параметром, по которому оценивается продуктивность залежей нефти и газа. Поэтому одной из задач интерпретации геофизических исследований скважин (ГИС) является определение этой величины.

В общем случае, объем связанной воды в поровом пространстве горной породы контролируется структурой и размерами пор, электрическим зарядом внутренней поверхности пор, минерализацией насыщающей пластовой воды, смачиваемостью поверхности частиц, выстилающих поры, капиллярными силами, действующими в поровом пространстве. В основе определения доли связанной воды лежит отклонение физических свойств связанной воды от аналогичных свойств свободной воды, например, ее подвижность, плотность и др.

Для определения объема связанной воды в породе в настоящее время все большее применение находит метод ядерного магнитного резонанса (ЯМР), который основан на определении времени продольной T_1 и поперечной T_2 релаксации атомов водорода, имеющих различную “подвижность” в поровой среде, и, таким образом, позволяющий по параметру T_1 или T_2 непосредственно оценить объем связанной воды в поровом пространстве. Сложность определения этого параметра по результатам ядерно-магнитного каротажа (ЯМК) обусловлена значительной неоднородностью строения порового пространства горных пород и возникающими в нем капиллярными силами, а также аппаратными факторами.

На сегодняшний день теоретически хорошо обоснованы и апробированы различные методы оценки связанной воды по данным ЯМК: метод граничных значений T_2 (ГЗ); спектральный метод (СМ); метод максимальных значений (МЗ); метод граничных значений высоты столба жидкости; метод капиллярного давления.

В общем случае, выбор метода оценки связанной воды не является строго формализованным и однозначным. На практике традиционно используются метод граничных значений, спектральный метод или метод максимальных значений, остальные методы являются весьма “тонкими” инструментами и требуют от интерпретатора высокой квалификации, опыта применения петрофизических моделей и наличия данных специальных ЯМР измерений на образцах кернов.

Метод граничных T_2 основан на подборе такой величины времени поперечной релаксации T_{2cp} (“отсечка T_2 ”), что все флюиды в порах, имеющие значения $T_2 < T_{2cp}$, рассматриваются как находящиеся в связанном состоянии. Несмотря на свою простоту, метод ГЗ имеет ряд ограничений, поскольку на отсечку T_{2cp} , кроме литологии, влияют различные эффекты, некоторые из которых пока еще не до конца изучены. Ограничения наиболее заметно проявляются в спектрах с преимущественно моноэкспонентным спадом в водонасыщенных высокопроницаемых коллекторах.

Спектральный метод основан на предположении, что, независимо от размера, все поры, наблюдаемые в спектре ЯМР породы, содержат некоторое количество связанной воды. Существуют различные методы оценки величины связанной воды. Одни методы основаны на петрофизических моделях, в которых поры представляют собой простые геометрические формы (сферы или трубки), другие – определяют методом аппроксимации функцию зависимости этой величины от значения смачивания стенок пор породы W . А настоящее время наиболее обосновано и широко применяется уравнение вида $1/W = a \cdot T_2 + b$. Спектральный метод разрешает некоторые недостатки метода ГЗ, однако у него так же есть ограничения, которые заметно начинают проявляться при заполнении пор УВ.

В методе максимальных значений доля связанной воды выбирается как максимальное значение из двух, определенных методами ГЗ и СМ. Этот подход нашел широкое применение в производственных условиях.

Наиболее точно отсечка T_{2cp} и коэффициенты функции смачиваемости W определяются серией лабораторных ЯМР экспериментов на образцах керна, извлеченных из исследуемого интервала записи ЯМК. Таким способом выполняется калибровка метода ЯМК. Если для изучаемых отложений такие измерения на керне не проводились, в некоторых случаях пользуются данными экспериментов ЯМР на аналогах рассматриваемых пород, описанных в специализированных каталогах (например, ART). Однако, использование этих каталогов требует исключительной осторожности. В действительности, при условии ограниченного применения ЯМР каротажа, данные калибровки в большинстве случаев отсутствуют. Это обстоятельство определило практику применения некоторых принятых стандартных калибровочных параметров, например, принимают $T_{2cp} = 33$ мс для терригенных пород и 92 мс для карбонатных отложений.

Таким образом, традиционные методы определения доли связанной воды в породе основаны на стохастических связях между величинами размеров пор, искусственно согласованными на основе стохастического анализа с показаниями спектра T_2 , и количеством связанной воды. При этом не учитывается тот факт, что порода в естественном залегании является сложной адсорбционной системой, в которой протекают электрохимические процессы, напрямую влияющие на долю связанной воды. Масштаб протекания этих процессов связан с различными факторами, такими как: электрический заряд поровых каналов, зависящий от минерального состава зерен и удельной поверхности частиц, которая, в свою очередь, контролируется размерами частиц, слагающих породу и, соответственно с размерами пор; минерализацией пластовой воды и насыщенностью углеводородами. Использование таких стохастических связей порождает те же проблемы, что и при интерпретации традиционного комплекса ГИС.

Как известно, время поперечной релаксации T_2 в водонасыщенной породе, при выполнении принципа ограниченной диффузии и условии достаточно малого времени между эхо-сигналами, в основном контролируется поверхностной релаксацией $\frac{1}{T_2} \approx \rho \frac{S}{V}$, где ρ – масштабный коэффициент, связывающий спектр ЯМР и распределение пор по размерам, называемый поверхностной релаксивностью, а отношение S и V определяет удельную поверхность пор.

На основе экспериментальных исследований образцов пород разной литологии установлено, что значимыми величинами емкости катионного обмена обладают глинистые минералы. Кварц имеет очень низкую величину емкости катионного обмена, а карбонаты обладают ничтожным электрическим зарядом.

В реальных терригенных породах емкость катионного обмена скелета породы контролируется удельной поверхностью частиц, то есть ее фракционным составом – содержанием в скелете породы песчаной, алевритовой и глинистой фракций. Таким образом, есть теоретические предпосылки для установления и описания физической связи спектра ЯМР с величиной емкости катионного обмена фракций.

При использовании метода ЯМК в комплексе с другими методами ГИС, появляется возможность в каждой точке глубины вдоль ствола скважины на основе разработанной петрофизической модели учесть адсорбционные процессы, происходящие в породе, и на основе этого рассчитать истинную долю связанной воды, содержащейся в поровом пространстве горной породы. Такой подход позволяет расширить область практического применения ЯМК для определения ФЭС коллекторов УВ в сложно построенных отложениях.

НОВЫЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛАДОЖСКОЙ КОРОВОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ НА ПРОФИЛЕ «ВЫБОРГ–СУОЯРВИ»

¹Голубцова Н.С., ²Ковтун А.А., ¹Пушкарев П.Ю., ^{2,3}Смирнов М.Ю.,
⁴Соколова Е.Ю., ¹Таран Я.В., ^{1,5}Яковлев А.Г.

sokol_1@mail.ru, ¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ²Санкт-Петербургский государственный университет, Москва, Россия; ³Университет Оулу, Оулу, Финляндия; ⁴Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта, Москва, Россия; ⁵ООО «Северо-Запад», Москва, Россия

Магнитотеллурические (МТ) исследования основаны на использовании естественного переменного электромагнитного поля Земли и дают информацию о распределении электропроводности в её недрах. В современной постановке они включают в себя как классическую оценку тензора импеданса $[Z]$ по горизонтальным компонентам электрического и магнитного полей, так и оценки матрицы Визе-Паркинсона $[W]$ с использованием вертикального магнитного поля и магнитного тензора $[M]$ с использованием синхронных записей горизонтального магнитного поля в удалённой точке. Для интерпретации такого расширенного набора данных в последние годы применяются программы решения 2D и 3D обратных задач. Современные возможности магнитотеллурики позволяют строить надёжные и детальные геоэлектрические модели, несущие важную информацию о составе и строении, флюидном, термальном и реологическом режимах недр.

Аномалии повышенной электропроводности в консолидированной земной коре уже на протяжении нескольких десятилетий являются одним из основных объектов МТ исследований. Вклад в электропроводность вносят два механизма: электронная проводимость, обусловленная наличием в горных породах графита или сульфидов, и ионная проводимость, связанная с присутствием в порах минерализованной воды или с частичным плавлением вещества. Коровые аномалии широко развиты в тектонически активных регионах, но нередко встречаются и на древних платформах. Многие из них маркируют глубинные ослабленные зоны, в том числе развитые по границам древних блоков земной коры, и характеризуются повышенным тепломассопереносом, обуславливающим формирование месторождений полезных ископаемых и геотермальных ресурсов.

Ладожская коровая аномалия электропроводности была выявлена в 1970-1980-х годах [Рокитянский и др., 1981], её первые геоэлектрические модели были построены в 1980-1990-х годах [Ковтун и др. 1998]. Она расположена в юго-восточной части Балтийского щита, в районе Ладожского озера. Наиболее удобным для исследования сечения этой аномалии является профиль «Выборг-Суоярви», проходящий через Северо-Западное Приладожье из Ленинградской области в Республику Карелия. Он сечет аномалию в области её существенной квази-двумерности и большей частью пролегает на удалении от электрифицированных железных дорог.

В 2013 и 2014 годах на профиле «Выборг-Суоярви» выполнены новые МТ зондирования [Golubtsova et al., 2014]. Опорные трёхсуточные наблюдения проведены с шагом около 25 км с аппаратурой «LEM-417M» (Львовский центр Института космических исследований НАНУ и НКАУ, Украина), при этом вариации магнитного поля измерялись с помощью феррозондовых магнитометров. Рядовые суточные наблюдения выполнялись с шагом порядка 3 км с аппаратурой MTU-5 (компания “Phoenix Geophysics”, Канада), магнитные вариации регистрировались с использованием индукционных датчиков (катушек с ферромагнитными сердечниками).

Обработка МТ данных проводилась с использованием программы [Варенцов и др., 2003], а также программного обеспечения SSMT2000 компании “Phoenix Geophysics” и МТ-Corrector компании «Северо-Запад». В обработку вовлекались записи, синхронно полученные в удалённых точках наблюдения (в том числе в ближайших геомагнитных

обсерваториях), что способствовало подавлению некоррелируемых помех, связанных с локальными промышленными источниками.

Далее проводился анализ МТ данных: частотных разрезов инвариантных параметров, полярных диаграмм, индукционных стрелок и т.д. Он позволил оценить уровень приповерхностных искажений и применимость 1D и 2D приближений на разных частотах и участках профиля, а также сформировать ансамбли данных для последующего решения 1D, 2D и 3D обратных задач.

Предварительные результаты решения обратных задач показывают сложную структуру Ладожской коровой аномалии электропроводности [Golubtsova et al., 2015]. Её дальнейшая детализация и истолкование в комплексе с имеющимися геолого-геофизическими данными расширят существующие представления о глубинном строении и эволюции юго-восточной части Балтийского щита.

Авторы искренне благодарны Алексановой Е.Д. (ООО «Северо-Запад»), Куликову В.А. (МГУ и ООО «Северо-Запад»), Лозовскому И.Н. (ЦГЭМИ ИФЗ РАН) и Шустову Н.Л. (МГУ и ООО «Северо-Запад») за активное участие в организации работ с аппаратурой MTU-5 и обработке полученных данных. Успешная реализация проекта была бы невозможна без поддержки со стороны сотрудников СПбГУ Вагина С.А., Варданыц И.Л. и Успенского Н.И. Также мы признательны сотрудникам КарНЦ РАН Шарову Н.В., Рязанцеву П.А. и Нилову М.Ю. за неоценимую помощь при организации и проведении работ с аппаратурой LEM1-417M и Рокитянскому И.И. за интерес к работе и полезные обсуждения ее результатов и методики.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, инициативный грант 13-05-00786 и экспедиционный грант 14-05-10042.

Литература

1. Варенцов Ив.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р., Наливайко К.В. Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли, 2003, № 2, с 30-61.
2. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыц И.Л., Легенькова Н.П., Моисеев О.П., Смирнов М.Ю., Успенский Н.И. Строение коры и мантии по профилю Суоярви-Выборг по магнитотеллурическим данным // Вестник СПбГУ, серия 4, 1998, выпуск 4, № 25, с. 25-34.
3. Рокитянский И.И., Кулик С.Н., Рокитянская Д.А. Ладожская аномалия электропроводности // Геофизический журнал, Украинская академия наук, 1981, № 3, с. 97-99.
4. Golubtsova N.S., Kovtun A.A., Kulikov V.A., Lozovsky I.N., Pushkarev P.Yu., Smirnov M.Yu., Sokolova E.Yu., Shustov N.L., Taran Ya.V., Vardanyants I.L., Yakovlev A.G. Lake Ladoga conductivity anomaly: pioneer and modern stage MT/MV studies across the Ar-Pt suture of the Baltic shield // Abstracts of the 22nd EM Induction Workshop, Germany, Weimar, 2014.
5. Golubtsova N.S., Kovtun A.A., Kulikov V.A., Lozovsky I.N., Pushkarev P.Yu., Smirnov M.Yu., Sokolova E.Yu., Shustov N.L., Taran Ya.V., Uspenskiy N.I., Vardanyants I.L., Yakovlev A.G. Geoelectrical cross-section of Lake Ladoga anomaly zone on the results of new synchronous MT/MV sounding experiment // Abstracts of the 26th IUGG General Assembly, Czech Republic, Prague, 2015.

ПРИМЕНЕНИЕ ЛЕГКИХ БЕСПИЛОТНИКОВ ДЛЯ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЁМКИ

¹Фирсов А.П., ¹Злыгостев И.Н., ¹Дядьков П.Г., ²Вальд А.К.,
¹Савлук А.В., ¹Вайсман П.А., ¹Колесов А.С., ¹Шеремет А.С.

¹ipgg@ipgg.sbras.ru, mail@ipgg.sbras.ru, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук (ИНГГ СО РАН), г. Новосибирск, Россия;
²office@sfu-kras.ru, info@sfu-kras.ru, Сибирский федеральный университет (СФУ), г. Красноярск, Россия

Повышение ресурсной базы полезных ископаемых требует применение не только новых технологий добычи и обогащения, но, в первую очередь, проведение более детального геологического исследования плохо изученных территорий. Как правило, такие работы необходимо проводить в труднодоступных местностях, в тяжелых климатических условиях. Всё большую роль в мире приобретают аэрогеофизические исследования, позволяющие локализовать площади для последующего детального геологического изучения. Стоимость выполнения таких работ растёт и становится сдерживающим фактором для поиска месторождений. Возможные открытия могут не окупить проведённые работы. Особенно это актуально в регионах с плохой инфраструктурой, например, редкой сетью аэродромов, что справедливо для большей части территории России. Для мелкомасштабной съёмки альтернативы традиционной аэрогеофизике нет. Использование аэрогеофизических методов становится финансово недоступным, особенно на стадии крупномасштабных поисков. Большое количество уже открытых аномалий требует их заверки: оконтуривания тел, изучение их морфологии. В этом случае заменить наземную съёмку ничем, несмотря на высокую стоимость работ. Совершенно очевидно, что возникла потребность проведения «технической революции» в этой области.

В 2014 году в ИНГГ СО РАН был разработан опытный образец аэрогеофизического комплекса с магнитометрическим каналом (ВМК), размещённый на борту беспилотного летательного аппарата (БПЛА) лёгкого класса. Летящая платформа комплекса представляет собой мультиротор (октокоптер) оригинальной конструкции со стандартным автопилотом. Полёты выполняются как в автоматизированном режиме (полёт по точкам), так и режиме ручного управления. Общий взлётный вес комплекса составляет около 7 кг. Измеритель индукции магнитного поля Земли выполнен на базе магнитомодуляционного преобразователя с полосой пропускания 3 кГц. Общий уровень магнитных помех магнитометрического канала при работе в составе комплекса не превышает 1 нТл. Уровень магнитных шумов измерительной части, измеренный в условиях естественного магнитного поля Земли вдали от промышленных объектов и линий электропередач, не превышает 0,2 нТл. Частота измерений созданного магнитометрического канала 1,5 кГц, при этом число достоверных двоичных разрядов равно 22-м.

Подобная система, смонтированная на беспилотном вертолёте среднего класса, создана в Германии [1], но она имеет уровень магнитных помех около 10 нТл, что значительно сокращает область её применения в геофизических исследованиях. Использование БПЛА среднего класса, по сравнению с легкими, значительно удорожает стоимость работ и требует существование некоторой инфраструктуры.

В Хакасии в 2014 году были исследованы детально изученные предыдущими исследователями объекты на учебных геолого-геофизических полигонах СФУ, ТПУ, НГУ: Ербинский НЕКК [2, 3], Алексеевское Су-Мо месторождение, Сохочульское нефтяное проявление.

За счет высокой частоты получения и обработки сигнала, данные по магнитному полю, полученные с помощью ВМК БПЛА, в целом совпадают с данными наземной съёмки, полученной с помощью протонных или квантовых магнитометров. Сравнение данных по совпадающим профилям на разных участках показало, что данные по магнитному полю,

полученные с помощью ВМЗ, показывают более сложную структуру: больше экстремумов с большей амплитудой. Это позволяет создать более сложные геологические модели строения изученных объектов.

В 2014 году были проведены исследования на археологических объектах в Венгерском районе Новосибирской области. Они показали, что с помощью БПЛА можно уверенно находить артефакты с аномальным полем более 5 нТл. Все аномалии, найденные с использованием ВМК на БПЛА, подтверждены стандартной съёмкой квантовым магнитометром.

Первые работы по применению разработанного высокочастотного магнитометрического канала для легких беспилотных летательных аппаратов показало, что он может с успехом применяться для:

- поиска и оконтуривания магматических объектов, в том числе трубок взрыва, дикатрем;
- геологического картирования вулканогенно-осадочных толщ;
- крупномасштабного геологического картирования месторождений, рудопроявлений;
- картирования археологических объектов и поиска артефактов.

Понятно, что приведенным перечнем круг использования разработанной технологии не ограничивается.

Практическое применение ВМЗ БПЛА доказывает его существенно большую производительность и экономичность по сравнению со стандартными методами магнитометрической съемки.

Литература

1. Tezkan B., Stoll J.B., Bergers R., GroЯbach H. Unmanned aircraft system proves itself as a geophysical measuring platform for aeromagnetic surveys // *First Break*, 2011. Vol. 29, No 4. – P. 103–105.

2. Геря В.И., Единцев Е.С. Постдевонский магматизм в северо-западном обрамлении Южно-Минусинской впадины // *Геология и геофизика*, 1975. № 4. – С. 39–44.

3. Рихванов Л.П., Ершов В.В., Сарнаев С.И. Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах // *Новосибирск : Наука*, 1991. – С. 97–109.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПИСАНИЕ АДсорбЦИОННЫХ ЯВЛЕНИЙ В ТЕРРИГЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Афанасьев В.С.

vit_0643@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Терригенная горная порода сложена обломками твердых частиц и минералов. В абсолютно сухом состоянии порода представляет собой твердый структурный каркас, пустоты внутри которого образуют поровое пространство. Стенки пор образованы гранями слагающих породу частиц. Все частицы обладают поверхностным электрическим зарядом, который возникает вследствие множества причин. Например, природные минералы, в общем случае, представляют собой твердые растворы, имеют, как правило, несовершенные кристаллические решетки; в кристаллах происходят изоморфные замещения химических элементов в узлах кристаллических решеток; происходит взаимная поляризация частиц, гидратация частиц. Заряженные грани частиц, выстилающих поры, в своей совокупности определяют интегральный электрический поверхностный заряд пор. Внутри порового пространства породы образуется электрическое поле.

В условиях естественного залегания все поры породы заполнены подвижными и связанными флюидами. Водоносная порода вне залежей углеводородов заполнена только связанной, или связанной и подвижной пластовой водой. В нефтегазонасыщенной толще породы неколекторы содержат только связанную воду, или связанную воду и остаточную (неподвижную) нефть, битум. В пласте коллекторе помимо связанной и, возможно, подвижной пластовой воды, часть порового пространства заполнена углеводородами – газом или подвижной нефтью и остаточной нефтью, в состав которой входит остаточная нефть, битумы, а также закупоренная (неподвижная, собственно связанная) нефть. В газонасыщенном пласте в качестве остаточных углеводородов может находиться защемленный газ, а также связанные углеводороды, битум. Насыщающие породу флюиды находятся внутри электрического поля порового пространства и испытывают его воздействие. В нефтегазонасыщенном пласте только часть пор заполнена углеводородами. Само нефтяное вещество является диэлектриком и поляризуется под воздействием электрического заряда поверхности пор. Кроме того, нефтяная субстанция внутри пласта всегда содержит различные твердые примеси, которые либо обладают электрическим зарядом, либо приобретают его вследствие поляризации. Образуется поверхностный электрический заряд плавающих в поровом пространстве нефтяных тел, углеводородов, прилипших к стенкам пор вследствие изменения явлений смачивания твердых частиц, и битумов. Таким образом, в нефтегазонасыщенном пласте электрическое поле, в котором находится водный раствор, содержащийся в уменьшенном объеме пор, определяемом коэффициентом водонасыщенности породы K_v , дополнительно возрастает.

В результате внутри порового пространства протекают сложные адсорбционные процессы, возникают поверхностные силы, которые определяют, во-первых, устойчивость состояния горных пород как гетерогенных адсорбционных систем и, во-вторых, контролируют формирование всех ее физических свойств. При воздействии на породы искусственными физическими полями геофизической аппаратуры, или, в лабораторных условиях исследования образцов кернов – полями измерительных установок, при изменении температуры и давления в окружающей среде, при возникновении естественных и создании искусственных перепадов давления, при изменении в породе объемного соотношения долей насыщающих флюидов (при добыче углеводородов, при закачке в пласты технологической воды, при гидравлическом разрыве пластов, закачке активных химических реагентов, прочих техногенных процессах), или при создании воздействия на образцы в лабораторных условиях (перенасыщение разными флюидами, инициирование течения воды, нефти, газа внутри порового пространства и пр.), адсорбционные процессы динамически изменяются и

приводят к соответствующим динамическим трансформациям состояния пород и их физических свойств.

Количественной мерой электрического заряда поверхности пор выступает принятая в петрофизике величина емкости катионного обмена Q [моль/г], которая численно равна количеству молей катионов, содержащихся в минерализованном водном растворе, которые необходимы для образования вокруг исследуемой смеси частиц, составляющих скелет породы, массой 1 г, одного адсорбционного монослоя противоионов (катионов), полностью компенсирующих отрицательный поверхностный электрический заряд всех частиц. Использование величины емкости катионного обмена для расчета электрического заряда поверхности частиц, слагающих породу, основано на том, что плотность электрических зарядов на единице поверхности минералов силикатов изменяется в малом диапазоне и составляет $(3.417) \cdot 10^{-7}$ моль/м², что соответствует количеству точек электрических зарядов на 1 м² поверхности $(1.8410) \cdot 10^{17}$. Электрический заряд поверхности частиц, слагающих горную породу, зависит от удельной поверхности частиц [м²/г], которая, в свою очередь, контролируется размерами частиц [м]. Именно эта причина и определяет различия в электрическом заряде разных минералов.

Для определения электрического заряда единицы порового пространства породы применяется производная единица – приведенная емкость катионного обмена q_n [моль/л], которая рассчитывается по формуле

$$q_n = Q \cdot \delta_{ck} (1 - K_n) / K_n,$$

где Q, δ_{ck}, K_n - интегральная емкость катионного обмена поверхности пор, плотность скелета и полная пористость породы. Величина Q рассчитывается по формуле

$$Q = \sum_{i=1}^N Q_{cki} K_i.$$

Для нефтегазонасыщенной породы следует использовать величину q_n / K_e , где K_e – коэффициент водонасыщенности породы.

Адсорбционные явления, протекающие внутри порового пространства, определяют фактические свойства водного флюида (электролита) и деформационные процессы структурного каркаса породы. Исследование закономерностей изменения электрических свойств породы показало, что количественно влияние адсорбционных процессов на физические свойства пород можно описать на основе применения закона Дебая-Гюккеля. Рассматривая заряженную поверхность пор породы как неподвижную составляющую электролита внутри порового пространства, ионную силу I поверхностного электрического заряда породы можно представить как

$$I = 0.5 \sum_{i=0}^n C_i z_i \approx 0.5 \sum_{i=0}^n q_i z_i \approx c \cdot q_n,$$

если принять $z = 1$ (для $NaCl$), а коэффициент адсорбционной активности породы выразить формулой $\alpha = J / (1 + J)$, где $J = \sqrt{c \cdot q_n / K_e}$, $m=1.7$.

Экспериментальные исследования на многочисленных кернах и результаты интерпретации данных ГИС по большому числу скважин показали, что использование коэффициента адсорбционных явлений α создает основу научного обоснования петрофизических закономерностей, определяющих физические свойства терригенных пород и объясняющих параметры физических полей, регистрируемых различными методами каротажа.

ПРИЕМУЩЕСТВА LWD АППАРАТУРЫ КОМПАНИИ WEATHERFORD В УРЬЕВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Газизов И.А.

gazizov-ufa@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Аннотация: Представлена стратиграфия и литология пласта продуктивного горизонта Урьевского месторождения, а также проведение исследования скважин во время бурения – LWD и сопоставление каротажа.

Ключевые слова: продуктивный горизонт, каротаж, проведение исследования скважин во время бурения.

Abstract: Presented stratigraphy and lithology of the formation of productive horizon Urevskoye deposit as well as the study of wells during drilling – LWD logging and mapping.

Key words: productive horizon, logging, the study of wells during drilling.

Геологический разрез Урьевского месторождения представлен терригенными отложениями платформенного чехла мезозойско-кайнозойского возраста, залегающими с резким угловым несогласием на образованиях палеозойского фундамента. Доюрский комплекс-породы складчатого фундамента на Урьевском месторождении вскрыты скважинами 133П, 134П, 142П. Скважиной 133П пройдено по породам комплекса около 500м. По керну отложения представлены глубоко метаморфизованными осадочными и эффузивными породами.

Васюганская свита (J 3 oxf) разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена в основном глинами с редкими пропластками алевролитов. Верхняя подсвита сложена чередующимися по разрезу песчано-алевритовыми и глинистыми пропластками, которые объединены в состав регионально нефтеносного горизонта ЮВ1. В пределах месторождения в разрезе горизонта выделяются два самостоятельных песчано-алевритовых пласта, ЮВ1 1 и ЮВ1 2, содержащих залежи нефти. Общая толщина свиты составляет 75-80 м.

Залежь характеризуется сложным геологическим строением. Имеет как структурный, так и литологический контроль. В связи с резко неоднородным строением пласта, присутствием обширных зон замещения коллекторов, характеризуется различными уровнями ВНК по площади. В восточной части залежи ВНК наклонен в северном направлении от 2540 м до 2587 м. В западной погружается до 2700 м.

Стратиграфически пласт приурочен к верхам васюганской свиты. В составе горизонта выделяются продуктивные пласты ЮВ1 1 и ЮВ1 2 представленные неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, с прослоями и линзами карбонатных пород. Характерной является очень мелкая линзовидная текстура, так называемая "рябчиковая", обусловленная наличием микрослоев и линзочек глин и углистого материала.

На площади месторождения в пласте ЮВ1 выделены: основная залежь нефти, где стоит пробурить, залежь, приуроченная к северной оконечности Северо-Покурского поднятия и четырех мелких.

Одним из эффективных методов формирования оптимальной системы разработки является разбуривание нефтяных и газовых месторождений горизонтальными и многоствольными горизонтальными скважинами. Вскрытие пластов такими скважинами увеличивает площадь фильтрации и особенно эффективно для низко проницаемых коллекторов.

В целом, пласт ЮВ1 1 характеризуется зональным развитием коллекторов (неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, с прослоями и линзами карбонатных пород), которые распространяются полосой субширотного простирания. Следует отметить, что основная масса глинистого цемента коллекторов имеет аутигенное происхождение и представлена преимущественно каолинитом (до 70%) – глинистым минералом из группы водных силикатов алюминия, обладающим свойством пластичности. Коллекторские

свойства пласта ЮВ1 1 изучены с достаточной плотностью: пористость изучалась на 1043 образцах, проницаемость – на 942 образцах, остаточная водонасыщенность – на 856 образцах. По сравнению с вышележащими пластами, коллекторы пласта ЮВ1 1 имеют самые низкие значения ФЕС, как в среднем по пласту, так и по нефтенасыщенной части разреза.

Из центра сопровождения бурения (ЦСБ) с помощью системы удаленного мониторинга в режиме реального времени оценивают геологические условия при бурении скважины и при необходимости корректируют ее траекторию.

Современные исследования скважин – каротаж в процессе бурения позволяют экономить время на исследование скважин, в связи с чем значительно уменьшается зона проникновения фильтрата бурового раствора в пласт, что приводит к сокращению времени на его освоение. С помощью применения нейтронного и лито-плотностного каротажа во время бурения появляется возможность более корректно оценивать литологию и пористость пласта. Применение азимутальных методов каротажа позволяет определять угол и азимут напластования, а также другие структурные элементы пласта, необходимые для эффективной геонавигации в процессе бурения.

Одни из последних достижений при бурении горизонтальных скважин связаны с совместными работами специалистов ЦСБ и компании «Везерфорд» на Урьевском месторождении. При их выполнении использовалось такое оборудование, как забойный двигатель, телеметрическая система и комплекс приборов каротажа во время бурения, позволяющий оценивать все петрофизические параметры вскрываемых пород, а также положение скважины относительно поверхностей напластования.

Бурение горизонтального участка скважины было проведено с глубины 2948 м до глубины 3457 м по стволу (проектный забой) менее чем за четверо суток с регистрацией необходимых технологических и геофизических параметров, а также получением таких петрофизических параметров, как интервалы коллектора, глинистость, пористость, проницаемость, характер насыщения и нефтенасыщенность.

Применение LWD значительно сокращает время на исследования скважины, т.к. исследования совмещены с бурением, в то время как проведение традиционного каротажа в горизонтальном стволе скважины требует дополнительных временных затрат (более суток). Результаты LWD и их интерпретация доступны специалистам еще во время бурения, что позволяет оперативно реагировать на изменения геологической обстановки.

Использование в компоновке LWD комплекса нейтронного и лито-плотностного каротажа позволяет более корректно оценивать литологию, пористость и характер насыщения пласта, чем при традиционном использовании в российской практике одного нейтронного каротажа.

С помощью применения азимутальных методов с построением имиджей LWD позволяет определять угол и азимут напластования, а также другие структурные элементы пласта и тем самым проводить эффективную геонавигацию в процессе бурения, а также уточнять структурные построения геологической модели месторождения.

Литература

1. Технология за круглым столом: КВБ // Журнал ROGTEC. – 27.08.13
2. Бойко В.С. Разработка и эксплуатация нефтяных месторождений : учебник для вузов. – М. : Недра, 1990. – 427 с.
3. Павлов Е.А. Мазитов М.Р. МООР Н.С. // Нефтегазовая Вертикаль. Журнал. – 2011. – № 2.

АВТОМАТИЗАЦИЯ СБОРА И НАКОПЛЕНИЯ ДАННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

¹Грохольская С.А.

Научный руководитель: ^{1,2}доц. Новиков К.В.

svetka_sos@mail.ru, ¹Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия,

²ФГУГП «Гидроспецгеология», Москва, Россия

Геодинамический мониторинг проводится в рамках Государственного мониторинг состояния недр. При осуществлении геодинамического мониторинга происходит наблюдение за:

1. гидрогеодеформационным полем (измеряется уровень подземных вод, электропроводность, температура воды, атмосферное давление, температура воздуха);
 2. естественным импульсным электромагнитным полем Земли (ЕИЭМПЗ);
 3. газгидрохимическими показателями (объемной активностью Ra и концентрацией He).
- Кроме того, используются сейсмические данные, получаемые из различных источников.

Для наблюдения за большинством указанных параметров используются автоматизированные комплексы, которые производят замеры и передачу данных посредством спутниковой и сотовой связи. Автоматические регистраторы данных сегодня не являются редкостью и применяются достаточно широко. Положительным моментом при использовании таких измерительных систем является возможность увеличения числа измерений и оперативность поступления информации.

Однако при автоматизации процесса измерений возникает необходимость в разработке потоковых процедур, направленных на хранение и обработку большого объема данных. Это обусловило необходимость создания системы сбора и накопления (ССН) данных геодинамического мониторинга.

ССН является частью автоматизированной информационной системы геодинамического мониторинга (ЕИИС ГДМ), которая помимо ССН включает программные средства обработки и пространственной визуализации данных (разработчики: ФГУГП «Гидроспецгеология», ЗАО «ОИТ», ЗАО «КБ "Панорама"»). Основной задачей ССН является сбор и хранение данных геодинамического (ГД) мониторинга, поэтому система отвечает следующим требованиям: стабильность работы и отказоустойчивость; возможность долгосрочного хранения данных; работа с несколькими типами измерительного оборудования; скорость доступа к данным; сбор и хранение разных величин; дифференцированный доступ к данным и средствам управления.

Телеметрические приборы передают данные с результатами измерений на сервер, осуществляющий сбор информации. ССН выполняет предварительную обработку файлов измерений и сохраняет результаты измерений в БД первичной информации ССН.

Система автоматизированного сбора и накопления обеспечивает:

1. Описание структуры сети – центров и пунктов сбора геодинамической информации (ГДИ), пунктов измерений, средств обмена информацией, типов измерительных приборов.
2. Описание видов мониторинга.
3. Описание технических особенностей пунктов наблюдения, например, технических характеристик и геолого-технических разрезов скважин.
4. Описание технических характеристик экземпляров приборов, установленных в пунктах наблюдения (состав измеряемых параметров, точность измерения и др.).
5. Оперативное изменение состава измерений, хранящихся в базе данных (БД) первичной информации.
6. Дистанционное управление измерительными приборами с использованием файлов управления.
7. Прием и первичную обработку результатов измерений, включая редактирование данных.
8. Импорт результатов измерений и другой информации в БД первичной информации.

9. Хранение результатов измерений в БД первичной информации.

10. Предоставление результатов первичных измерений пользователям в согласованном формате и объеме с учетом выбранной сущности, временного диапазона и пространственного расположения изучаемой территории.

11. Графическое отображение состояния сети по видам мониторинга на запрашиваемый момент времени и измеряемых показателей.

12. Администрирование сети и дистанционное управление измерительными приборами из центров и пунктов сбора ГДИ.

13. Автоматическую и ручную репликацию данных между центрами и пунктами сбора ГДИ.

Помимо этого СНН позволяет контролировать репрезентативность базы данных

Существующая система сбора и накопления позволяет оперативно производить получать и анализировать данные, что делает ее незаменимым инструментом при геодинамическом мониторинге. Система постоянно развивается и модернизируется в зависимости от поставленных и решаемых геологических задач.

Литература

1. Берёзко О.А., Васнёва О.В. и др. Национальная система мониторинга окружающей среды Республики Беларусь: результаты наблюдений 2008 / М-во природных ресурсов и охраны окружающей среды РБ ; под. ред. С.И. Кузьмина, С.П. Уточкиной. – Мн. : БелНИЦ «Экология», 2009. – 75 с.

2. Войтов И.В. Научные основы рационального управления и охраны водных ресурсов трансграничных рек для достижения устойчивого развития и эколого-безопасного водоснабжения Беларуси. – Мн. : «Современное слово», 2000 – 476 с.

3. Куликов Г.В., Тимофеев В.М., Круподерова О.Е. ГГД-мониторинг и повышение его сейсмотектонической информативности // Разведка и охрана недр. – И. : Недра, 2004. – №10. – С.27-32.

4. Курило К.А., Березко О.А., Васнева О.В. и др. Функционирование и перспективы развития кадастра подземных вод Беларуси / К.А. Курило и др. // Природные ресурсы. – 2008. – № 2. – С. 34–43.

5. Методические указания по ведению гидрогеодеформационного мониторинга для целей сейсмопрогноза (система R-STEPS) / сост.: Г.С. Варганиян, В.С. Гончаров, В.П. Кривошеев, Э.П. Потемка, С.К. Стажило-Алексеев. – М. : ЗАО «Геоинформмарк», 2000. – 77 с.

6. Организация и производство наблюдений за режимом уровня, напора и дебита подземных вод (методические рекомендации) / сост. А.В. Лебедев, С.М. Семенов, Ю.Б. Челидзе. – М. : ВСЕГИНГЕО, 1983 – 85 с.

7. Организация, функционирование и перспективы развития мониторинга подземных вод / К.А. Курило, О.А. Березко, Е.М. Черевач, О.В. Васнева, О.А. Буйневич, А.А. Алешко // Инновационное развитие геологической науки – путь к эффективному и комплексному освоению ресурсов недр : материалы Междунар. науч.-практ. конф., Минск, 19–21 дек. 2007 г. / Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт; науч. ред. Э.А. Высоцкий; ред.кол.: Н.С. Петрова [и др.]. – Минск, 2007. – С. 220–227.

8. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. – Новосибирск : Наука, 1989. – С. 157.

ПРИМЕНЕНИЕ СПЕКТРОМЕТРА РЕСПЕКТ ДЛЯ АНАЛИЗА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ, ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

Гурвич М.Ю., Медведев А.А., Посернин А.И.

Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В настоящее время существует достаточно большое количество серийно выпускаемых автоматизированных комплексов для проведения многоэлементного рентгенофлуоресцентного вещественного анализа. Диапазон их применения очень широк. Это экология, геология, металлургия, медицина, биология, сельское хозяйство, пищевая промышленность, криминалистика, а также любые другие области, где требуется высокочувствительный экспрессный многоэлементный анализ вещественного состава образцов.

Одним из таких комплексов является энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр элементного состава вещества РеСПЕКТ, выпускаемый предприятием «Толоконников».

Указанный спектрометр успешно эксплуатируется в лаборатории физических методов исследования руд и минералов МГРИ-РГГРУ, начиная с 2004 г.

В данной модификации в приборе установлены полупроводниковый Si-Pin детектор с разрешением 150 эВ и рентгеновская трубка прострельного типа с серебряным анодом. Предельная мощность излучения трубки – 120 Вт. Система водяного охлаждения рентгеновской трубки замкнутая. За одно измерение возможно одновременное определение 20-25 элементов (от К до U). Процесс измерения полностью автоматизирован.

За годы эксплуатации спектрометра накоплен большой опыт его применения для анализа, как порошковых, так и жидких образцов.

При анализе порошковых проб, (геологические пробы, почвы) образец массой ~1 г насыпают в кювету с основой из тонкой полипропиленовой пленки, кювету помещают в карусель, рассчитанную на 16 образцов. Предел обнаружения элементов в порошковых пробах составляет $\approx n \cdot 10^{-4}\%$. Диапазон определяемых концентраций от 0,0001% до 100%.

При анализе жидкостей пробу объемом 20-100 мкл наносят микродозатором на тонкую полипропиленовую плёнку и высушивают. Анализируют сухой осадок, образующийся после высыхания капли исходного раствора. Для количественного расчета концентраций определяемых элементов применяют метод внутреннего стандарта. В качестве стандарта используют рубидий. Естественное концентрирование образца при высыхании; измерение в тонких слоях существенно уменьшающее фон рассеянного излучения; оптимальная сближенная геометрия измерений приводят к значительному улучшению чувствительности анализа. Предел обнаружения элементов в жидкостях составляет $\approx n \cdot 10^{-7}\%$.

Широкое применение нашел прибор для решения различных геммологических задач (элементный анализ ограненных кристаллов различной формы без их разрушения и др.). Благодаря большой светосиле удается анализировать образцы очень малых размеров до 0,1 мм.

Литература

1. Толоконников И.А. Энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный анализатор состава вещества РеСПЕКТ // Атомная энергия. – 2003. – Т. 95. – Вып. 1. – С 69-70.
2. Гурвич М.Ю. Современные методы исследования минералов горных пород и руд : учебное пособие. – М. : РГГРУ, 2009. – 143 с.

РАЗРАБОТКА ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВ ДЛЯ СОЗДАНИЯ МЕТОДА ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ОСНОВЕ БЕСКОНТАКТНОГО ОБНАРУЖЕНИЯ СИГНАЛОВ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ С БОРТА ЛЕТАТЕЛЬНОГО АППАРАТА

Добрынин С.И., Бобровников Л.З.

sd@ingeotech.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Актуальность работы продиктована необходимостью развития критических технологий поисков и разведки МПИ в малоизученной области использования естественных электромагнитных полей (ЕЭМП), генерируемых без целевого внешнего воздействия искусственными полями, что создает перспективы дальнейшего совершенствования методов и повышения эффективности поисков МПИ, а также минимизации экологического воздействия аппаратуры разведочной геофизики.

Электропроводность верхних слоев Земли может быть измерена с борта наземных подвижных объектов многими различными способами, каждый из которых имеет свои недостатки, ограничивающие их применение в тех или иных условиях, такие как необходимость в источнике большой мощности для питания генераторного устройства, наличие транспортной базы внушительных габаритов и массы, применение нескольких носителей, что ограничивает возможность маневрирования и скорость перемещения, влияние на работу комплекса рельефа местности, погодных условий и т.п. Тогда как способ, основанный на изучении ЕЭМП с борта летательного аппарата, представляется наиболее перспективным в силу своей автономности и малой зависимости от многих внешних факторов.

К ЕЭМП Земли относятся ЭМП, связанные с токовыми вихрями, возникающими в ионосфере при воздействии на нее потока заряженных частиц, излучаемых Солнцем, а также полей, источником которых являются атмосферные разряды (мировые грозы). При этом в результате распространения в естественном волноводе "проводящая поверхность Земли – проводящие слои ионосферы" происходит переформирование пространственной структуры электромагнитных волн молниевых разрядов таким образом, что в дальних зонах преобладающими становятся горизонтальные магнитные компоненты, а вертикальная магнитная компонента становится весьма малой и практически однозначно зависит от величины электропроводности геоэлектрического разреза в точке наблюдения, что обуславливает возможность её использования для измерения электропроводности верхних слоев Земли в интересах обнаружения аномалий типа "залежь".

Измерения электропроводности бесконтактным способом с борта движущегося летательного аппарата можно выполнять с использованием переменных ЭМП, изменяющихся достаточно быстро – с периодами в десятые-сотые доли секунды и меньше, в соответствии с этим в диапазон таких измерений и попадают ЕЭМП, причиной которых являются, преимущественно, молниевые разряды отдаленных гроз.

- В результате выполненных исследований получены следующие научные результаты:
- изучены спектры электромагнитных полей молниевых электрических разрядов;
 - выбраны основные информационные параметры электромагнитных полей молниевых разрядов, позволяющие судить о степени электропроводности горных и осадочных пород в точке наблюдения и ее пространственном изменении – при изменениях, выполняемых вдоль профиля наблюдения;
 - предложены структурные схемы измерительной аппаратуры, позволяющей проводить электроразведочные работы в ЕЭМП электрических молниевых разрядов.

Практическая ценность работы связана с повышением эффективности проведения поисково-разведочных работ и одновременной минимизацией затрат на использование дорогостоящей геологоразведочной техники, повышением достоверности определения мест

заложения разведочных скважин. Использование летательных аппаратов в качестве транспортной платформы аппаратно-программного комплекса (АПК) позволит минимизировать ключевое влияние на проведение работ таких факторов, как пересеченный или горный рельеф, полевые условия, осложненные наличием водоемов или заболоченных участков, населенных пунктов и пр. В качестве транспортной платформы АПК предполагается применение дирижабля. Выбор обусловлен его относительно низкой стоимостью, высокой технологичностью и эксплуатационными качествами, среди которых – возможность беспилотного управления, широкого варьирования высотой и скоростью перемещения, гибкого маневрирования, эксплуатации на предельно малых высотах, а также экологичность.

При разработке комплекса существенное внимание необходимо уделить минимизации энергопотребления, а также массогабаритных параметров. В конечном счете, указанные характеристики оказываются очень существенными как для стоимости производства АПК, так и для снижения расходов на логистику, развертывание системы, ТО и ремонт, замену элементов питания в ходе выполнения работ.

Результаты работы могут быть использованы в интересах геологоразведочной отрасли для решения комплекса актуальных задач рационального природопользования, среди которых:

- сокращение сроков обнаружения и оконтуривания залежей полезных ископаемых;
- уменьшение числа непродуктивных поисковых скважин в 3-4 раза;
- экономия финансовых затрат на разведочное бурение;
- оптимизация схем разведочного и эксплуатационного бурения;
- детектирование залежей в ранее недоступных областях, например, подо льдами Северного Ледовитого океана, в труднопроходимых районах Восточной Сибири и т.п.;
- мониторинг остаточных запасов при эксплуатации месторождений;
- снижение уровня загрязнения окружающей среды за счет сокращения общего числа скважин на единицу площади и общего количества буровой и поисковой техники.

Поскольку аналогичная система в настоящее время на рынке отсутствует, на практике используются принципиально разные виды регистрирующего оборудования, что значительно влияет на целостность получаемых данных. Бесконтактный характер системы позволит качественно снизить стоимость полевых работ. Принципиальное значение для уменьшения дорогостоящего времени работы разведочной партии имеет возможность контроля качества данных в реальном времени. По сравнению с другими системами, создаваемое техническое решение характеризуется меньшим воздействием на природную среду. Масштабность применения результатов обусловлена значительной площадью территорий России и сопредельных стран, подлежащих тщательному исследованию в интересах развития минерально-сырьевого комплекса. В настоящее время работы на таких территориях зачастую ведутся с применением импортного оборудования. Продукт, на создание которого направлены результаты работы, имеет значительный импортозамещающий и экспортный потенциал.

Другая значительная область применения разрабатываемой системы – мониторинг остаточных запасов эксплуатируемых месторождений. Особенности создаваемой методики, в частности её бесконтактный характер, позволяют эффективно использовать пассивные методы мониторинга без вмешательства в текущий процесс эксплуатации МПИ.

Проведенные в рамках работы исследования определяют перспективное направление дальнейших исследований в области изучения возникновения ЕЭМП, связанных с ними феноменов, а также возможности их эффективного использования для создания инновационных геофизических методов поисков и детального изучения МПИ с борта летательного аппарата в пилотируемом и в беспилотном вариантах.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ρ -ЭФФЕКТА ПРИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЯХ

Каринский А.Д., Даев Д.С., Красносельских А.А., Мазитова И.К.

akarinski@mail.ru, ddaev@mail.ru, andrey.krasnoselskikh@gmail.com, kamilovn@yandex.ru,

Российский государственный геологоразведочный университет

им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В посвящённой магнитотеллурическим зондированиям (МТЗ) монографии М.Н. Бердичевского и В.И. Дмитриева [2] ρ (Rho)-эффектом названы искажения результатов МТЗ, обусловленные мелкими приповерхностными объектами, отличающимися от вмещающей среды по удельному электрическому сопротивлению ρ . Проблемы при математическом моделировании ρ -эффекта связаны с тем, что такое моделирование требует численного решения трёхмерных прямых задач электродинамики.

В работе [4] нами были приведены результаты моделирования ρ -эффекта в методе МТЗ для случая, когда имеющий изометричную форму и малые размеры объект ΔV расположен в верхнем слое горизонтально-слоистой модели проводящего полупространства. На том этапе исследований мы ограничились случаем, когда (в отсутствии объекта ΔV) гармонически меняющееся электромагнитное (ЭМ) поле – линейно поляризовано, а модель проводящего полупространства – двухслойная. В этом докладе приведены результаты моделирования для двухслойной и трёхслойной моделей проводящего полупространства.

Применённый нами метод моделирования основан на следующем. В работе [3] была обоснована методика приближённого расчёта ЭМ поля, обусловленного присутствием имеющего малые размеры объекта ΔV в форме шара, отличающегося от вмещающей его среды по ρ , диэлектрической проницаемости ϵ и магнитной проницаемости μ . При однородном в пределах ΔV первичном ЭМ поле вторичное поле можно представить как сумму полей переменных электрического и магнитного диполей с центрами в центре объекта ΔV . В немагнитной среде момент магнитного диполя равен нулю, а при применяемом в методе МТЗ квазистационарном приближении ЭМ поля момент электрического диполя зависит лишь от одного электромагнитного параметра модели среды – удельного электрического сопротивления ρ объекта ΔV и вмещающей его среды.

Как известно, в методе МТЗ для измерения горизонтальных компонент E_x , E_y электрического поля \mathbf{E} применяют приёмные линии MN . Для определения горизонтальных компонент H_x , H_y и вертикальной составляющей H_z магнитного поля \mathbf{H} служат индукционные датчики. По результатам измерений получают зависимости компонент тензора импеданса и кажущегося удельного электрического сопротивления ρ_T от квадратного корня из периода колебаний $T=1/f$, где f – частота колебаний.

При математическом моделировании ρ -эффекта в методе магнитотеллурических зондирования нами были приняты следующие допущения. В отсутствие объекта ΔV нормальное ЭМ поле – гармонически меняющееся и линейно-поляризованное. В конечных по мощности пластах горизонтально – слоистой модели среды это поле – сумма проходящих и отражённых волн. Обусловленное присутствием объекта ΔV аномальное ЭМ поле – это поле переменного электрического диполя, момент которого зависит от радиуса объекта, удельных электрических сопротивлений объекта и вмещающей его среды а также от электрической составляющей нормального ЭМ поля в центре ΔV .

В докладе приведены математические выражения, послужившие для моделирования ρ -эффекта в методе МТЗ, и результаты моделирования. На основе проведенных исследований можно сделать следующие основные выводы.

1). Полученные нами результаты моделирования согласуются с приведенными в работах М.Н. Бердичевского и других учёных, занимавшихся разработкой теории и методики интерпретации результатов МТЗ, выводами о том, что влияние, оказываемое приповерхностными локальными объектами на измеряемые в методе МТЗ характеристики электрического поля, имеет преимущественно гальваническую (кулонову) природу. При тех моделях

среды и нормального ЭМ поля, которые мы применяли при численных расчётах, относительное влияние объекта ΔV на электрическую составляющую ЭМ поля и кажущееся удельное электрическое сопротивление ρ_T практически не зависит от частоты. В соответствии с обоснованным в работе Л.М. Альпина [1] подходом, источниками аномального поля \mathbf{E} являются индуцированные на границе объекта ΔV (а также – на горизонтальных границах) поверхностные заряды в виде простых слоёв.

2). Показано, что имеющая индукционную природу вертикальная компонента H_z магнитной составляющей ЭМ поля может испытывать существенное влияние локального объекта ΔV и влияние это растёт с увеличением частоты f . Об этом свидетельствуют приведенные в докладе частотные зависимости отношений амплитуд $|H_z|/|H_y|$ компонент H_z и H_y магнитного поля. Такие зависимости могут не только быть критерием того, что на результаты МТЗ оказывают влияние локальные объекты ΔV , но также послужить для (независимой от результатов измерений характеристик электрического поля \mathbf{E}) оценки соотношения удельных электрических сопротивлений слоёв с горизонтальными границами.

Приведём также наше мнение по физическому истолкованию того явления, которое в монографии [2] получило название ρ -эффект. При этом следует принять во внимание I и II уравнения Максвелла. В квазистационарном приближении в немагнитной среде:

$$\text{I. rot } \mathbf{H} = \mathbf{j} = \mathbf{E} / \rho, \quad \text{II. rot } \mathbf{E} = -\mu_0 (\partial \mathbf{H} / \partial t) = i \omega \mu_0 \mathbf{H}, \quad (1)$$

где $i = \sqrt{-1}$ – мнимая единица, $\omega = 2\pi f$ – круговая частота, t – время, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$, Гн/м – магнитная постоянная. Последнее равенство во II уравнении в (1) справедливо для гармонически меняющегося поля при применении комплексной записи и временном факторе $\exp(-i\omega t)$.

1). Индуцированные (из-за присутствия объекта ΔV) на границах поверхностные электрические заряды создают аномальную кулонову составляющую поля \mathbf{E} .

2). В соответствии с законом Ома в дифференциальной форме $\mathbf{j} = \mathbf{E} / \rho$, в проводящей среде этой составляющей поля \mathbf{E} обусловлен аномальный электрический ток с вектором плотности тока \mathbf{j} .

3). По I уравнению в (1) этот электрический ток порождает вихревое магнитное поле \mathbf{H} .

4). Согласно уравнению II в (1) это переменное магнитное поле \mathbf{H} возбуждает вихревое электрическое поле \mathbf{E} .

5) В свою очередь это поле \mathbf{E} создаёт в проводящей среде вихревые электрические токи, плотность которых зависит от удельных электрических сопротивлений различных областей среды. Эти токи возбуждают магнитное поле \mathbf{H} , с производной и т. д.

6) Из сказанного следует, что частота f не оказывает значительного влияния на электрическую составляющую \mathbf{E} аномального поля, обусловленного присутствием объекта dV , но магнитная составляющая \mathbf{H} этого поля растёт с увеличением частоты. При применённой нами модели среды наиболее "чувствительной" к присутствию локальной приповерхностной неоднородности dV в методе МТЗ является компонента H_z магнитного поля.

Литература

1. Альпин Л.М. Источники поля в теории электроразведки // Прикладная геофизика : сборник статей, выпуск 3. – Гостоптехиздат, 1947. – С. 56–100.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. – М. : Научный мир, 2009. – 680 с.
3. Каринский А.Д., Даев Д.С. Об областях пространства, существенно влияющих на результаты измерений в электромагнитных методах // Геофизика. Научно-технический журнал. – 2012. – № 6. – С. 42–53.
4. Каринский А.Д., Даев Д.С., Красносельских А.А., Мазитова И.К. Математическое моделирование влияния приповерхностных локальных неоднородностей на результаты магнитотеллурических зондирований // Геофизика. Научно-технический журнал. – 2014. – № 6. – С. 65–73.

ЛАБОРАТОРНОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИПОЛЬНЫХ ЗОНДОВ КАРОТАЖА КС С ЦЕЛЬЮ ОБОСНОВАНИЯ МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД

¹Каринский А.Д., ²Кауркин М.Д.

¹akarinski@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия;

²kaurkin_m@mail.ru, Открытое акционерное общество «31 Государственный
проектный институт специального строительства», ОАО «31 ГПИСС», Москва, Россия

Анизотропия по удельному электрическому сопротивлению ρ присуща многим горным породам. В частности, анизотропия свойственна многим осадочным горным породам. Это связано с особенностями формирования осадочных пород, обычно сопровождающегося многократными изменениями режима осадконакопления с соответствующими изменениями состава и дисперсности материала осадков. Такой процесс часто приводит к формированию слоистой или тонкослоистой структуры осадочных толщ и анизотропии их физических параметров. У терригенных осадочных горных пород, которые могут быть коллекторами нефти и газа, анизотропия обычно обусловлена чередованием различающихся по литологии прослоев, например, алевролитов и аргиллитов.

Обычно применяемой в геофизике для анизотропных горных пород моделью среды является среда с осевой анизотропией. Удельное электрическое сопротивление ρ такой среды характеризуют два значения: ρ_n по оси анизотропии n (ориентированной по нормали к напластованию тонкослоистых пород) и ρ_t по любому, ортогональному этой оси, направлению t . Коэффициент анизотропии $\lambda = \sqrt{\rho_n/\rho_t}$.

Для определения наиболее значимых для практики характеристик анизотропных пластов-коллекторов, например, характера их насыщения, проницаемости пластов, параметр ρ_n является более информативным, чем ρ_t . Однако, при субгоризонтальном залегании пластов и прослоев, слагающих терригенные осадочные породы-коллекторы, результаты применяемых при геофизических исследованиях скважин электрических и электромагнитных методов (каротаж КС, ИК, ВИКИЗ и др.) в вертикальных скважинах зависят, в основном, от параметра ρ_t . Это не позволяет получить по данным ГИС информацию о параметрах ρ_n и λ пройденных скважиной анизотропных пластов-коллекторов. Поэтому разработка методов ГИС, по результатам которых можно определить значения ρ_n или λ пройденных скважиной пластов, является задачей, важной не только для развития теории методов каротажа КС, но и для практики – определения параметров пластов при поисках и разведке месторождений углеводородов.

В методах сопротивления электроразведки применяют два типа дипольных установок. Это – дипольно-осевые и дипольно-экваториальные установки. Дипольные зонды не нашли широкого применения при геофизических исследованиях скважин. Однако перспективность применения дипольных зондов для изучения геологического разреза была отмечена в работах известных учёных – геофизиков. У дипольных зондов, как и в наземной электроразведке, расстояния между питающими электродами A, B и измерительными электродами M, N – много меньше, чем расстояние между центрами "отрезков прямых" (линий) AB и MN . У дипольно-осевого зонда (ДОЗ) электроды A, B, M, N лежат на одной прямой, например, на оси скважины. У дипольно-экваториального зонда (ДЭЗ) расположенные в скважине линии AB и MN – взаимно параллельны и ортогональны оси скважины.

Решения прямых задач теории стационарного электрического поля E для модели безграничной однородной анизотропной среды показали следующее. При ориентации потенциал-зонда, градиент-зонда (а также – ДОЗ) по оси анизотропии n (в соответствии с парадоксом анизотропии) определяемое по результатам измерений с такими зондами кажущееся удельное электрическое сопротивление $\rho_k = \rho_t$. Если же по оси анизотропии (безграничной

однородной среды) ориентирован ДЭЗ, то определяемое по результатам измерений с таким зондом кажущееся удельное электрическое сопротивление

$$\rho_k^{\text{ДЭЗ}} = \rho_t / \lambda^2. \quad (1)$$

То есть, при указанных выше условиях $\rho_k^{\text{ДЭЗ}}$ в λ^2 раз меньше, чем ρ_t , $\rho_k^{\text{ДОЗ}}$, а также значения ρ_k , для ориентированных по оси анизотропии потенциал-зонда или градиент-зонда. Это дало основания предположить, что совместная обработка полученных в вертикальных скважинах результатов измерений с ДЭЗ и данных стандартных зондов каротажа КС (либо ИК, ВИКИЗ) может позволить определить коэффициент анизотропии λ горных пород, а также – поперечное удельное электрическое сопротивление $\rho_n = \lambda^2 \cdot \rho_t$.

Для дипольно-осевого зонда мы могли сопоставить результаты лабораторных экспериментов с данными математического моделирования. Математическое моделирование для ДОЗ было проведено на основе численного решения соответствующей 2D-прямой задачи методами конечных разностей [1]. Сравнение результатов лабораторного и математического моделирования для ДОЗ способствовало выявлению и устранению влияния некоторых помех, оказывавших влияние на результаты лабораторного моделирования, и принять меры по их устранению [2]. Кроме того, сравнение результатов лабораторного моделирования с данными математического моделирования для ДОЗ при разных значениях ρ_t и λ послужило для определения параметра ρ_t модели пласта по полученными с ДОЗ результатами лабораторных измерений.

Для того чтобы получить расчётные материалы, количественно определяющие влияние параметров пройденного скважиной анизотропного пласта на результаты измерений с ДЭЗ, было найдено аналитическое решение 3D- прямой задачи теории стационарного электрического поля E для 1D- модели среды "скважина – анизотропный пласт неограниченной мощности". Это решение имеет вид несобственных интегралов в смысле главного значения. Подынтегральные функции – бесконечные ряды. Члены этих рядов содержат модифицированные функции Бесселя первого и второго рода: I_m , K_m целого порядка m , а также – тригонометрические функции. Главной проблемой, конечно, было не нахождение решения прямой задачи, а разработка алгоритмов расчётов и программ для компьютера, которые позволили бы проводить математическое моделирование на основе полученного решения. Проблемы эти удалось преодолеть, пока для того (практически значимого) случая, когда токовые и измерительные электроды расположены на границе скважины.

В докладе приведены данные, полученные нами при лабораторном и математическом моделировании дипольных зондов каротажа КС. Представлены результаты лабораторных экспериментов для модели пройденного скважиной пласта, имевшей специальную обработку перед измерениями. На основе решения 3D – прямой задачи для модели пройденного скважиной анизотропного пласта при его неограниченной мощности установлены особенности влияния параметров скважины и окружающей её анизотропной среды на $\rho_k^{\text{ДЭЗ}}$. Получены номограммы для определения значений коэффициента анизотропии λ и $\rho_n = \lambda^2 \cdot \rho_t$ по величинам $\rho_k^{\text{ДЭЗ}}$ и данным других методов каротажа скважин. Возможность применения такого подхода показана на примере обработки результатов измерений, полученных при лабораторном моделировании.

Литература

1. Каринский А.Д. Численное решение осесимметричных прямых задач теории электромагнитного каротажа для анизотропных моделей среды методами конечных разностей // Журнал ЕАГО, «Геофизика». – 2006. – № 5. – С. 28-30, 35-39.
2. Каринский А.Д., Кауркин М.Д. Математическое и лабораторное моделирование дипольных зондов каротажа КС в изотропных и анизотропных моделях среды // Журнал ЕАГО «Геофизика» . – 2013. – № 4. – С. 36-42.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЗОНДОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА С ТОРОИДАЛЬНЫМИ АНТЕННАМИ И ДИПОЛЬНО-ОСЕВЫХ ЗОНДОВ КАРОТАЖА КС

Кауркин М.Д.

kaurkin_m@mail.ru, Акционерное общество «31 Государственный проектный институт
специального строительства», АО «31 ГПИСС», Москва, Россия

При электрических и электромагнитных исследованиях скважин применяют различные возбудители поля и датчики. Простейшими из них являются токовые и измерительные электроды или электрические диполи и переменные магнитные диполи. В последние годы наблюдается повышенный интерес к возможности применения при электромагнитном каротаже скважин зондов с генераторными и измерительными тороидальными антеннами (замкнутыми соленоидами). В частности можно отметить патенты полученные рядом зарубежных учёных [Hans-Martin Maurer, David R. Beard, Rashid W. Khokar, 2010 г.], [Robert A Moore, 2009 г.] на изобретения, связанные с применением зондов с тороидальными антеннами при каротаже в процессе бурения скважин (LWD- logging while drilling). Теоретические исследования показали, что применение таких зондов может быть перспективным для определения электрических параметров, пройденных скважиной горных пород, в частности, параметров анизотропных пластов.

В методах электроразведки применяют различные установки, в том числе и дипольные, которые состоят из питающего и приемного электрических диполей. Различают дипольно-осевые и дипольно-экваториальные установки. Возможность применения таких установок при электрических зондированиях была обоснована в работах Л.М. Альпина [1, 2]. По расположению питающих и измерительных электродов дипольные зонды схожи с дипольными установками, применяемыми в электроразведке. Напомним, что у дипольных зондов, расстояния между питающими электродами A , B и измерительными электродами M , N много меньше, чем расстояние между центрами отрезков AB и MN .

Идея применения дипольных зондов для каротажа скважин была выдвинута давно, однако широкого распространения она не получила. В частности, В. Н. Дахнов [3] указывал на высокую расчленяющую способность дипольно-осевых зондов и на их недостаточную изученность.

Теоретические исследования, проведенные А.Д. Каринским показали, что, при расположении генераторной и приёмной тороидальных антенн (малых размеров) в изотропной скважине, влияние, оказываемое параметрами окружающей скважину среды, на результаты измерений, идентично тому влиянию, которое бы такая среда оказывала на расположенный в скважине зонд, состоящий из (имеющих соответствующую ориентацию) генераторного и измерительного электрических диполей. Зонды, в которых применяются тороидальные антенны, имеют одно важное преимущество, размеры таких зондов могут быть намного меньше, чем длины генераторного электрического диполя AB или измерительного диполя MN . Исходя из выше сказанного, зонды с тороидальными антеннами могут обеспечить более высокую вертикальную разрешающую способность, а также возможность создания зондов с разной ориентированностью приемных и генерирующих антенн.

В последнее время автором доклада проводились работы по лабораторному моделированию зондов с тороидальными антеннами и с электрическими диполями [4, 5, 6]. Для физического моделирования были созданы несколько лабораторных установок, включающих модель среды и макеты нескольких зондов электрического и электромагнитного каротажа. Лабораторная модель среды в свою очередь состояла из модели пласта и моделей вмещающих пласт пород. Модели вмещающих пласт пород имели форму прямых круговых цилиндров, ограниченных слоем оргстекла, либо – воздуха (в верхних частях моделей). Цилиндры были заполнены водными растворами соли (водой). В средней части лабораторной модели среды расположена модель пройденного скважиной пласта. Внешний радиус

модели пласта и вмещающих пород был равен ограничивающему модель среды в радиальном направлении изолятору, а внутренний – радиусу модели скважины.

Для лабораторных моделей среды были изготовлены модели изотропных и анизотропных пластов из чередующихся тонких слоев материалов с разным удельным электрическим сопротивлением с (картон, оргстекло, алюминий). При лабораторном моделировании, модель пласта, изготовленная из слоев оргстекла, соответствовала пласту высокого удельного электрического сопротивления. Для моделирования пласта с низким удельным электрическим сопротивлением были применены слои алюминия. Модель пласта, которая состояла из слоев картона (пропитанных водой), соответствовала случаю слабоанизотропного пласта.

Кроме лабораторных моделей среды были созданы макеты нескольких, имеющих различную конструкцию, зондов электрического и электромагнитного каротажа:

1) "осевой зонд" с тороидальными антеннами (ТОЗ), у которого оси генераторной и измерительной антенн лежат на оси модели среды;

2) дипольно-осевой зонд (ДОЗ) каротажа КС с короткими генераторной линией AB , и измерительной линией MN , лежащими на оси модели среды.

В докладе представлены новые результаты лабораторного моделирования осевых зондов с тороидальными антеннами и дипольно-осевых зондов. В ходе проведения лабораторного моделирования были выявлены некоторые факторы, оказывающие существенное влияние на результаты измерений, среди которых:

- наличие высокого уровня электромагнитных помех;
- влияние корпуса лабораторной установки;
- изменение структуры слоев картона в результате длительного пребывания в водном растворе солей.

Для устранения этих факторов были приняты необходимые меры, позволившие снизить, а в некоторых случаях практически полностью исключить негативное влияние.

На основании сопоставления результатов лабораторного моделирования полученных осевым зондом с тороидальными антеннами и дипольно-осевым зондом в различных моделях пластов, можно сделать вывод о том, что при расположении зондов в скважине параметры окружающей скважину среды оказывают одинаковое влияние на результаты измерений.

Литература

1. Альпин Л.М. Дипольные электрические зондирования // Разведка недр. – 1941. – № 1.
2. Альпин Л.М. Теория дипольных зондирований. – Гостоптехиздат, 1950.
3. Дахнов В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. – М.: «Недра», 1972. – 368 с.
4. Каринский А.Д., Кауркин М.Д. Математическое и лабораторное моделирование дипольных зондов каротажа КС в изотропных и анизотропных моделях среды // Журнал ЕАГО «Геофизика». – 2013. – № 4. – С. 36-42.
5. Кауркин М.Д. Лабораторное моделирование зонда электромагнитного каротажа с тороидальными антеннами с целью экспериментальной проверки возможности применения таких зондов при геофизических исследованиях скважин // V всероссийская научно-практическая конференция «Геология в развивающемся мире»: материалы конференции. – 2012. – Том 1. – С. 190.
6. Кауркин М.Д., Новиков П.В. Лабораторное моделирование зондов электромагнитного каротажа с тороидальными антеннами // X Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады. – М., 2011. – Том 2. – С. 28.

ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НОВОГО ЗОНДА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА, ПРЕДНАЗНАЧЕННОГО ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Красносельских А.А.

Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Автор доклада проводит экспериментальные исследования по изучению возможности определения электрической анизотропии горных пород электромагнитными методами с помощью измерений в скважинах зондом новой конструкции. Новизна его заключается в следующем. Первичное электромагнитное (ЭМ) поле, как в индукционном каротаже, возбуждает питаемая гармонически меняющимся током I генераторная катушка (переменный магнитный диполь), а измеряемой величиной является напряжение электрического поля в линии MN , перпендикулярной оси зонда.

В работах А.Д. Каринского [1, 2, 3] дано обоснование физическим предпосылкам для подобного рода измерений. В случае квазистационарного приближения электромагнитного поля электрические параметры анизотропной среды характеризуются парой значений электропроводности: σ_n – по оси анизотропии и σ_t – в любом нормальном к этой оси направлении. Волновые числа определяют выражения $k_t = (i\omega\mu_0\sigma_t)^{1/2}$, $k_n = (i\omega\mu_0\sigma_n)^{1/2}$, где $i = (-1)^{1/2}$, ω – круговая частота, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – магнитная постоянная. Такую среду можно также охарактеризовать двумя значениями удельного электрического сопротивления: $\rho_n = 1/\sigma_n$, $\rho_t = 1/\sigma_t$ и коэффициентом анизотропии

$$\lambda = k_t / k_n = \sqrt{\sigma_t / \sigma_n} = \sqrt{\rho_n / \rho_t}.$$

Пусть зонд длиной L расположен в однородной анизотропной среде. Зонд состоит из генераторной катушки с магнитным моментом \mathbf{M} и короткой приёмной электрической линии с электродами M и N , которая перпендикулярна оси зонда и ориентирована по оси Y . При этом напряжение электрического поля в линии MN зависит от компоненты E_y этого поля. В случае, когда угол α между осью зонда и осью анизотропии отличается от нуля ($\alpha \neq 0$) и выполняются условия квазистационарности поля, в ближней зоне действительную и мнимую части y -компоненты E_y напряженности электрического поля \mathbf{E} на оси магнитного диполя определяют следующие выражения:

$$\operatorname{Re} E_y = \frac{M}{4\pi} \operatorname{ctg} \alpha \frac{\omega^2 \mu_0^2}{2} \sigma_t \left(\frac{\sqrt{\sin^2 \alpha + \lambda^2 \cos^2 \alpha}}{\lambda} - 1 \right);$$
$$\operatorname{Im} E_y = \frac{M}{4\pi} \operatorname{ctg} \alpha \frac{\omega \mu_0}{L^2} \left(\frac{\lambda}{\sqrt{\sin^2 \alpha + \lambda^2 \cos^2 \alpha}} - 1 \right).$$

Согласно этим выражениям меняющаяся синхронно с током I компонента $\operatorname{Re} E_y$ электрического поля зависит от параметров σ_t и λ . Запаздывающая по фазе относительно I на $\pi/2$ компонента $\operatorname{Im} E_y$ зависит от параметра λ . Этому можно дать следующее физическое истолкование. Замкнутый сторонний электрический ток I (магнитный диполь) возбуждает по закону Био-Савара не зависящее от электрических параметров среды и меняющееся синхронно с током I переменное магнитное поле, которое (в индукционных методах геофизики) называется первичным. Это поле по закону электромагнитной индукции возбуждает «первичное» вихревое электрическое поле, запаздывающее по фазе относительно I на $\pi/2$. При $|k|L \ll 1$, в ближней зоне, $\operatorname{Im} E_y$ – компонента этого электрического поля, которое в изотропной среде не зависит от удельной электропроводности σ . От величины σ зависит плотность токов, существующих в проводящей среде, под действием электрического поля, а также их вторичное магнитное поле. Но анизотропная среда, в зависимости от направления

момента M , а также от величины коэффициента анизотропии λ поляризуется первичным электрическим полем. При $\lambda \neq 1$ в среде могут существовать объёмные электрические заряды. И фактически в анизотропной среде, в ближней зоне $\text{Im}E_y$ – это компонента суммарного поля E – суммы первичного электрического поля и поля тех индуцированных в анизотропной среде зарядов, изменение которых со временем запаздывает по фазе относительно тока I на $\pi/2$.

Таким образом, компонента $\text{Im}E_y$ (в отличие от компоненты $\text{Re}E_y$) в ближней зоне зависит только от коэффициента анизотропии λ , и больше ни от каких других параметров среды. Отметим, что, как показали результаты численных расчётов, при выполнении определённых условий для амплитуд $|\text{Re}E_y|$, $|\text{Im}E_y|$ составляющих $\text{Re}E_y$, $\text{Im}E_y$ справедливо неравенство: $|\text{Re}E_y| \ll |\text{Im}E_y|$. При этом $|\text{Im}E_y| \approx |E_y|$, где $|E_y|$ амплитуда компоненты E_y .

Теоретически обоснованные особенности влияния параметров анизотропной среды на электрическое поле переменного магнитного диполя послужили основанием для проведения лабораторного моделирования зонда электромагнитного каротажа новой конструкции.

Лабораторная модель зонда представляет собой пластиковую трубку диаметром 16 мм, в нижней части которого закреплена многовитковая катушка, а в верхней – четыре электрода, образующих две пары – MN и $M'N'$. Катушка выполнена из медного провода диаметром 0.33 мм и расположена на ферритовом сердечнике из материала, позволяющего работать при частотах 10-100 кГц. Электроды каждой из измерительных линий находятся друг от друга на расстоянии 19 мм, представляют собой полусферы диаметром 4 мм, материал – свинец. Расстояние между центром генераторной катушки и серединами электрических измерительных линий с электродами MN и $M'N'$ составляет 95 мм. Зонд соединен с генераторным и измерительным блоками при помощи коаксиальных кабелей для лучшей помехозащищённости. Генераторный блок состоит из функционального генератора сигнала синусоидальной формы и колебательного контура, настраиваемого на резонанс при заданной индуктивности генераторной катушки в зонде и необходимой частоте. Измерение параметров входящего сигнала происходит с помощью цифрового осциллографа.

На данном этапе исследований лабораторная модель пройденного наклонной скважиной пласта с горизонтальными границами была сконструирована из картона. Вмещающую пласт среду и скважину в модели имитировала вода. Лабораторное моделирование производится в пластиковом баке объемом 120 л, диаметр равен 450 мм, высота – 850 мм. Бак заполнен водопроводной водой, удельное электрическое сопротивление которой при 20°C равно 30 Ом·м. На небольшой подставке (материал древесина) примерно на уровне середины бака лежат уложенные друг на друга слои картона по форме отвечающие сечению бака. Толщина одного слоя картона составляет 4 мм, общее число слоев – 35. В представленной модели вода играет роль вмещающих пород с низким удельным электрическим сопротивлением, а картон – слабо-анизотропный пласт с более высоким, чем у вмещающей пласт среды, удельным электрическим сопротивлением. Через все слои картона просверлено отверстие диаметром 20 мм под углом 30 градусов к нормали напластования.

В докладе представлены результаты лабораторного моделирования описанного выше зонда электромагнитного каротажа.

Литература

1. Каринский А.Д. Физические предпосылки измерения различных компонент поля в электромагнитном каротаже при изучении анизотропии пластов // Геофизика. – 2002. – №4. – С. 15-23.
2. Каринский А.Д. Влияние анизотропии пластов на компоненты поля на оси переменного магнитного диполя : тезисы доклада // Новые идеи в науках о Земле : мат-лы VI Международн. конф. – М., 2003. – Том 2. – С. 356.
3. Karinski A.. Physical preconditions of different field components measurement at electromagnetic logging for anisotropy parameters estimation // UGM, Ruerto Vallarta, Mexico, 5-10 November. 2001.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ МЕЖСКВАЖИННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ В ВЕНТИЛЯЦИОННОМ СТВОЛЕ МЕТРОПОЛИТЕНА

Лозовский И.Н., Чуркин А.А.
piles@aiqeos.ru, ООО «ЭГЕОС», Россия, Москва

На сооружении вентиляционного ствола Московского метрополитена были проведены геофизические исследования с целью определения мест нарушения сплошности ограждающей конструкции из буросекущихся свай. Работы производились методом межскважинного электрического профилирования.

Сооружение ствола в толще неустойчивых обводненных грунтов было произведено под защитой ограждающей конструкции из буросекущихся бетонных свай диаметром 1000 мм. На момент проведения геофизических работ в стволе на глубине 22 м была устроена бетонная плита толщиной 1.5 м. Ниже плиты находился предполагаемый разрыв ограждающей конструкции. Согласно инженерно-геологическому разрезу на этой глубине залегают обводненные мелкие пески, ниже в непосредственной близости находится кровля юрских глин.

Геофизические исследования были выполнены модификацией метода сопротивлений – методом межскважинного электрического профилирования. К методу сопротивлений относятся модификации электроразведки, теория которых основана на изучении распределения поля постоянного электрического тока в проводящих средах от искусственных источников с известными параметрами. В основе метода исследований лежит зависимость распределения электрического поля, наблюдаемого на пикетах измерений, от удельного электрического сопротивления объектов исследований. Ценность полученных результатов обусловлена специфичностью поставленной задачи и условий, в которых производились полевые работы.

Электрическое поле создается с помощью тока I заданной силы и частоты, стекающего с питающих электродов, подключенных к клеммам генератора электрического тока. Напряженность возникающего в грунте электрического поля можно исследовать, измеряя с помощью милливольтметра (измерителя) разность потенциалов ΔU между любыми двумя точками пространства, в которые устанавливают измерительные электроды. Плотность тока увеличивается в районе проводящих объектов и уменьшается при обтекании током высокоомных объектов.

Для проведения геофизических исследований в бетонной плите, изолировавшей заполненную влажными песками часть вентиляционного ствола, по периметру ствола были устроены 12 отверстий, удаленные в радиальном направлении на расстояние 1.75 м от центра плиты. Отверстия были устроены через каждые 30 градусов окружности с центром, совпадающим с геометрическим центром плиты. Расстояние между электродами составило 0.9–1.1 м. Через эти отверстия в водонасыщенный песок на глубину 1.9 м ниже поверхности плиты были погружены измерительные электроды. Измерительные электроды представляли собой диэлектрические стержни с закрепленной на нижнем конце медной трубкой.

В центре плиты было устроено отверстие диаметром 40 мм. Через отверстие в грунт на глубину 2 м ниже поверхности плиты был погружен первый питающий электрод, по конструкции аналогичный измерительным электродам. На поверхности стройплощадки на расстоянии 2 м от тубингов на глубину 2 м был погружен второй питающий электрод – стальная труба. Питающие электроды с помощью питающего кабеля были соединены с клеммами генератора электрического тока.

При проведении испытаний для измерения разности потенциалов между измерительными электродами использовался измеритель «МЭРИ-24» фирмы ООО «Северо-Запад». Для возбуждения в земле стабилизированного электрического тока использовался электроразведочный генератор «АСТРА-100» фирмы ООО «Северо-Запад».

С помощью генератора электрического тока в земле возбуждался сигнал формы «мeандр». Измеритель попарно производил последовательные измерения разности потенциалов (первой и третьей гармоник сигнала) между соседними измерительными электродами. Результаты измерений привязывались к геометрическому центру расстояния между парой измерительных электродов. Для повышения надежности результатов исследований измерения производились на различных рабочих частотах: 2.44 и 4.88 Гц и на разной силе тока: 200 и 314 мА. Это позволило произвести оценку электромагнитных эффектов и оценку влияния помех на результаты измерений. Также для повышения надежности результатов исследований выполнялось одновременное измерение первой и третьей гармоник сигнала на приемной линии и сравнение их амплитуд. Контроль качества производился с помощью контрольных (повторных) измерений.

Обработка полученных данных производилась в автоматическом режиме во время измерений милливольтметром «МЭРИ-24». Результаты измерений были переданы на персональный компьютер для дальнейшего анализа и интерпретации.

По результатам линейной интерполяции полученных данных методом триангуляции Делоне было произведено построение двумерных карт первой и третьей гармоники разности потенциалов ΔU (мВ) на частотах 4.88 и 2.44 Гц с силой тока $I = 200$ и 314 мА. На картах выделяются две аномальные зоны, характеризующиеся повышенными значениями разности потенциалов и, следовательно, повышенной напряженностью электрического поля.

Зона №1 имеет амплитуду 45-50 мВ и интерпретируется как место нарушения сплошности ограждающей конструкции из буросекущихся свай.

Зона №2 имеет меньшую амплитуду – 35-37 мВ и может интерпретироваться как аномалия, вызванная влиянием расположенных в этой области металлических труб, или как аномалия, вызванная нарушениями сплошности ограждающей конструкции из буросекущихся свай меньшего геометрического размера, чем нарушение сплошности конструкции в Зоне №1.

Литература

4. Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. – Л. : Недра, 1980. – 391 с.
5. Хмелевской В. К. Электроразведка. – М., 1984. – 420 с.
6. Электроразведка методом сопротивлений. – М. : МГУ, 1994. – 160 с.
7. Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей Т. 2: Малоглубинная электроразведка. – М. : МГУ, 2013. – 124 с.
8. Якубовский Ю.В. Электроразведка. – М., 1980. – 384 с.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ Р-ЭФФЕКТА И С- ЭФФЕКТА В МЕТОДАХ СОПРОТИВЛЕНИЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ НА ОСНОВЕ ПРИБЛИЖЁННОГО РЕШЕНИЯ ТРЕХМЕРНОЙ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ

Мазитова И.К., Каринский А.Д., Даев Д.С.

kamilovn@yandex.ru, akarinski@mail.ru, ddaev@mail.ru,

Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В опубликованных ранее авторами работах [3-5] дано обоснование применению приближённого подхода к определению понятия "область пространства, оказывающая основное влияние на результаты измерений" применительно к некоторым электрическим и электромагнитным методам геофизики. При выполнении определённых условий вторичное поле каждого имеющего изометричную форму малого объекта ΔV , отличающегося по электромагнитным параметрам от вмещающей его среды, может быть уподоблено полю переменных электрического и магнитного диполей, центры которых расположены в центре этого объекта. В случае стационарного электрического поля вторичное поле такого объекта (с иным, чем у вмещающей его среды, удельным электрическим сопротивлением ρ) можно аппроксимировать полем постоянного электрического диполя. В докладе приведены примеры результатов применения такого подхода для моделирования влияния приповерхностных локальных объектов на результаты методов сопротивления электроразведки. В методах сопротивления такие явления, оказывающие осложняющее влияние на данные электрических зондирований и электрических профилирований, получили названия С-эффект и Р-эффект.

Наверное, впервые определения понятий "Р-эффект", "С-эффект" даны в статье А.А. Бобачева и др. [2]. Эти эффекты были описаны в изданном в МГУ учебном пособии [8] и других работах. Приведенные ниже определения понятий Р-эффект и С-эффект заимствованы нами из книги [8]. Р (potential)-эффект обусловлен расположением приповерхностной неоднородности вблизи измерительного электрода. В методе ВЭЗ он проявляется как вертикальный сдвиг всей кривой зондирования по оси кажущихся удельных электрических сопротивлений ρ_k без изменения формы кривой. С (current)-эффект – это искажения кривых, вызванные движением питающих электродов над приповерхностными неоднородностями. При С-эффекте изменяется форма кривой зондирования и кажущееся число слоев на ней.

При наличии объекта ΔV , отличающегося по удельному электрическому сопротивлению ρ от вмещающей его среды, в присутствии электрического поля \mathbf{E} на поверхности объекта существуют индуцированные поверхностные заряды в виде простого слоя – источники вторичного поля \mathbf{E}^B . Известно (см., например, Л.М. Альпин, [1], с. 170-173), что если первичное поле \mathbf{E}^n – однородно, а расположенный в безграничной однородной среде объект ΔV имеет форму шара, то вне этого объекта поле \mathbf{E}^B идентично полю диполя с центром в центре шара. Момент диполя пропорционален полю \mathbf{E}^n , объёму ΔV и зависит от удельных электрических сопротивлений объекта и вмещающей его среды.

Интерпретацию результатов измерений в методах электрических зондирований обычно проводят на основе решения прямых и обратных задач для "горизонтально-слоистых" моделей среды. Решение прямой задачи о поле точечного токового электрода, расположенного на плоской горизонтальной границе изолятора и проводящей среды с плоскопараллельными горизонтальными границами – давно известно. При интерпретации результатов ВЭЗ предполагают, что в полученном решении представляют интерес выражения для поля \mathbf{E} на поверхности проводящего полупространства. Но для возможности применения обоснованного нами в работах [4-6] подхода потребовалось определять потенциал U и компоненты электрического поля \mathbf{E} в произвольной точке проводящего полупространства – там, где может находиться центр локального объекта ΔV . Для приближённого учёта влияния границы проводящего и непроводящего полупространств на обусловленное объектом ΔV аномальное поле был применён метод зеркальных изображений.

В докладе приведены результаты математического моделирования Р- и С-эффектов для условий, когда приповерхностная локальная неоднородность (объект ΔV малых размеров, отличающийся по удельному электрическому сопротивлению от вмещающей его среды) имеет форму шара. Рассмотрены случаи, когда объект ΔV расположен в однородном проводящем полупространстве, либо в верхнем слое горизонтально-слоистой модели среды. Даны количественные оценки этих эффектов в зависимости от параметров объекта и остальной среды. Результаты математического моделирования получены для условий, соответствующих нескольким методам сопротивлений электроразведки. Это – симметричное электропрофилирование с установкой Шлюмберже (СЭП), вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), дипольное электрическое зондирование (ДЭЗ) с дипольно-экваториальной установкой.

На основе полученных результатов исследований можно сделать следующие выводы.

1. Показано то, как обоснованный ранее подход к определению областей пространства, оказывающих существенное влияние на результаты электромагнитных методов геофизики, может послужить для моделирования С- эффекта и Р-эффекта в методах сопротивления электроразведки.

2. При наличии априорных данных применённые нами методики расчётов могут послужить для количественной оценки влияния приповерхностных локальных неоднородностей на результаты методов сопротивления электроразведки. Разработанные алгоритмы расчётов того, какое влияние оказывают приповерхностные локальные объекты на значения кажущегося удельного электрического сопротивления ρ_k , могут быть также использованы в программах для количественной интерпретации результатов измерений в методах сопротивлений, например, в программе IPI2Win.

Литература

1. Альпин Л.М. Практические работы по теории поля. – М. : Недра, 1971. – 305 с.
2. Бобачев А.А., Марченко М.Н., Модин И.Н., Перваго Е.В., Урусова А.В., Шевнин В.А. Новые подходы к электрическим зондированиям горизонтально-неоднородных сред // Физика Земли. – 1995. – № 12. – С. 79-90.
3. Каринский А.Д., Даев Д.С. Об областях пространства, существенно влияющих на результаты измерений в электромагнитных методах // Геофизика. Научно-технический журнал. – 2012. – № 6. – С. 42- 53.
4. Каринский А.Д., Даев Д.С., Мазитова И.К. Определение областей пространства, оказывающих существенное влияние на результаты электромагнитных методов геофизики // XI Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады. – М., 2013. – Том 1. – С. 393- 394.
5. Каринский А.Д., Даев Д.С., Мазитова И.К. Математическое моделирование С-эффекта и Р-эффекта в методах сопротивлений электроразведки // Геофизика. Научно-технический журнал. Евро-Азиатское Геофизическое Общество. – 2014. – № 1. – С. 36-45.
6. Каринский А.Д., Даев Д.С., Мазитова И.К. Математическое моделирование С-эффекта и Р-эффекта при электрических зондированиях с установкой Шлюмберже. Электронное научное издание «ГЕОразрез». – Вып. 2014.01 (14). – 16 с. – URL: <http://www.georazrez.ru/issue-archive/2014/14/>.
7. Мазитова И.К.. Определение областей пространства, оказывающих существенное влияние на результаты измерений методом сопротивлений // XI Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады. – М., 2013. – Том 1. – С. 403-404.
8. Электроразведка. Пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей / под редакцией В.К. Хмелевского, И.Н. Модина, А.Г. Яковлева. – М. : Издательство ГЕРС, 2005. – 311 с.

НЕТРАДИЦИОННЫЕ ЛОВУШКИ УГЛЕВОДОРОДОВ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

¹Никитин А.А., ²Земцова Д.П.

¹gffclass@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия;

²smg@soyuzmorgeo.ru, ОАО «Союзморгео», г. Геленджик, Россия

Аннотация: Рассматривая такие нетрадиционные ловушки УВ, как ловушки в породах кристаллического фундамента, сланцевый газ (и нефть), силициты, метан угленосных бассейнов, газогидраты, матричная нефть. Приводятся геофизические технологии для их выделения.

Ключевые слова: нетрадиционные ловушки, геофизические технологии.

Abstract: Such nontraditional hydrocarbon traps as traps in crystallization fundament, shale gas (and oil) silizites, gas-hydrates, methane in coral basis are considered. Geophysical technologies for theist traps are bought.

Key words: nontraditional traps, geophysical fechnobigies.

К нетрадиционным ловушкам углеводородов относятся ловушки в породах кристаллического фундамента, типичным примером которых является месторождение Белый Тигр на южно-вьетнамском шельфе. Подобные ловушки зафиксированы на юго-западном шельфе Камчатки, в Юрубченко-Тохомской нефтегазонасной зоне Восточной Сибири, а также на Горелой площади Западной Сибири. Ловушки сланцевого газа (и нефти) приурочены к сланцевым толщам, подстилающих и перерывающих традиционные ловушки. В таких ловушках газ (метан) находится в сорбированном состоянии с содержанием более 3% и его добыча осуществляется путем гидроразрывы сланцевых пород, при которых в образующихся трещиноватых зонах скапливается метан в промышленных объемах. Ловушки сланцевого газа имеют широкое распространение в США, Китае, Зап. Европе, Баженовская свита Западной Сибири также является перспективной для добычи сланцевого газа и нефти.

Новый вид нетрадиционных ловушек представляют силициты-углеводородосодержащие кремнистые породы, которые выявлены во многих районах охотоморского региона, в частности, в породах Магаданского шельфа. Содержащийся в этих породах опал и кальцит замещаются нефтью, которые образуют промышленные залежи в сализитах мощностью от 50 до 100 м.

Газогидраты распространены в шельфовых зонах морей и океанов, а также в зонах вечной мерзлоты на севере Тюменской области Ямала. Запасы газа в газогидратном состоянии чрезвычайно велики, но их добыча сопряжена с несанкционированными взрывами, находящегося в неравновесном состоянии, тем не менее, в Японии уже сооружена установка для добычи газогидратов. Запасы сорбированного метана угленосных разрезов только в Кузбассе составляют 13 трлн м³ до глубины 13 км. Добыча такого метана осуществляется в зонах повышенной трещиноватости угленосных пород путем их гидроразрывы.

Для выделения нетрадиционных ловушек предлагается использование трех основных технологий, к которым относятся:

– детализация структурно-тектонического строения на основе адаптивной энергетической фильтрации структурных сейсмических карт обеспечивает уточнение и локализацию местоположения ловушек как с поверхности так и по глубинному разрезу;

– низкочастотная резонансная эмиссия геодинамического шума, направленная на установление нефтегазовых залежей в целевом горизонте на основе вейвлет-преобразования геодинамического шума, образующее поле исключения всех регулярных волн; эффект резонанса геодинамического шума проявляется в несовпадении положительных аномалий

энергии коэффициентов вейвлет-преобразования с пониженными аномалиями частот вейвлет-преобразования;

– комплексный анализ атрибутов волнового поля путем мультиплексного их преобразования, метода к-средних и многопризнаковой энергетической фильтрации, с помощью которых осуществляется локализация залежей углеводородов по глубинному разрезу. Приводятся примеры использования указанных технологий при выделении залежей в породах кристаллического фундамента, при картировании силицитов и тектоно-физических неоднородностей в глубинных горизонтах акватории Азовского моря. С последними связываются перспективы нефтегазоносности Индоло-Кубанского прогиба в связи с существенными (15-25 км) разрезами таких неоднородностей.

Литература

1. Карасевич А.М., Земцова Д.П., Никитин А.А. Новые технологии геофизических исследований при поисках и прогнозе углеводородного сырья. – М. : Страховое ревю, 2010.
2. Карасевич А.М., Земцова Д.П., Никитин А.А. Новые геофизические технологии прогноза малоразмерных залежей углеводородов // Geomodel-2009. – 2009.
3. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. – М. : Недра, 2014. – 342 с.
4. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. – М. : Недра, 1979.
5. Черемисина Е.Н., Никитин А.А. Количественные критерии системного анализа для принятия решений в проблемных ситуациях геолого-геофизических исследований // Геоинформатика. – 2014. – № 2. – С. 20-28.
6. Никитин А.А. Энергетическая фильтрация геофизических полей // Геофизика. – 2014. – № 3. – С. 2-13.
7. Никитин А.А., Посеренин А.И. Интерпретационная обработка геофизических полей на основе метода главных компонент // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2013. – № 1. – С. 55.
8. Галуев В.И., Федотов В.Е., Земцова Д.П., Никитин А.А. Программно-алгоритмическое обеспечение малоатрибутного анализа геополей и результаты его применения // Геоинформатика. – 2013. – № 2. – С. 1-5.
9. Черемисина Е.Н., Никитин А.А. Системный анализ процесса физико-геологического моделирования на основе геоинформационных систем // Геоинформатика. – 2012. – № 4. – С. 1-7.
10. Никитин А.А. Алгоритм многопризнаковой фильтрации геофизических полей // Геоинформатика. – 2012. – № 1. – С. 51-53.
11. Никитин А.А., Земцова Д.П. Физико-математические аспекты выделения слабо-контрастных объектов в геофизических полях // Геофизика. – 2008. – № 5. – С. 18-26.
12. Никитин А.А., Петров А.В., Зиновкин С.В. Развитие статистических приёмов обработки и интерпретации геофизических полей в компьютерной технологии Coscad 3 D // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2007. – № 6. – С. 68-74.
13. Никитин А.А., Зиновкин С.В., Петров А.В., Пискун П.В. Адаптивные приёмы выделения неоднородных геологических объектов в геофизических полях // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2006. – № 3. – С. 50-56.
14. Никитин А.А., Земцова Д.П., Долинин А.Н. Технология выделения малоразмерных залежей углеводородов в полях сейсмических параметров // Геофизика. – 2003. – № 6. – С. 3-9.

ОЦЕНКА КАРСТОВО-СУФФОЗИОННОЙ ОПАСНОСТИ Г. МОСКВЫ ПРИ ПОМОЩИ ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Романов В.В.

roman_off@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Аннотация: Рассматриваются практические аспекты и результаты инженерной сейсморазведки при оценке карстово-суффозионной опасности г. Москвы в различных инженерно-геологических условиях

Ключевые слова: инженерная сейсморазведка, карст, суффозия

Abstract: The paper studies some aspects of near-surface seismic in the evaluation of karst-suffusion danger of Moscow in various geotechnical conditions.

Key words: near-surface seismic, karst, suffusion

В последние десятилетия на территории г. Москвы активизировались карстово-суффозионные процессы, заключающиеся в химическом растворении известняков каменноугольного возраста потоками грунтовых вод и последующим механическим выносом частиц вышележащих грунтов. Карстово-суффозионные процессы развиваются в достаточно пёстрой инженерно-геологической обстановке. Верхняя часть геологического разреза г. Москвы образована насыпными техногенными отложениями, гляциальными и флювиогляциальными грунтами четвертичного периода, песками и глинами мезозойского возраста, которые подстилаются карбонатными породами. Проникновение агрессивных грунтовых вод к поверхности растворимых известняков и доломитов возможно только в том случае, когда последние не перекрыты толщей непроницаемых для поземных волн суглинков и глин. Поэтому особенно опасны в плане развития карстово-суффозионных процессов долины современных и палеорек, таких как Москва и Яуза.

Сейсмические исследования применяются как для прослеживания отражающей границы между известняками карбона и отложениями мезо-кайнозойского возраста, так и для качественной оценки состояния кровли карбонатных пород. Кровля известняков достаточно хорошо отражает упругие волны, поэтому использование соответствующего метода инженерной сейсморазведки позволяет находить её на глубинах до 50–60 м с использованием даже слабых ударно-механических источников. Особенно высокую эффективность для решения поставленных задач имеет использование горизонтально-поляризованных поперечных волн (S_H) в сочетании со значительным перекрытием в системах наблюдения.

Для возбуждения и регистрации S_H волн применяется схема $Y-Y$, когда ударные воздействия и ориентирование осей максимальной чувствительности приёмников перпендикулярно линии профиля. Волновое поле данной схемы отличается наибольшей простотой, так как S_H волны не меняют своего типа при прохождении через отражающие границы. При работе на твёрдом асфальтовом покрытии или в зимний период, когда первые 10–20 см грунта промерзают, на сейсмограммах не наблюдаются волны Лява, характерные для разрезов с пониженной скоростью поверхностного слоя.

Для повышения качества получаемого материала применяются такие распространённые методики, как вычитание записей при различном направлении удара, накопление воздействий на каждом пункте возбуждения. Хорошие результаты дают накопления из 8–16 воздействий в зависимости от уровня шума и сейсмогеологических условий. Возбуждение колебаний производится тяжёлой кувалдой, весом до 10 кг, что обеспечивает необходимую глубинность съёмки и надёжное прослеживание целевых волн.

Высокая кратность перекрытия реализуется малым шагом перемещения источника относительно неподвижной расстановки приёмников, а зоны набора и сброса кратности заполняются при помощи отработки выносных пунктов возбуждения. Как правило, достаточной кратностью перекрытия является значение в 12–16 сейсмотрасс на одну среднюю

точку. Использование расстановок с шагом в 2 м между пунктами приёма обеспечивает прослеживание границ с вдвое меньшим шагом – 1 м, что позволяет выделять даже небольшие карстовые полости.

Зарегистрированные сейсмограммы обрабатываются по стандартному графу МОВ-ОСТ, который включает такие процедуры, как амплитудная регулировка, частотная полосовая фильтрация, мьютинг, скоростной анализ, ввод кинематических поправок, суммирование, миграция и расчёт глубинного разреза. Наибольшей контрастностью по параметру скорости поперечных волн обладают кровли моренных (гляциальных) отложений, юрских глин и известняков каменноугольного возраста. Особенно интересным представляется факт снижения скорости поперечных волн немного выше уровня грунтовых вод. Причиной такого аномального падения скорости является, по-видимому, уменьшение тесноты связей между частицами не полностью водонасыщенного грунта из-за расклинивающего действия поровой влаги.

Скоростной анализ показал что, средняя скорость поперечных волн (V_S) в насыпных грунтах из-за их высокой пористости обычно невелика и составляет 150–180 м/с. В гляциальных глинах и суглинках в зависимости от глубины залегания V_S изменяется от 250 до 500 м/с, в аллювиальных и флювиогляциальных грунтах четвертичного периода она несколько меньше и не так сильно зависит от глубины (200–350 м/с). Нижележащие юрские глины характеризуются возрастанием скорости до 700–800 м/с. Данные сейсмической томографии показывают, что делювий известняков слабоконтрастен на фоне юрских отложений, поэтому в отдельный слой сейсморазведкой МОВ-ОСТ не выделяется. Скорость в известняках и доломитах каменноугольного возраста непосредственно по методу отражённых волн не находится, по косвенным данным она составляет 1200–1800 м/с.

Обработанные разрезы интерпретируются с использованием информации разведочно-инженерно-геологического бурения и архивных данных. Для каждого слоя, выделенного устойчивыми отражающими границами, определяется возраст и литологический состав. Амплитудная выразительность и характер записи (регулярный или хаотичный) также помогает угадать общее состояние среды, например выветрелость кровли известняков. В местах “провисания” отражающих горизонтов, если оно сопровождается падением амплитуды и частоты волн, диагностируется наличие карстовых полостей и связанных с ними суффозионных воронок.

Литература

1. Кувалдин А.В., Романов В.В., Рахматуллин И.И. Сейсморазведочные исследования при строительстве // Профессиональное образование и общество. 2014. № 2 (10). С. 56-58.
2. Романов В.В., Рахматуллин И.И. Инженерная геофизика при изучении гляциальных отложений Дмитровского района Подмосковья // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2014. № 3. С. 86-88.
3. Романов В.В. Математическое моделирование при анализе данных метода отражённых волн в инженерной сейсморазведке // Геоинформатика. 2014. № 1. С. 51-56.
4. Романов В.В. Изучение толщи четвертичных отложений Подмосковья инженерной сейсморазведкой // Геофизика. 2014. № 3. С. 41-48.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ И УЛЬТРАЗВУКОВОЙ ДЕФЕКТΟΣКОПИИ БУРОНАБИВНЫХ СВАЙ НА СТРОИТЕЛЬСТВЕ АВТОМОБИЛЬНОЙ ЭСТАКАДЫ

Чуркин А.А., Лозовский И.Н., Рахматуллин И.И.
piles@ageos.ru, ООО «ЭГЕОС», Россия, Москва

При работах по сооружению автомобильной эстакады в Московской области были проведены геофизические исследования с целью контроля сплошности и однородности материала ствола буронабивных свай, сооружаемых в фундаментах опор эстакады. Работы производились сейсмоакустическим и ультразвуковым методами неразрушающего контроля.

Неразрушающий контроль сплошности материала ствола и длины свай методом сейсмоакустической дефектоскопии основан на анализе прохождения и отражения в исследуемой конструкции акустической волны. Возбуждение акустической волны происходит в результате механического удара специального молотка с заданными параметрами ударного импульса по оголовку сваи, параллельно оси сваи. Возникающее при ударе возмущение, смоделированное как одноосная продольная волна растяжения-сжатия, распространяется по стволу сваи. Так как акустические свойства бетона сильно отличаются от акустических свойств грунта, свая представляет собой волновод с относительно небольшими потерями энергии на затухание и переизлучение во вмещающий грунт. От подошвы сваи и дефектов, имеющихся в ней – разрывов, пустот или неоднородностей поперечного сечения, в стволе возникает отраженная волна, которая распространяется в обратном направлении к источнику исходной волны.

Неразрушающий контроль сплошности материала ствола свай методом ультразвуковой дефектоскопии основан на изменении скорости ультразвуковых волн в средах в зависимости от их структуры и физико-механических свойств. Для проведения испытаний в тело сваи заблаговременно устанавливаются вертикальные металлические или пластиковые трубы доступа диаметром не менее 40 мм. Прозвучивание бетона сваи осуществляется в вертикальной плоскости, проходящей через геометрические центры труб доступа. Для этого в одну трубу доступа до нижней отметки опускается излучатель ультразвуковых волн, а в другую – приемник ультразвукового излучения. Ультразвуковая волна передается от излучателя к приемнику в виде импульсов с заданной частотой. Излучатель и приемник синхронно поднимаются по всей длине (глубине) обследуемой конструкции с заданным шагом. В качестве регистрируемого параметра используется время прохождения ультразвуковой волны от излучателя к приемнику через контролируемый участок. Сигналы, поступающие от приемника, регистрируются прибором и далее передаются на персональный компьютер. По полученным данным вычисляется скорость прохождения ультразвукового сигнала. Скорость прохождения ультразвуковых волн связана со свойствами бетона сваи.

Для испытания свай на сплошность методом сейсмоакустической дефектоскопии использовался комплект оборудования Pile Echo Tester (PET) компании PILETEST. Для испытания свай методом ультразвуковой дефектоскопии использовался комплект оборудования ПУЛЬСАР-2.2 «ДБС» компании ООО НПП «ИНТЕРПРИБОР».

Необходимость комплексирования методов для получения необходимой информации о состоянии испытываемой сваи обусловлена их возможностями и ограничениями. Метод сейсмоакустической дефектоскопии позволяет быстро произвести испытания и не требует никакой дополнительной подготовки свай к испытаниям, кроме подготовки горизонтальных площадок для установки датчика (акселерометра) на поверхности оголовков свай. Для проведения испытаний методом ультразвуковой дефектоскопии необходимо перед бетонированием сваи установить в скважину трубы доступа.

Метод сейсмоакустической дефектоскопии предоставляет информацию о крупных (относительно диаметра сваи) дефектах или изменениях поперечного сечения и не позволяет получить информацию о небольших включениях или плавных изменениях профиля сваи. Оценка сплошности ствола сваи ниже крупного дефекта невозможна.

Размер дефектов, которые возможно локализовать методом ультразвуковой дефектоскопии, сопоставим с длиной ультразвуковой волны, и составляет первые десятки сантиметров. Метод ультразвуковой дефектоскопии позволяет получить информацию о дефектах, находящихся в окрестности профиля наблюдений (линия между трубами доступа), но не позволяет получить информацию о дефектах в защитном слое бетона буронабивных свай. При проведении измерений методом ультразвуковой дефектоскопии существует возможность применения томографических методик регистрации и обработки данных, результаты которых позволяют уточнить геометрические размеры и местоположение дефектов.

Сейсмоакустический метод применим в случаях, когда соотношение длина / диаметр сваи не превышает 20 (в плотных грунтах) – 60 (в рыхлых малопрочных грунтах). В некоторых случаях отражения от геологических границ не позволяют надежно интерпретировать полученные данные.

При обработке данных метода сейсмоакустической дефектоскопии для вычисления длины сваи и местоположения дефектов необходимо перейти от временного масштаба к глубинному масштабу, для этого необходимо задать среднюю скорость распространения акустических волн в бетоне. Скорость акустических волн задается либо по эмпирическим данным, либо по данным, полученных методом ультразвуковой дефектоскопии, что повышает точность вычислений. Ультразвуковой метод не позволяет получить информацию о длине сваи.

При проведении геофизических исследований на строительстве автомобильной эстакады в Московской области были совместно применены методы ультразвуковой и сейсмоакустической дефектоскопии свай, что позволило надежно провести интерпретацию полученных данных и сделать выводы о качестве бетона испытываемых свай, а также локализовать зоны нарушения сплошности бетона.

Литература

1. ГОСТ 17624-87. Бетоны. Ультразвуковой метод определения прочности.
2. Технологический регламент по применению неразрушающего экспресс-контроля сплошности свай методом «СОНИК» (ОАО ЦНИИС, 2002).
3. Amir, J.M. (2009) Pile integrity testing.
4. Amir J.M. & Amir E.I. (2009) Capabilities and Limitations of Cross Hole Ultrasonic Testing of Piles.
5. ASTM D5882 – 07(2013) «Standard Test Method for Low Strain Integrity Testing of Piles».
6. ASTM D6760 – 14 «Standard Test Method for Integrity Testing of Concrete Deep Foundations by Ultrasonic Crosshole Testing».

НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ВИБРАЦИОННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Шнеерсон М.Б., Романов В.В.

shneer@bk.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Аннотация: Представлен анализ развития вибрационной сейсморазведки, как одного из наиболее перспективных направлений сейсморазведки.

Ключевые слова: вибрационная сейсморазведка, направления развития

Abstract: Presents an analysis of seismic vibration, as one of the most promising areas of seismic

Key words: seismic vibration , development trends

Вибрационная сейсморазведка базируется на возбуждении и последующей регистрации длительных квазигармонических механических колебаний с переменной частотой и амплитудой. Вибрационная сейсморазведка эффективна, обоснована теоретически и экспериментально и оснащена соответствующей аппаратурой и оборудованием. Однако необходимость решения всё более сложных задач и высокие требования к качеству получаемых полевых записей и снижению стоимости работ обосновывают необходимость развития и совершенствования этого метода геофизики.

В последние годы наметились определенные направления развития вибрационной сейсморазведки. Основные из них:

7. Адаптивная вибрационная сейсморазведка;
8. Расширение полосы частот возбуждаемых колебаний;
9. Повышение производительности работ;
10. Смешанные системы наблюдения;
11. Нелинейные волновые поля;
12. Тотальная сейсморазведка.

Методическая основа *адаптивной сейсморазведки* – прямая зависимость уровня излучаемых колебаний от скорости изменения частоты управляющего сигнала. Поэтому увеличение или уменьшение скорости развертки приводят к соответствующему уменьшению или увеличению амплитуд генерируемых волн. Аппаратурной основой комплекса является система управления работой вибрационных источников колебаний с комплексом программ, позволяющие на основании спектрального анализа зарегистрированных волн, рассчитать параметры управляющих сигналов, компенсирующих дефект амплитуд волн в заданной полосе частот. Технология проведения работ предусматривает посылку вначале «калибровочного» воздействия одиночным или группой вибраторов. Зарегистрированные колебания анализируются и определяются спектральные характеристики волн, по которым производится уточнение параметров управляющих сигналов, которые передаются на вибраторы для проведения работ.

Современные подходы к качеству материалов требуют *расширения полосы* частот регистрируемых колебаний до 5-6 октав, тогда как общепринятой является полоса от 8-10 – 80-100Гц, т.е 3,0-3,5 октав. Подобное расширение позволяет снизить уровень корреляционных шумов и повысить отношение сигнал/помеха. Перспективным подходом при расширении полосы является снижение минимальной частоты свипа до 1-4 Гц. Обусловлено это частотно – зависимым затуханием волн, что делает практически нереальным удвоение верхнего диапазона частот до 250-300 Гц при поисково-разведочных работах на нефть и газ. При уходе в сторону низких частот имеется доказанная практикой возможность достижения желаемой октавности.

Повышение производительности полевых работ остается одной из актуальных задач сейсморазведки. Общепринятая технология работ предусматривает последовательную отработку каждого пункта наблюдений с затратами времени на возбуждение колебаний, их прием и переезд вибраторов на следующую точку, что и определяет производительность

работ. Её повышение может быть достигнуто путем одновременной отработки нескольких физических точек, сокращения и исключения затрат времени на прием колебаний и переезд вибраторов при соответствующих изменениях аппаратуры, технологии и организации работ.

Скользкий свип (slip-sweep) предусматривает работу на одну приемную расстановку нескольких групп источников с заданными задержками времени. Однако, возникающие нелинейные компоненты волновых полей (гармоники) накладываются на полезные записи, снижая их качество.

Каскадный свип предусматривает излучение непрерывной последовательности идентичных управляющих сигналов и приём поступающих колебаний без излишних затрат времени. Для разделения сигналов каждый из серии управляющих сигналов должен иметь свой начальный сдвиг по фазе. Применение каскадных позволяет повысить производительность работ на 20 – 40%.

Передача сигналов от сейсмоприемников на станцию *по радио-каналу* позволяет существенно упростить проведение работ при сложностях с расположением пунктов приема колебаний. Проведение беспроводных технологий делают приемные системы более динамичными, что приводит к повышению производительности работ.

Отказ от синхронного накопления *в пользу увеличения длительности* управляющего сигнала приводит к увеличению производительности без потери качества получаемой информации.

В последнее время в вибрационной сейсморазведке наметилась *тенденция отказа от группирования источников и приемников колебаний*. Обусловлено это рядом факторов: затруднениями с размещением групп вибраторов на местности из-за значительных размеров излучателей, ухудшением условий суммирования колебаний при работах на участках с пересеченным рельефом и сложным строением зоны малых скоростей, а также возможными сбоями в синхронизации источников колебаний.

Эти причины, а также новые технические и методические возможности, решения и разработки привели к тому, что некоторые организации отказываются от применения интерференционных систем и переходят на работы с одиночными вибраторами и сейсмоприемниками, так называемое «одноточечная» технология, при которой возбуждение и прием колебаний производится одиночными источниками и приемниками.

Смешанная технология проведения полевых работ предусматривает одновременную работу большого числа источников с одинаковыми или разными параметрами излучаемых колебаний. Применительно к вибрационной сейсморазведке – это работы с узкополосными различающимися по центральным частотам управляющими сигналами, перекрывающими желаемый диапазон частот. Такой подход позволяет упростить конструкцию вибраторов, ориентированных на возбуждение узкополосных колебаний с различными средними частотами. Необходимым условием смешанной технологии является то, что суммарное волновое поле от когерентных источников должно обладать требуемыми временными и спектральными характеристиками в каждой точке подземного пространства. Отмечается, что чем больше действующих на площади источников, тем выше уровень излучаемых колебаний и больше отношение сигнал/нерегулярная помеха.

Нелинейные волны (гармоники) дают дополнительную информацию о разрезе, особенно в нефтегазонасыщенных, многокомпонентных средах.

Тотальная сейсморазведка базируется на одноточечном профилировании с использованием сверхмногоканальных приемных систем и большого числа одновременно работающих источников.

S-VII

**СЕКЦИЯ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И
МАКРШЕЙДЕРСКОГО ДЕЛА**

ПРОЕКТИРОВАНИЕ УСТУПОВ И БЕРМ КАРЬЕРОВ В МАССИВЕ ГОРНЫХ ПОРОД СЛОЖЕННЫХ СКАЛЬНЫМИ ПОРОДАМИ С ПРИМЕНЕНИЕМ СТОХАСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАСЧЕТА

Ливинский И.С.

SRK Consulting (Russia) Ltd., Москва, Россия

При оценке устойчивости бортов карьеров сложенных скальными породами, решающую роль играют поверхности ослабления. Системы трещин, а именно их направления и прочностные свойства, определяют устойчивость уступов карьеров, участков между съездами, а для генерального борта сочетание структуры и прочности массива горных пород.

В международной практике принято в прочных скальных породах на первоначальном этапе определять параметры устойчивых уступов в различных секторах (доменах) карьера. Затем проектировать устойчивые участки групп уступов между транспортными съездами или предохранительными широкими бермами, а затем формировать (генеральные) общие параметры бортов карьера.

Для достоверной оценки влияния структур в определенных секторах карьера необходимо иметь точную информацию о направлении падения основных систем трещин и местах их расположения (если они изменяются в пределах одного карьера). Существует несколько способов сбора достоверных данных о направлении основных систем трещин. Одни подходят для определения направлений систем трещин на стадии разведки, а другие на стадии разработки месторождения. В условиях, когда в распоряжении специалистов имеются только буровые скважины, то есть возможность применять ориентирование керна или оптическую и акустическую съемку стенок скважин. В случае, когда в распоряжении специалистов есть подземных горные выработки, существует проводить документирование стенок выработок, а также применять современные фотограмметрические методики, которые позволяют произвести фотографирование, а затем обработку таких фотографий в специальном программном обеспечении. В случае, когда в распоряжении специалистов находятся обнажения или уступы и борта карьера, то возможно использование методик документирования как ручное (с помощью компаса или гирокомпаса), а также с применением методов фотограмметрии, которые позволяют существенно ускорить провез, а также собрать наибольшее количество данных.

Немаловажным также остаются данные о свойствах ослаблений. Такие данные можно получить путем лабораторных исследований путем проведения сдвиговых испытаний по трещинам, а также путем обратных расчетов существующих вывалов горных пород на карьерах.

С применением современных компьютерных программ определяются параметры устойчивых уступов для конкретного сектора карьера, их коэффициент запаса прочности, вероятность обрушения в условиях изменчивости систем трещин, а также ширина эффективной бермы и оценка финансовых рисков, связанных со стоимостью оборудования. Затем определяется предельный угол откоса между транспортными съездами или широкой предохранительной бермой, с использованием которого производится оптимизация (проектирование) карьера, что приводит к определению оптимальных параметров бортов карьера, которые необходимо завершить.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПРЕДЕЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ ОЧИСТНЫХ КАМЕР

Макаров А.Б., Манухин Д.Е.

amakarov@srk.ru.com, SRK Consulting, Москва, Россия

При добыче руд в крепких массивах на глубинах более 1000 м для проектирования очистных камер получила распространение методика К. Мэтьюза [1], которая основана на анализе практических данных о фактическом состоянии отработанных камер. Каждое обнажение в соответствии с его фактическим состоянием после отработки камеры относится к одной из трех категорий:

- *устойчивое*: контур камеры сохраняет свою геометрию после отбойки; локальные отслоения пород с контура приводят к разубоживанию руды до 5%;
- *неустойчивое*: происходит обрушение пород кровли или всячего бока, которое завершается образованием устойчивого свода обрушения; при этом между контуром зоны обрушения и обрушенными породами остается пустота;
- *обрушенное*: обрушение развивается до полной забутовки всех пустот обрушенными породами или до выхода на земную поверхность, на которой появляется провал.

Для каждого практического случая с установленной категорией устойчивости рассчитываются два фактора:

- эквивалентный полупролет (гидравлический радиус) HR , который описывает размер обнажений (в метрах);
- безразмерный показатель устойчивости N , который отображает способность обнажений горного массива сохранять устойчивость в данном напряженном состоянии.

При расчете показателя устойчивости обнажений N учитывается количество систем трещин в массиве, их ориентировки, шероховатость, степень их выветрелости и наличие в них заполнителей. Также учитывается прочность пород, действующие напряжения на контуре обнажений, а также угол падения всячего бока камер

Результаты анализа фактических ситуаций сведены в одну базу практических данных. На их основе в координатах $HR-N$ строится диаграмма устойчивости обнажений. Каждый практический случай с установленной на практике категории устойчивости наносится на диаграмму символом, характеризующим одну из трех категорий его устойчивости.

Первоначальный график устойчивости Мэтьюза был основан всего на 50 случаях. Практические данные, собранные И. Потвином, С. Стюартом, В. Форсайтом, Р. Труменом и др. [2-4], увеличили мировую базу данных до 500 проанализированных камер в широком диапазоне горно-геологических условий. По собранным данным С. Мавдеслей получила графический критерий перехода обнажений устойчивых обнажений в неустойчивые [5].

SRK Consulting использовала методику Мэтьюза для определения критериев устойчивого и обрушенного состояния очистных камер в условиях Риддер-Сокольного рудника, который уже более 200 лет в крепких породах обрабатывает крупное одноименное месторождение золото-полиметаллических руд в Восточном Казахстане.

Собрав данные о состоянии 161 выемочных единицах (панели, блоки, камеры), из которых 70 находятся в устойчивом состоянии, 31 – в неустойчивом, 60 – полностью обрушены, SRK с помощью теории классификации объектов определила критерии устойчивого состояния и обрушений очистных камер, основанные на статистическом анализе натуральных данных.

Один из методов, используемый в задачах классификации для разделения случаев (объектов) на категории (группы, классы), основан на использовании расстояний Махаланобиса D . Метод заключается в вычислении расстояний D от каждого классифицированного случая (точки, объекта) до центра масс каждой категории. В нашем случае центрами масс являются точки со средними значениями HR и N для каждой из трех категорий: устойчивого состояния очистных камер, неустойчивого состояния и обрушения. Расстояние

Махаланобиса отличается от Евклидова тем, что учитывает корреляции между переменными HR и N в каждом классе. Расстояние Махаланобиса D определяется по формуле:

$$D^2 = (x - \bar{x})^T Sp^{-1} (x - \bar{x}), \quad (1)$$

где $(x - \bar{x})$ – вектор, определяющий расстояние точки от центра масс категории; $(x - \bar{x})^T$ – транспонированный вектор; Sp – матрица ковариаций переменных HR и N в каждой категории; Sp^{-1} – обратная матрица ковариаций.

Данный метод позволяет получить линейную функцию (прямую линию) границы, разделяющую всю совокупность опытных данных на категории (классы) [6]. Практические данные, принадлежащие трем категориям по устойчивости, необходимо разделить двумя линиями. Одна линия разделяет устойчивые и неустойчивые камеры и является критерием предельно устойчивых обнажений. Вторая линия разграничивает неустойчивые и обрушенные состояния выработанных пространств и является критерием полной посадки подработанной толщи пород до поверхности.

Проведенный статистический анализ базы практических данных по 161 выемочной единице Риддер-Сокольского рудника позволил SRK установить следующие условия устойчивого и обрушенного состояний обнажений (неустойчивые состояния находятся в промежуточном интервале):

$$\text{УСТОЙЧИВО: } HR < 0,32N + 4,3, \quad (2)$$

$$\text{ОБРУШЕНО: } HR > 0,30N + 10,1. \quad (3)$$

Данные критерии основаны на обобщении практического опыта ведения горных работ на Риддер-Сокольском руднике. Сопоставление их с мировой базой данных показывает, что в интервале $N = 5 \times 40$ они с точностью до ± 1 м эквивалентного полупролета совпадают между собой. Следовательно, критерии (2) и (3), определяющие предельные устойчивые обнажения в очистных камерах, могут быть применены для любых месторождений. Причем, критерий SRK является более консервативным, чем критерий Мавдеслей [5].

По полученным критериям можно проектировать отработку рудных тел с условиями обеспечения устойчивости камер, задавая размеры обнажений меньше предельно допустимых, или с гарантией полного обрушения при задании размеров подработки больше предельно допустимых.

Полученные критерии SRK использовала для обоснования возможности и условий безопасной отработки рудных жил в предохранительном целике стволов шахт № 3 и «Вентиляционная» Риддер-Сокольского рудника, а также для обоснования параметров камер и целиков для подземной доработки под отрабатываемым карьером золоторудного месторождения Березитовое в Амурской области.

Литература

1. Mathews, K E, Hoek, E, Wyllie, D C and Stewart, S B V, 1980. Prediction of stable excavation spans for mining at depths below 1,000 metres in hard rock. Golder Associates Report to Canada Centre for Mining and Energy Technology (CANMET), Department of Energy and Resources, Ottawa, Canada.
2. Potvin, Y, Hudyma, M R and Miller, H D S, 1989. Design guidelines for open stope support. CIM Bull, 82(926): 53-62.
3. Stewart, S B V and Forsyth, W W, 1995. The Mathews' method for open stope design. CIM Bull, 88(992): 45-53.
4. Trueman, R, Mikula, P, Mawdesley, C and Harries, N, 2000. Experience in Australia with the application of the Mathews' method for open stope design. CIM Bull, 93 (1036): 162-167.
5. Mawdesley, C, 2002. Predicting cave initiation and propagation in block caving mines. PhD thesis, University of Queensland, Brisbane.
6. Nickson S. D. 1992. Cable support guidelines for underground hard rock mine operations. M.App.Sc. thesis, University of British Columbia.

МАРКШЕЙДЕРСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ВЗРЫВНЫХ РАБОТ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИПСОВОГО КАМНЯ ШАР-ШАР

Ниёзшоев М.Ю.

mniezshoev@mail.ru, Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан

Шаршарское месторождение гипса расположено на территории Хуросонского района Хатлонской области Республики Таджикистан.

Ближайший населенный пункт-Центральная усадьба совхоза Фахрабад – расположена в 6 км к северо-западу от месторождения. Основным потребителем гипсового камня является Душанбинский Комбинат строительных материалов и ГУП «Точикцемент».

Описываемый район располагается в Центральной части Таджикской депрессии и в орографическом отношении представляет типичную среднегорную страну с однообразными, субмеридионально ориентированным хребтами, отделенными друг от друга продольными долинами.

Климат района континентальный и характеризуется мягкой непродолжительной зимой и жарким сухим летом. Температура воздуха испытывает резкие суточные и сезонные колебания.

На основании стратиграфических и структурных данных, полученных в результате проведенных работ, рекомендуется постановка структурного бурения на нефть из юрских отложений в южной части Дагана-Киикской антиклинали. По своему морфологическому строению, горнотехническим и экологическим условиям на месторождении выделяются три участка: Южный, Центральный и Северный.

В пределах Северного участка гипс прослежен с поверхности по простиранию на 0,5 км. На глубину участок изучен в пределах гипсометрических уровней от 1270 до 1045 м, то есть глубина изучения составляет 225 м. В соответствии с Инструкцией по применению классификации запасов к месторождениям гипса и ангидрита Шар-шарское месторождение по природным факторам относится ко второй группе. Полезное ископаемое представляет собой пластовое наклонно залегающее тело, выдержанное по мощности, но изменчивое по внутреннему строению и качеству минерального сырья. С глубиной наблюдается постепенный переход гипса в ангидрит.

По простиранию месторождение разведано по девяти разведочным линиям с расстоянием между ними от 42 до 76 м. Указанная частота разведочных линий обеспечивает подсчет балансовых запасов в контурах высоких категорий с высоким содержанием гипса в приповерхностной части месторождения. Поверхность изучена по разведочным линиям с помощью канав, скважин колонкового бурения, располагаемых на расстоянии от 60 до 200 м в зависимости от категории запасов.

Топографическая съемка площади Шар-шарского месторождения гипса согласно с [1], произведена силами топоотряда Горно-геологической партии. Масштаб съемки 1:1000. Сечение горизонталей через 1,0 м. Система высот – Балтийская. Система координат условная.

Согласно техническому заданию, для Шар-шарского месторождения установлены следующие горнотехнические условия: способ отработки – открытый, коэффициент вскрыши не более 2,0 м, глубина отработки до 100 м, грунтовые воды должны отсутствовать.

Полезное ископаемое представляет собой пластообразную, наклонно залегающую залежь, выдержанную по мощности, изменчивую по внутреннему строению и качеству минерального сырья, – наблюдаются частые взаимопереходы гипса и ангидрита и наличие в полезной толще глинистых включений в виде линз и гнезд.

Условия залегания полезной толщи и принятая методика разведки позволяют произвести подсчет запасов сырья в недрах методом параллельных вертикальных разрезов.

Маркшейдерские опорные сети на карьере создают с соблюдением требований [2], предъявляемых к опорным геодезическим сетям, и таким образом, чтобы в начале создать

сеть за пределами проектного контура, затем, по мере развития горных работ, на бортах карьеров или внутри них. Плотность пунктов опорной сети устанавливается из расчета обеспечения съемки горных выработок, а также земной поверхности в принятых масштабах.

Плановое положение пунктов съемочной сети определяют способами геодезических засечек, теодолитных ходов, триангуляции и прямоугольной сетки. Базисные и опорные точки на территории месторождения закрепляют постоянными центрами и маркируют.

Теодолитные ходы на карьере прокладываются между двумя пунктами опорной сети или замкнутыми полигонами, опирающимися на известный пункт опорной сети. При примыкании теодолитных ходов к исходным пунктам измеряют углы между примыкающей стороной теодолитного хода и двумя направлениями на пункты опорной сети. Для определения высотного положения точек на карьерах разбивают высотное обоснование, высоты пунктов которого определяют техническим и тригонометрическим нивелированием.

На карьере используют тахеометрическую съемку и выполняют ее электронными тахеометрами. Тахеометрическую съемку ведут с пунктов съемочной сети, при этом расстояние от прибора до отражательных точек при масштабе 1:1000 не должно превышать 150 м и 200 м, а при масштабе 1:2000 отражатель устанавливают на всех характерных точках и контурах поверхности. Расстояние между отражательными точками не превышает 20 м при масштабе съемки 1:1000. При съемке поверхности взорванной горной массы расстояние между отражательными точками не более 10 м при масштабе съемки 1:1000 и 20 м при масштабе съемки 1:2000.

Маркшейдерское обеспечение взрывных работ на карьере Шар-шар заключается в подготовке исходного материала для составления проекта взрыва, перенесении проекта взрывных работ в натуру, уточнении фактического положения взрывных выработок после их проходки, определении объемов взорванной массы, величины развала, выхода негабаритов и положения выработанного пространства, экскавации пород.

Для составления паспорта взрывных работ с плана горных выработок изготавливают выкопировку и на её основании в натуру переносят проектное положение устьев скважин, закрепляемых кольшками с указанием номера скважины и проектной глубины.

При разбивке устьев скважин маркшейдер, как правило, выносит в натуру только границы взрываемого блока, отмечая их на верхней бровке уступа. Разбивку устьев взрывных скважин внутри блока осуществляет мастер-взрывник. Основными способами вычисления взрывных выработок в натуру являются полярный и перпендикуляров.

После окончания проходки выработок выполняют съемку блока, подлежащего взрыву. С пунктов съемочной сети фиксируют положение скважин, расположенных на флангах участка. Положение скважин в промежутке определяют измерением расстояний между скважинами. Отметки устьев взрывных скважин определяют геометрическим нивелированием во время буровзрывных работ.

Во время буровзрывных работ должны соблюдать следующие требования: радиус опасной зоны устанавливается в 300 м в нагорную сторону; минная станция размещается за пределами опасной зоны в пункте с хорошим обзором местности; оцепление опасной зоны производится хорошо проинструктированными рабочими с флажками и свистками; в качестве средства звуковой сигнализации применяется ручная сирена и др.

Литература

1. Инструкция по топографической съёмке в масштабах 1:5000, 1:2000, 1:1000 и 1:500 ГКИНП-02-033-82, М: Недра, 1982. 160 с.
2. М.А. Перегудов, И.И. Пацев, В.И. Борщ-Компониец. Маркшейдерские работы на карьерах и приисках. М.Недра 1980. 365 с.

ГЕОМЕХАНИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ РУДНЫХ ШТРЕКОВ ПРИ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «МАЙСКОЕ»

Рассказов С.А., Боровков Ю.А.

rasskazov1992@gmail.com, Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

При понижении горных работ на более глубокие горизонты возникает опасность обрушения подработанного массива горных пород подготовительными и очистными выработками из-за проявления горного давления со стороны выше расположенных пород. Поэтому необходимо обосновать устойчивые параметры очистных камер и подготовительных выработок применительно к разработке золоторудного месторождения «Майское», которое расположено в пределах Чукотского нагорья в одном из северных отрогов Анадырского хребта. Рельеф района холмисто-увалистый с пологими склонами и уплощенными водоразделами. Климат района арктический.

Растительный и животный мир типичны для зоны арктической тундры. Лес полностью отсутствует. Район месторождения сейсмически спокоен.

Месторождение имеет сложное геологическое строение и тектоническую нарушенность, крайне неравномерное распределение запасов в недрах, ограниченный размер очистного пространства, многообразие условий по устойчивости руд и вмещающих пород. На устойчивость горных пород влияют: физико-механические свойства руды и вмещающих пород, изменчивость формы рельефа кровли, угол падения жил, тектоническая нарушенность, наличие многолетней мерзлоты и др. Все это будет осложнять отработку месторождения.

Рудные тела Майского месторождения представляют собой линейно вытянутые в субмеридиальном направлении оруденелые зоны дробления и смятия алевролитов, песчаников и сланцев, значительных размеров (500-1000 м). Глубина распространения запасов достигает 800 м. Мощность рудных тел изменяется от 0.9 до 5.3 м, составляя в среднем 2.5-3.5 м. Основная часть запасов месторождения сосредоточена в рудных телах с мощностью до 3.0 м (1 и 2 рудное тело).

Вмещающие породы, а также руды месторождения квалифицируются как породы, относящиеся к XIV-XVII категориям по буримости пород для горнопроходческих работ и по 8-10 – для буровых. Объемный вес руд и вмещающих пород составляет 2.65-2.9 т/м³. Коэффициент крепости руд по Протодяконову составляет 6-7, вмещающих пород – 7-10, влажность руд и вмещающих пород изменяется от 0.2 до 1.6, составляя в среднем 0.4.

Кусковатость пород и руд по двум опытам грохочения охарактеризована следующей размерностью и соотношением фракций: 300 мм – 5%, 100мм – 15%, 50 мм – 20%, меньше 50 мм – 60%. Коэффициент разрыхления пород и руд составляет 1.6-1.8.

Гранитогорской опытно-методической экспедицией (КазИМС) на пробе весом 30 т доказана эффективность процесса самоизмельчения руд Майского месторождения. Трещиноватость горных пород и руд изучалась на горизонте +200м путем массовых замеров трещин в 39 точках, равномерно распределенных по простиранию рудных тел. По временной классификации ИГД им. А.А.Скочинского, массив Майского месторождения относится к I, II, III категориям сильно трещиноватых мелкообломочных пород. На отдельных участках кварц-полевошпатовые порфиры и песчаники квалифицированы как среднеобломочные.

Трещины в рудных телах являются, преимущественно, крутыми (91%), а во вмещающих породах – пологими и крутыми. Количество трещин на 1 п.м. варьирует от 2.2 до 6.0, среднее расстояние между трещинами 0.1-0.65 м.

Для выполнения районирования месторождения по устойчивости произведена обработка геологической базы данных по геологоразведочным скважинам и результатам геомеханического обследования на руднике «Майское» горных выработок горизонтов +140, +200, +250 м.

На основе этих данных создана геомеханическая модель указанных горизонтов, включающая в себя фактические и проектные положения горных выработок, морфологию рудных тел и параметры трещиноватости по скважинам (RQD), результаты геомеханического обследования с указанием мест замеров и глубины, зоны тектонических нарушений и рудо-породную модель месторождения.

Оценка устойчивости рудных штреков производилась на основе моделирования для различных параметров рудных штреков и стадий выемки запасов руды с применением системы разработки горизонтальные слои с закладкой выработанного пространства.

Расчёт предельных пролётов рудных штреков производился по методу оценки устойчивости обнажений на основе определения критерия Бартонa Q, дающий приближенные значения показателей, характеризующий структурные особенности рассматриваемого массива и определяемый по формуле:

$$Q = \frac{RQD}{J_n} \cdot \frac{J_r}{J_a} \cdot \frac{J_w}{SRF},$$

где

RQD – нарушенность массива трещинами по кусковатости керна скважин;

J_n – количество систем трещин;

J_r – шероховатость трещин;

J_a – сцепление поверхностей трещин;

J_w – водный фактор;

SRF – фактор снижения напряжений.

Моделирование проходки штреков шириной 5 метров показало возможность разрушения в кровле выработок. Высота зоны разрушения пород кровли составляет от 0,5 м и более. Также зоны разрушения контура выработки отмечены и в стенках, примерно также на глубину 0,5 м. Но если стенки можно закрепить анкерами, то кровлю рудного штрека можно усиливать лишь торкрет-бетоном.

Увеличение пролетов также негативно сказывается на устойчивости кровли – увеличивая мощность отслоений. Так при ширине рудного штрека от 7 метров и более высота прогнозируемых отслоений больше 1 метра.

В данных условиях необходимо уменьшать сечение рудных штреков до устойчивого состояния.

По результатам моделирования рудные штрека шириной 4 метра устойчивы в условиях первого рудного тела на горизонтах +250 м, +200 м и +140 м. Для обеспечения безопасности необходимо производить торкретирование кровли рудных штреков.

На горизонтах +80 м и +20 м глубиной 300-350 м в условиях 1-го рудного тела по результатам моделирования с гидростатическим природным полем в кровле рудного штрека шириной 4 метра отмечаются разрушения мощностью более 0,5 метра.

На основании выполненного моделирования можно сделать следующие выводы:

- на горизонтах +250, +200 и +140 м пролёты рудных штреков для 1-го рудного тела сохраняют устойчивость до 4,5 м, а для 2-го – до 5,8 м;
- на участках рудных штреков с тектоническими нарушениями необходимо производить торкретирование кровли и крепление бортов анкерами;
- при геологоразведочном бурении на глубоких горизонтах и доразведке запасов полезного ископаемого в обязательном порядке производить замеры RQD по рудам и вмещающим породам;
- для уточнения расчётов необходимо производить изучение природного поля напряжений на глубоких горизонтах.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ КАРЬЕРНОЙ ВЫЕМКИ НА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИБОРТОВЫХ ЗАПАСОВ РУДЫ И ШИРИНУ РАЗДЕЛИТЕЛЬНОГО ЦЕЛИКА

Боровков Ю.А., Ивченко В.В., Рассказов С.А.

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

Прибортовые запасы руд отрабатывают, в основном, с применением систем разработки с закладкой выработанного пространства твердеющими и разнопрочными смесями. Это позволяет снизить сдвигание массива горных пород при его подработке в результате выемки запасов руд в прикарьерной зоне, потери устойчивости уступов в карьере, потолочин и стенок камер и целиков при ведении очистных подземных горных работ, управлять напряженно-деформированным состоянием (НДС) массива горных пород.

При комбинированной разработке определенная часть промышленных запасов руд остается за предельными контурами карьеров и нередко под охраняемой территорией. При выборе технологии разработки прибортовых запасов залежей необходимо определить их расположение относительно борта карьера. В основном, применяют две группы выемки таких запасов руд: путем отработки охранного разделительного целика борта карьера или за его пределами. При отработке охранного разделительного целика происходят деформации бортов, и снижается их устойчивость.

Запасы рудных залежей в зависимости от технологии ведения очистных работ и степени взаимного влияния на устойчивость бортов карьера делят на две зоны:

- приконтурные запасы (иногда называемые переходной зоной), непосредственно прилегающие к пространству карьера (в борту или дне);
- законтурные (расположенные за приконтурными) отрабатываются под защитой рудного или искусственного барьерного целика.

Размеры приконтурной зоны условно принимают равной размерам выемочного блока. В охранных целиках разработку ценных руд ведут с закладкой выработанного пространства открыто-подземным или подземным способом. При этом применяют различные по составу сочетания закладочного массива в зависимости от расхода цемента.

Для повышения полноты извлечения запасов полезного ископаемого из недр при добыче трещиноватых руд в прибортовой зоне подземными работами необходимо решить следующие задачи исследовать: 1) напряженно-деформированное состояние (НДС) массива горных пород в прибортовой зоне карьера; 2) НДС массива горных пород в прибортовой зоне в лабораторных и промышленных условиях; 3) разработать метод определения параметров камерной системы разработки с закладкой при выемке прибортовых запасов руды.

Возмущение, вносимое карьером в природное поле напряжений, приводит к разгрузке радиальных (нормальных к контуру бортов) и перераспределению окружающих тангенциальных (действующих вдоль контура бортов карьера) напряжений. Напряженное состояние массива вокруг карьера в вертикальном сечении характеризуется следующими закономерностями. Вблизи поверхности откоса максимальные главные напряжения параллельные ему, а под дном карьера – горизонтальны. Минимальные главные напряжения на поверхности откоса разгружены. В вертикальном разрезе наблюдается разгрузка радиальных напряжений в прибортовом массиве и под дном карьера, а их концентрация – на флангах дна карьера. Следствием разгрузки вертикальных напряжений является упругое восстановление массива, выражающееся в поднятии земной поверхности вблизи верхней бровки бортов и дна карьера/

Поэтому, исходя из предпосылок В.Г.Зотева и с учетом структурных особенностей прибортового массива, его напряженного состояния (наличия горизонтальных напряжений, превышающих вертикальные) и контура карьера, нами была получена формула для определения мощности зоны влияния карьера на прибортовой массив:

$$h_p = H_k \cdot \left[\sqrt{1 + \left[\frac{L_d + H_k(\operatorname{ctg}\alpha + \operatorname{ctg}\beta)}{2H_k(1-\lambda) \cdot C \cdot \operatorname{tg}\varphi'} \right]^2} - 1 \right], \quad (1)$$

где H_k – проектная глубина карьера, м; L_d – ширина дна карьера в сечении, м; C – отношение максимальной к минимальной величине горизонтальных напряжений; λ – коэффициент структурного ослабления прибортовых пород от начала ведения очистных горных работ, φ' – угол внутреннего трения пологой системы трещин.

Анализируя формулу (1) можно убедиться, что с увеличением углов наклона бортов карьера, коэффициента структурного ослабления пород и отношения величины максимальной горизонтальной составляющей природного поля напряжений к величине минимальной составляющей величина зоны влияния карьера на окружающий прибортовой массив будет уменьшаться по степенному закону.

Карьерная выемка вносит асимметрию в распределение напряжений вокруг подземных выработок в прикарьерном массиве. В результате разделительный целик находится в условиях сжатия со сдвигом, а кровля подземных камер, с помощью которых предполагается обрабатывать прибортовые запасы руд, – растяжения со сдвигом.

Аналитических зависимостей, позволяющих определить параметры разделительного целика между открытыми и подземными работами, сохраняющего устойчивость борта карьера при его подработке подземными работами, существуют не достаточно. Они, в основном, имеют ограниченные условия применения для комбинированной разработки месторождений. Существующие методы определения параметров разделительного целика, расположенного в прибортовой части карьера, не учитывают мощность зоны влияния карьера на прибортовой массив горных пород и степень изменения структурных особенностей массива в этой зоне.

На основании методов строительной механики и того, что разделительный целик находится в условиях больших сдвигающих нагрузок и его устойчивость подчиняется условию прочности Кулона-Мора с учетом относительной мощности зоны влияния карьера (h_p/H_k) и коэффициента структурного ослабления (λ), ширину прибортового разделительного целика при отработке камер первой очереди можно определить из выражения:

$$a = \frac{\lambda \gamma H^2 \sin \beta [15K + 19(1-K)(h_p/H_k)] \cdot (h_p/H_k)}{2 \cdot (10 \cdot k' \sigma_p - \lambda \gamma H \sin \beta \cdot K)}, \quad (2)$$

$$k' = \left\{ (1 - \sigma_p/\sigma_c) \cdot (1 + \xi) + 2(1 + \sigma_p/\sigma_c) \cdot \sqrt{(\xi - 1)^2 + 7.1 \cdot \operatorname{ctg}^2 \beta} \right\}^{-1}, \quad (3)$$

где H – глубина ведения подземных работ в борту карьера от земной поверхности, м; $\beta = \alpha(1 + h_p/H_k)$, K – коэффициент концентрации горизонтальных напряжений вблизи откоса борта карьера; σ_c , σ_p – пределы прочности на одноосное сжатие и растяжение, МПа; ξ – коэффициент соотношения ширины целика к его высоте.

Анализируя полученную формулу (2) можно сделать вывод, что ширина разделительного целика, оставляемого в борту карьера, зависит от НДС прибортового массива пород, относительной мощности зоны влияния карьера на прибортовой массив и прочностные характеристики пород и изменяется от глубины ведения подземных горных пород по закону дробно-линейной функции. Следует также отметить, что при увеличении величины коэффициента структурного ослабления ширина разделительного целика увеличивается прямо пропорционально.

АДМИНИСТРАТИВНО-ПРАВОВЫЕ ВОПРОСЫ ВЕДЕНИЯ МАРКШЕЙДЕРСКИХ РАБОТ

Голованов В.А.

vikago@mail.ru, Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
Санкт-Петербург, Россия

В последнее десятилетие в практике и методике ведения маркшейдерских работ произошли существенные изменения. Внедряются в производство маркшейдерских работ новые приборы и систем. Успешно применяются на горных предприятиях электронные тахеометры, глобальные навигационные спутниковые системы, цифровые нивелиры, гироскопические приборы, лазерные сканирующие системы. Увеличивается производительность труда, повышается качество и культура производства.

Наряду с этим наблюдается небывалая активность чиновнично-бюрократических указаний, положений, инструкций и т.д., которые не столько помогают, сколько создают дополнительные трудности маркшейдерам. Мы уже не раз выступали против формальных положений о проведении метрологических работ в области маркшейдерского дела и приведении их в соответствие с законом «Об обеспечении единства измерений в Российской Федерации». Сейчас речь пойдет о новом веянии, которое постепенно охватывают всю страну.

В Постановлении правительства РФ от 28 марта 2012 г. N 257 «О лицензировании производства маркшейдерских работ» в пункте 5... «Лицензионными требованиями к лицензиату при осуществлении деятельности по производству маркшейдерских работ помимо указанных в пункте 4 настоящего Положения являются:

е) проведение работ в соответствии с согласованной в установленном порядке проектной документацией на производство маркшейдерских работ, техническим проектом, планами и схемами развития горных работ, а также с требованиями по проведению маркшейдерских работ. Казалось, в общем, безобидное требование, вдруг превратилось в большую проблему для маркшейдеров горных предприятий. Из, по сути нужного документа, получился громоздкий конгломерат набора фраз и методик, которые зачастую даже не пригодны в условиях данного предприятия. В стране появились организации, которые за значительные денежные вознаграждения составляют, так называемые проекты. Более того, вдруг выяснилось, что маркшейдеры с огромным практическим стажем даже не могут самостоятельно составить проекты для своих предприятий. Это связано с тем, что никто толком не знает, что должно быть в данном проекте. Хотя в образовательном стандарте по маркшейдерской специальности четко сказано, что специалист должен уметь составлять проекты маркшейдерских работ.

Никто толком не смог объяснить, что это за проект и каким содержанием он должен быть наполнен. И в стране началось активное «творчество» по разработке этих проектов. Автору статьи удалось познакомиться с несколькими проектами, выполненными сторонними организациями для горных предприятий. Первое что поражает – это объём указанных проектов. Дипломные проекты выпускников маркшейдерской специальности обычно содержат 120-130 страниц. Но это дипломный проект, который содержит геологическую, горную, экономическую части, вопросы охраны труда, геодезическую и, наконец, маркшейдерскую части.

Создатели проектов тоже придерживались данной схемы, и их труд уместился на 150-160 страницах. Чего там только не написано! И геология, и горная часть. Но, самое интересное начинается, когда речь идет о маркшейдерских работах. Складывается впечатление, что этот раздел писали люди вообще никогда не занимавшиеся данной деятельностью.

Например, в одном из проектов есть раздел «Измерение длин линий». Он занимает в общей сложности 9 страниц. Приведем выдержки из этого раздела, естественно с сокращением, но в авторской редакции и с нашими комментариями.

«Промышленностью выпускаются рулетки длиной от 1 до 50 м. Рулетки относятся к рабочим измерительным средствам, которые применяются в качестве мер длины при непо-

средственных измерениях длин и расстояний...Интересно узнать, кто в XXI веке будет измерять длины сторон на карьере рулетками! Ну а дальше следует шедевр этого труда – «Кроме рулеток промышленностью выпускаются штриховые землемерные ленты, предназначенные для измерения длин линий на земной поверхности методом откладывания и фиксирования длины ленты или ее отдельных интервалов». Только сумасшедший в наше время при наличии электронных тахеометров будет измерять расстояния этими способами на карьере, да и вообще при любой съёмке! А ведь это проект, который предусматривает применение описанных способов, иначе для каких целей его составляли.

А вот что написано относительно светодальномеров. «Электромагнитные дальномеры приборы для измерения расстояний по времени распространения электромагнитных колебаний между конечными точками линии. Скорость электромагнитных колебаний во время измерений предполагается постоянной и известной. Электромагнитные дальномеры в зависимости от вида используемых электромагнитных колебаний делятся на свето- и радиодальномеры». Далее на нескольких страницах описан принцип работы светодальномеров. По глубине изложения теории это материал для школьников 6 класса. Не можем удержаться от перла «Тепловые источники имеют малую интенсивность и поэтому применяются в светодальномерах с небольшой дальностью действия».

А вот как звучит в проекте важнейший вопрос о проверке светодальномеров. «Проверки светодальномера начинают с проверки внешнего состояния. При визуальном осмотре необходимо убедиться в отсутствии механических повреждений на самом светодальномере и на комплектующих приборах. Проверяют работоспособность прибора и его узлов». Эти единственные 5 строк действительно посвящены проверке светодальномера.

Вообще, содержание проектов – это скопированные материалы из различных источников, которые порой даже не адаптированы к конкретному предприятию. Становится ясным, что от таких проектов нет никакой пользы. А между тем, инспекция РОСТЕХНАДЗОРА требует их наличия. Из-за отсутствия таких планов предприятия подвергаются высоким штрафам.

Что же делать в данной ситуации? Выполнять требования Постановления! Но творчески и с умом, чтобы эта работа действительно была полезна и помогала маркшейдерам выполнять их профессиональный долг. В таком проекте, прежде всего, необходимо, разработать и отразить то, что, является для горного предприятия новым и необходимым и чего нет в действующих нормативных документах. А какая польза от проекта, в котором скопирована инструкция, которая есть на столе у маркшейдера?

Хочется привести рациональные предложения по данному вопросу, которые были изложены ещё в 1979 году в «Справочнике по маркшейдерскому делу» [1]. «Проектирование маркшейдерского обслуживания крупных предприятий». «На крупных разрезах в результате прогресса в технике и технологии добычи угля и увеличения объема выемки горной массы увеличился объем маркшейдерских работ и усложнился их характер. Возникла необходимость перейти на более производительные способы выполнения маркшейдерских работ, которые требуют применения уникальных приборов, оборудования и улучшения организации маркшейдерской службы и т.д.

Естественно, что при разработке проектов маркшейдерских работ учитываются принятые проектные решения по технологии разработки полезного ископаемого, горно-геологические и климатические условия. Возьмите это за основу, современные творцы нормативных документов! Проект должен быть небольшим по содержанию, конкретным и отражающим действительную потребность данного предприятия в таком плане. Его объём вряд ли превысит 15-20 страниц и это будет логическим приложением к ежегодному плану горных работ. И такой проект, конечно, без труда разработает коллектив маркшейдерского отдела без привлечения и оплаты сторонних организаций.

Литература

1. Справочник по маркшейдерскому делу/Под ред. проф. д-ра техн. наук А.Н. Омельченко. – 4-е изд., перераб. и доп. – Недра, 1979. с.576

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПОВЕРХНОСТИ СКОЛЬЖЕНИЯ БОРТОВ КАРЬЕРОВ ПРИ КОМБИНИРОВАННОЙ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Свиридова Т.В.

ntv_3110@mail.ru, ФГБОУ ВПО «Магнитогорский государственный технический университет им. Г.И. Носова», г. Магнитогорск, Россия

Опыт открыто-подземной разработки свидетельствует о сложности всех геомеханических проблем при отработке прикарьерных зон. При этом нарушения технологии выемки могут являться причиной катастрофических последствий проявлений горного давления при доработке запасов в бортах карьера.

Ведение подземных работ в прибортовой зоне изменяет напряженно-деформированное состояние массива. Прочностные характеристики вмещающих пород, сложившееся соотношение удерживающих и сдвигающих сил в массиве борта и положение поверхности скольжения изменяются.

Однако методики оценки устойчивости подрабатываемых бортов отсутствуют. Существующие методики позволяют лишь смоделировать распределение напряжений в борту карьера, но не дают возможности оценить запас устойчивости в зависимости от места заложения подземных выработок.

Целью проводимых исследований являлось определение параметров поверхности скольжения и разработка методики оценки устойчивости подработанного борта карьера.

Было выполнено моделирование различных условий подработки борта карьера с помощью программного комплекса FEM (УГГА г. Екатеринбург), основанного на методе конечных элементов.

На основе анализа существующих открыто-подземных рудников были определены основные параметры моделирования:

- глубина карьеров: 260, 360, 460 м;
- угол откоса борта карьера: 45-55°;
- размеры камеры: 40*40 м;
- глубина заложения камеры: 0.5H, 0.7H, 0.9H.

В результате эксперимента было рассмотрено 126 различных вариантов. Линии скольжения были построены с учетом действия объемных сил.

Исследования показали, что призма скольжения не всегда выходит в нижнюю бровку откоса при подработке борта карьера. Линия скольжения направлена в сторону подземной выработки и с увеличением глубины заложения камеры место выхода призмы скольжения стремится к нижней бровке.

Результаты моделирования были обработаны с применением статистического анализа методом «крутого восхождения». Разработана аналитическая зависимость для определения глубины (м) места выхода линии скольжения в откос. Формула для расчета имеет следующий вид:

$$H_{вых} = x_1 + x_2 \cdot \alpha + x_3 \cdot c + x_4 \cdot \frac{h}{H} + x_5 \cdot \phi,$$

где – x_1, x_2, x_3, x_4, x_5 аналитические коэффициенты, зависящие от глубины карьера; α – угол откоса борта карьера, град; c – сцепление пород в массиве, МПа; $\frac{h}{H}$ – отношение глубины заложения выработки и глубины карьера; ϕ – угол внутреннего трения пород, град.

Анализируя полученные данные и построенные зависимости, можно сделать следующие выводы:

- при увеличении угла откоса на 5° глубина выхода увеличивается на 14% при постоянных физико-механических свойствах и глубине заложения выработок;

- с увеличением сцепления в массиве на 0,1 МПа, угла внутреннего трения на 2° глубина места выхода призмы скольжения уменьшится на 6%;
- при увеличении глубины карьера на 100 м глубина места выхода линии скольжения увеличивается при постоянных параметрах разработки на 19-29%.

Также разработана аналитическая зависимость для определения коэффициента запаса устойчивости по наиболее вероятной линии скольжения подработанного борта карьера, учитывающая инженерно-геологические условия массива и место заложения подземных выработок. Формула для расчета коэффициента запаса устойчивости имеет следующий вид:

$$K_{3y} = x_1 + x_2 \cdot \alpha + x_3 \cdot c + x_4 \cdot \frac{h}{H} + x_5 \cdot \phi .$$

Анализируя полученные данные и построенные зависимости, можно сделать следующие выводы:

- при увеличении угла откоса на 5° коэффициент запаса устойчивости уменьшится на 8-10% при постоянных физико-механических свойствах и глубине заложения выработок;
- с увеличением сцепления в массиве на 0,1 МПа, угла внутреннего трения на 2° коэффициент запаса устойчивости увеличится на 15-17%;
- при увеличении глубины карьера на 100 м при постоянных параметрах разработки на коэффициент запаса устойчивости уменьшится на 12-14%.

На основании полученных результатов подработанный борт карьера глубиной 260 м будет устойчивым с углом откоса 35-40°. При глубине карьера 360 м угол откоса борта карьера должен быть принят 35°, при 460 м – не более 35°.

Применение данного способа расчета позволит с достаточной степенью точности произвести построение поверхности скольжения и по ней определить коэффициент запаса устойчивости подработанного борта карьера. Разработанная методика обоснования устойчиво-безопасных параметров доработки запасов подземным способом, позволит организовать безопасность горных работ на нижних горизонтах карьера.

Литература

1. Гавришев С.Е., Кузнецова Т.С., Некерова Т.В. Методика обоснования параметров бортов карьеров при выемке прибортовых запасов подземным способом // Вестник Магнитогорского государственного технического университета им. Г.И. Носова. – 2010. № 1 (29). – С. 14-17.
2. Зотеев О.В. Геомеханика. – Екатеринбург: УГГА.-1997.
3. Кравчук Т.С., Некерова Т.В. Определение рациональной глубины карьера при комбинированной разработке рудных месторождений // Черные металлы. Спецвыпуск, -2011. – Июнь. – С. 26-29.
4. Кузнецова Т.С., Некерова Т.В. Предельная высота подработанного откоса подземными выработками при действии объемных сил // Вестник МГТУ. – 2009. -№3. – С.5-8.
5. Кузнецова Т.С., Некерова Т.В. Обоснование параметров погашения бортов карьера при открыто-подземной разработке месторождения // Сборник докладов международной научно-практической конференции «Роль стратегии индустриально-инновационного развития республики Казахстан в условиях глобализации: проблемы и перспективы». Т.1. – Рудный, 2009. – С. 125-129.
6. Правила обеспечения устойчивости откосов на угольных разрезах – СПб., 1998.

ПОВЫШЕНИЕ НАДЕЖНОСТИ РАБОТЫ КАРЬЕРОВ, ПРИ РАЗРАБОТКЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЛОЖНОГО СТРОЕНИЯ

Иванов В.В., Гурский С.С.

vladimirivanov@inbox.ru, Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, Россия

Открытая разработка железорудных месторождений сложного строения связана с отработкой рудных тел, имеющих не выдержанное по мощности строение с частым пере-
слаиванием с безрудными прослоями вмещающих пород. [1]

В настоящее время открытая разработка мощных месторождений полезных ископаемых связана с минимальными объемами готовых к выемке запасов горной массы на уступах карьера, обычно их объем не превышает размер месячной производительности выемочно-погрузочного оборудования.

Для повышения надежности работы горнотехнической системы, осуществляющей разработку железорудного месторождения открытым способом, необходимо осуществлять оптимальное распределение готовых к выемке запасов по рабочим горизонтам.

В категорию готовых к выемке запасов включают запасы, отработка которых может вестись независимо от подвигания смежного вышележащего уступа с оставлением рабочей площадки необходимой ширины, при этом кровля уступа должна быть очищена от остатков породы. Обеспечение независимости подвигания смежных уступов возможно за счет оставления запасов в резервной полосе рабочей площадки. Эта категория запасов, кроме обеспечения независимости подвигания смежных уступов, позволяют решить задачи обеспечения требуемого качества полезного ископаемого, создания резервной полосы рабочей площадки для временного размещения оборудования, автодорог и др.

Надежность функционирования рабочих уступов карьера зависит не только от коэффициента готовности уступов, но и от запаса горной массы между ними. Чем больше величина коэффициента готовности рабочего уступа карьера, тем ниже значение коэффициента вынужденного простоя, который характеризует вероятность неработоспособности системы в произвольно выбранный момент времени. Таким образом, создание резерва на рабочем горизонте карьера повышает надежность работы карьера до тех пор, пока величина его не превысит времени простоев вышележащего горизонта.

Формирование рабочей зоны карьера в пространстве и времени осуществляется при изменении ширины рабочих площадок, подвигании рабочего борта в процессе развития горных работ. Регулирование шириной рабочей площадки, при соблюдении закономерностей развития карьерного пространства, позволяет формировать рабочую зону карьера, соответствующую максимально возможной надежности ведения горных работ в данных условиях. Ширина рабочих площадок включает минимальную ширину и определенный запас, снижающий влияние ведения горных работ на смежных уступах. На каждом уступе в карьере существует минимальная ширина рабочей площадки, при которой горные работы на нижележащем уступе должны быть остановлены, чтобы избежать остановки их на данном уступе, обеспечивающая нормальную работу горнотранспортного оборудования, размещаемого только на данном уступе.

Надежность работы уступа определяется коэффициентом готовности технологической цепи на данном уступе, надежностью работы вышележащего уступа, а также объемом готовых к выемке запасов или опережением ведения вскрышных работ на вышележащем горизонте [2].

Для нормирования объемов готовых к выемке запасов необходимо учесть взаимное влияние основных факторов:

- затрат на перегоны экскаваторов ($C_{пер}$);
- затрат на поддержания в течение года на всех горизонтах запасов, необходимых для удаления вскрыши или добычи полезного ископаемого над резервной полосой ($C_{рез}$);

- убытков от снижения производительности карьера по полезному ископаемому из-за необходимости поддержания запасов (C_m);
- убытков от увеличения текущего коэффициента вскрыши (C_k);
- убытков из-за неудовлетворения спроса на продукцию предприятия по объему и качеству (C_o).

Оптимальный объем готовых к выемке запасов соответствует минимуму суммарных затрат

$$\sum C_{звз} = C_{пер} + C_{рез} + C_m + C_k + C_o \rightarrow \min.$$

Обоснование оптимального объема готовых к выемке запасов представляет собой технико-экономическую задачу, при решении которой учитывается зависимость характера движения запасов от различных горнотехнических и горно-геологических факторов, а также экономическая эффективность, определяемая механизмом управления запасами.

Литература

1. Петров С.В. Минералогия и геохимия благородных металлов во вмещающих породах и рудах Костомукшского месторождения железистых кварцитов (Карелия) / С.В. Петров, Т.А. Головина // Вестник ВГУ, Серия: Геология, 2006, № 2, с. 149-158.

2. Иванов В.В. Определение оптимальной величины готовых к выемке запасов при открытой разработке сложноструктурных карбонатных месторождений // Освоение минеральных ресурсов Севера. Воркута, 2008. С.112-116.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАЧЕСТВА ПЛАНИРОВАНИЯ ГОРНЫХ РАБОТ ДЛЯ РУДНИКА НУРКАЗГАН ТОО «КОРПОРАЦИЯ КАЗАХМЫС»

Проценко А.В., Байров Ж.Б., Зартенова Л.Г.

protsenkoanastassiya@gmail.com, Национальный исследовательский технологический университет «МИСиС», Московский Горный институт, кафедра «Аэрологии, технологической безопасности и горноспасательного дела», Москва, Россия

Прибыль горнодобывающего предприятия формируется от двух основных источников – неизменного природного богатства месторождения и совершенства применяемых технологий, которые необходимо постоянно развивать.

Многочисленные параметры и факторы горного производства в комплексе составляют значительный информационный массив пространственно-ориентированных данных, что значительно усложняет принятие решений и делает это возможным лишь на основе компьютерных информационных систем.

Горно-геологические информационные системы (ГГИС) предлагают огромный арсенал инструментов, позволяющих оперативно и точно обеспечить обработку данных геологических, маркшейдерских и других измерений, а также многократно увеличить эффект от их комплексного использования при планировании и управлении.

Целесообразность использования специализированного программного обеспечения (ПО) ГГИС во многих случаях доказана временем и достигнутыми результатами. Сегодня для современного горного предприятия вопрос внедрения ГГИС является таким же актуальным, как, например, вопрос приобретения высокопроизводительной техники.

В корпорации Казахмыс проект внедрения ГГИС начат в 2011 году и находится в настоящее время на стадии перехода к опытной эксплуатации. Планирование в ГГИС позволяет пользователю осуществлять построение моделей принятых к отработке горных выработок в границах утвержденного проекта и с учетом необходимой детализации, всех операций основных и вспомогательных технологических процессов, используемых ресурсов и имеющихся ограничений. Однако, одним из рисков успешного внедрения продолжает оставаться критическое отношение руководства и персонала рудников к преимуществам ПО в обеспечении достоверности планов горных работ, разрабатываемых на его основе.

С целью сопоставления плановых показателей добычи, рассчитанных с использованием ГГИС и «ручного набора» осуществлен их сравнительный анализ по руднику Нурказган (Западный участок).

В качестве исходных данных взяты [1]:

- графический план добычи по горизонту 230м в формате AutoCad и динамика добычи руды по руднику Нурказган (Западный участок) на 2015год в формате Microsoft Excel;
- каркасная модель фактически обуренных камер горизонта 230м и локальная геологическая модель рудника Нурказган, выполненные в ПО SURPAC.

Объем добычи руды по каждому буро-доставочному штреку (БДШ) горизонта 230м при «ручном наборе» рассчитывался по следующим формулам:

*Балансовая руда = Объем добычной камеры (Среднее сечение добычной камеры * длину камеры) * удельный вес руды*

*Товарная руда = Балансовая руда * % потерь / (1 – % разубоживания)*

При «ручном подсчете» в добычных камерах по каждому буро-доставочному штреку использовалось усредненное значение попадающих в контур содержания меди, взятых с геологических разрезов. Сечения камер добычи принимались в соответствии с проектом, без учета фактического положения на верхнем горизонте. В соответствии системой разработки поэтажного обрушения, применяемой на руднике Нурказган, с отбойкой медесо-

державшей руды методом скважинных зарядов, количество добытой рудной массы из выемочных единиц горизонтов устанавливается на основании результатов маркшейдерских инструментальных съемок, нанесенных на планы или разрезы, с учетом расположения и глубин взрывных скважин и расчетного контура распространения взрыва [2].

Расчет объемов добычи балансовой и товарной руды с использованием ГГИС осуществлялся по аналогичным формулам, однако объем каждой добычной камеры получали из справок по каркасной модели камеры, отстроенной в ПО SURPAC, с учетом смоделированного фактического положения камер на вышележащем горизонте. Содержания в камерах вычислялись по локальной геологической модели, включающей значения по геологическим данным рудного контроля.

Визуальный анализ блоков, попадающих в каркасы добычных камер позволяет отметить крайне неравномерное распределение содержаний, что указывает на ошибочное использование усредненного значения при «ручном подсчете». Детальные расчеты и сопоставления показывают, что:

- по Северному блоку среднее отклонение по камерам составило 19.7%; в целом по блоку – 8.9%;
- по Южному блоку соответственно 12.4% и 11.8%;
- по горизонту в целом отклонение 1.8%.

Например:

- -по БДШ-22 содержание меди в запланированной к добыче руде, подсчитанное «вручную» составило 0.40%, а в ГГИС – 0.74%;
- по БДШ-36 соответственно 1.26% и 0.81%;
- по БДШ-9 содержания по меди совпали и составили 0.61%.

Фактические каркасы имеют неправильную форму и значительно отличаются от проектных, отстроенных на основании результатов маркшейдерских инструментальных съемок. Детальные расчеты и сопоставления показывают, что объемы товарной руды имеют также значительные расхождения:

- по Северному блоку среднее отклонение по камерам составило 26%;
- по Южному блоку среднее отклонение по камерам составило 14%.

При подсчете металла расхождения следующие:

- по Северному блоку среднее отклонение по камерам – 35%;
- по Южному блоку среднее отклонение по камерам – 23.1%.

Полученные расхождения позволяют сделать предположение о том, что при отработке годового плана, составленного «ручным способом», неизбежно возникнет необходимость в многократном внесении корректировок и изменений, в связи с не подтверждением при производстве работ ожидаемых объемов и содержаний. Соответственно, это повлечет незапланированные расходы трудовых, временных и материальных ресурсов и, как следствие, увеличение себестоимости добытой руды. Нестабильность и постоянные изменения несут и другие, нематериальные проблемы, например, несогласованность действий отдельных служб, психологическая напряженность в коллективе, несвоевременная подготовка забоев и другие, то есть все, что приводит к нарушению требований безопасного ведения горных работ. Следствием этого является повышение риска возникновения травм, несчастных случаев, аварий и чрезвычайных ситуаций, на ликвидацию которых потребуются очередные затраты.

Эффективная работа современного горного предприятия невозможна без грамотного и объективного плана горных работ, который позволяет снизить затраты, обеспечить безопасность горных работ и создать комфортные условия для работы персонала.

Основным выводом сравнительного анализа является очевидное преимущество ГГИС.

Литература

1. Пояснительная записка к производственной программе рудника «Нурказган» на 2014 год. – г. Темиртау, 2013. – 132 с.
2. Жезказганский проектный институт. ПРОЕКТ отработки запасов месторождения Нурказган. Пояснительная записка. – г. Жезказган, 2006. – 175 с.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ОСНОВАНИЙ ПОДЗЕМНЫХ СООРУЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ СИРИЙСКОЙ АРАБСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

Негурица Д.Л., Алафар Халиль Саид

1104780@gmail.com, Российский университет дружбы народов, кафедра геодезии
и маркшейдерского дела, Москва, Россия

Освоение подземного пространства в городах Сирии по большей части осуществляется открытым способом, который при этом может оказывать значительное влияние на окружающую застройку в плане развития деформационных процессов. Поэтому при строительстве городских подземных сооружений открытым способом необходимо выполнять геодезический контроль деформаций.

Изучение особенностей строительства в Сирии показало, что при строительстве подземных сооружений открытым способом на первый план выходит критерии безопасности зданий окружающей застройки. Деформации зданий окружающей застройки характеризуются неравномерными осадками и сопутствующими формами деформаций.

Измерения деформаций оснований фундаментов зданий и сооружений проводятся в целях определения абсолютных и относительных величин деформаций и сравнения их с расчетными, выявления причин возникновения и степени опасности деформаций для нормальной эксплуатации зданий и сооружений, получения необходимых характеристик устойчивости оснований и фундаментов, уточнения расчетных данных физико-механических характеристик грунтов, уточнения методов расчета и установления предельных допустимых величин деформаций для различных грунтов оснований и типов зданий и сооружений.

Метод измерений перемещений фундамента устанавливается в зависимости от требуемой точности измерения, конструктивных особенностей фундамента, инженерно-геологической и гидрогеологической характеристик грунтов основания, возможности и экономической целесообразности применения метода в данных условиях.

Согласно [1] методы измерения перемещений принимаются в зависимости от классов точности измерения, целесообразных для данного метода. При измерении перемещений различают горизонтальные и вертикальные перемещения оснований фундаментов.

Перед началом измерений перемещений и кренов устанавливаются, опорные знаки, реперы, ориентирные знаки, деформационные марки.

В качестве ориентировочных знаков допускается использовать неподвижные в горизонтальной плоскости столбы, пункты триангуляции, удобные для визирования точки зданий и сооружений.

Вертикальные перемещения фундаментов зданий и сооружений следует измерять одним из следующих методов или их комбинированием (табл. 1):

Таблица 1. Классификация методов измерения вертикальных деформаций

Метод	Характеристика
Геометрическое нивелирование	Основной метод измерения вертикальных перемещений обеспечивающий наибольшую точность, удобство и скорость получения информации о развитии деформационных процессов
Тригонометрическое нивелирование	Используется для измерения вертикальных перемещений фундаментов в условиях резких изменений в высоте
Лазерное сканирование	Используется при проведении высокоточных трехмерных измерений относительных деформаций и перемещений внутренних поверхностей наземных и подземных сооружений.
Фотограмметрический	Используется при неограниченном числе наблюдаемых марок, установленных в труднодоступных для измерений местах функционирующих зданий и сооружений
PIV (Particle Image Velocimetry)	Метод исследования потоков, основанный на регистрации изображений и обработки данных для стробоскопической трассерной визуализации.

Горизонтальные перемещения фундаментов зданий и сооружений следует измерять одним из следующих методов или их комбинированием (табл. 2):

Таблица 2-Классификация методов измерения горизонтальных деформаций

Метод	Характеристика
Створные наблюдения	Используется в случае прямолинейности здания (сооружения) или его части и где есть возможность обеспечения устойчивости концевых опорных знаков створа
Отдельные направления	Используется, когда нет возможности закрепить створ или обеспечить устойчивость концевых опорных знаков створа
Триангуляция	Используется, когда здание или сооружение возводится в пересеченной или горной местности, а также при невозможности обеспечить устойчивость концевых опорных знаков створа
Фотограмметрия	Для измерения деформаций на боковой поверхности грунта формируется сетка из марок, расположенных с определенным шагом. На каждой ступени нагружения производится фотосъемка. Затем вычисляются деформации элементов сети и строятся поля перемещений и деформаций
Лазерное сканирование	Используется при проведении высокоточных трехмерных измерений относительных деформаций и перемещений внутренних поверхностей наземных и подземных сооружений.
PIV (Particle Image Velocimetry)	Метод исследования потоков, основанный на регистрации изображений и обработки данных для стробоскопической трассерной визуализации.

Величины суммарных деформаций, происшедших за соответствующий период наблюдений, определяются по разности координат, полученных по данным текущего и начального циклов наблюдений.

Деформации грунта также могут быть измерены в лабораторных условиях методами рентгенографии, фотограмметрии, муара и обработкой цифровых образов.

С разработкой новой методики измерения PIV появилась возможность автоматизации измерений деформаций и в грунте основания [2]. Для измерения деформаций грунта необходимо сделать фотографии на каждой ступени нагружения. Затем фотографии попарно обрабатываются методом PIV, в результате чего получают инкрементальные значения перемещений частиц грунта, которые впоследствии складываются. По полученным значениям перемещений вычисляются величины деформаций.

Необходимо отметить, что после измерений деформаций геодезическим способом следует сравнить их с величинами деформаций, полученными расчетными методами а также сравнить их с допустимыми значениями, где существуют разные методы определения деформаций и осадки в основаниях подземных сооружений, например метод эквивалентного слоя, метод послойного суммирования и метод угловых точек и др.[3].

Литература

1. ГОСТ 24846-81. Грунты. Методы измерения деформаций оснований зданий и сооружений.
2. Е.Г. Болдырева, А.А. Живаев. К определению деформаций грунта в основании моделей фундаментов [Текст]– Электрон. дан. – Пенза: ООО «НПП Геотек», 2011.
3. Алексеев С. И. Механика грунтов: учебное пособие для студентов вузов. – СПб.: Петербургский государственный университет путей сообщения, 2007. – 111 с.

СОВРЕМЕННОЕ ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ ГОРНЫХ РАБОТ

Шапар Солейманиан

ssoleymanian@srk.ru.com, SRK Consulting, Брисбен, Австралия

Современные программные продукты обеспечивают оптимальные методы планирования горных работ и позволяют получать надежные результаты. Применение программного обеспечения нового поколения дает возможность горным инженерам осуществлять визуальное моделирование эксплуатации рудника на всех стадиях жизненного цикла: подготовительные работы, добыча, складирование руды, формирование породных отвалов и завершение горных работ с последующей рекультивацией участка. Планирование горных работ может быть выполнено в краткосрочной или в долгосрочной перспективе, независимо от размера месторождения или масштаба производства. Использование программного обеспечения по моделированию горных работ позволяет инженерам оперативно рассмотреть различные сценарии и выбрать наиболее рациональный и экономически эффективный вариант. Разработанные планы могут использоваться на самом раннем этапе исследований (prefeasibility) и обновляться в дальнейшем для последующих исследований, а также применяться на стадии производства. Очевидными преимуществами внедрения данной технологии в практическую работу являются точность и эффективность временных затрат. При этом на крупных горных предприятиях, добывающих несколько видов полезных ископаемых и имеющих сложную систему контроля качества руды, данная технология позволяет руководителям получать достоверную информацию, что обеспечивает необходимые параметры конечной продукции.

Использование программного обеспечения дает возможность рассмотреть несколько производственных сценариев, и таким образом исключить повторную работу и сэкономить значительное количество времени. Кроме того, разработанные планы и календарные графики горных работ могут легко использоваться другими инженерами, поскольку все они строятся на основе унифицированных шаблонов. Поэтому уход с предприятия каких-либо специалистов не оказывает влияние на проведение исследований или на выполнение производственного графика. Таким образом, исключается риск потери данных. Рассматриваемая технология может применяться как для открытых, так и для подземных горных работ, а также для всех видов полезных ископаемых. Рассматриваемые программные продукты используют сложные функции математических вычислений, обладают операционной гибкостью и обеспечивают все инженерные методы работы. Таким образом, получаемые результаты являются надежными и достоверными, что дает возможность использовать их в производстве и на фондовых рынках.

В модуле календарного планирования, который абсолютно не ограничен временными рамками, горизонты долгосрочного и краткосрочного планирования неразрывно интегрированы в единый календарный график. Доступ к комплексному пакету гибких опций по подготовке отчетности позволяет генерировать более точные и более содержательные выходные данные, включая анализ критического пути и позиционный анализ. В модуле предусмотрена интерактивная связь между пакетами календарного планирования и проектирования, что позволяет контролировать процесс календарного планирования с точки зрения развития горных работ. Это является преимуществом для молодых инженеров, поскольку дает им возможность лучше понять выполняемую работу.

Модуль рельефа местности и транспортировки позволяет с высокой точностью проектировать транспортные маршруты, поскольку учитывает все переменные в уравнении перемещения горной массы. Модуль включает в себя также функции анализа карьерных дорог, детального моделирования автотранспорта, транспортировки стационарными и передвижными конвейерами и расчета затрат. Он дает возможность рассмотреть многочисленные транспортные стратегии, от минимизации высоты формируемых отвалов до сокра-

щения расстояния перевозки. Кроме того, модуль включает в себя удобный и простой в использовании мастер генерирования различных сценариев.

В рассматриваемом модуле можно моделировать реальные факторы, включая показатель объема перевозки за определенное время (т-км/час), заторы на транспортных дорогах и ограничения скорости движения, а также калибровать данные системы слежения GPS в соответствии с расчетным временем рабочего цикла. Комплексный пакет по подготовке отчетности содержит важнейшие данные из графика транспортировки горной массы, включая детализованные транспортные маршруты, анализ времени рабочего цикла и поэтапные планы. Пакет по подготовке экологических отчетов включает в себя составление прогнозов по нарушению и рекультивации земель, моделирование влажных погодных условий и окончательный анализ рельефа. Модуль рельефа местности и транспортировки применим в равной степени, как для открытых, так и для подземных горных работ и интегрирован с календарными графиками горных работ при любом горизонте планирования.

В рассматриваемом программном обеспечении имеется также новейший инструмент, обеспечивающий расширенные функции для карьеров и подземных рудников. Ниже приведен перечень доступных функций:

- Автотранспортные перевозки и другие альтернативные методы транспортировки;
- Простые инструменты сопоставления плановых и фактических показателей для проведения аудитов на соответствие установленным нормам;
- Геомеханические инструменты, включая стереограммы;
- Калькулятор предельных величин, включая оптимизатор контуров карьера на основе алгоритма Лерча-Гроссмана;
- Пакет проектирования подземных работ для подготовительных и очистных выработок с географической привязкой;
- Автоматический проектировщик для разработки нестандартных проектных схем;
- Калькулятор предельных величин, включая функцию статического расчета NPV;
- Новейшие функции календарного планирования, включая регрессивное перераспределение ресурсов, установление целевых показателей и импортирование ресурсного маршрута.

СПОСОБ ОКОНТУРИВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Абрамян Г.О., Толчкова Е.Н.
МГИ НИТУ «МИСиС», Москва, Россия

Одним из основных проблем эффективного освоения месторождений полезных ископаемых является достоверность исходных данных о пространственном размещении показателей рудных тел в поле месторождения. Особенно это важно при технико-экономическом обосновании (ТЭО) кондиций полезного ископаемого на мощность и содержание полезного ископаемого, где погрешности оценки качественных и количественных запасов полезного ископаемого на много превышают аналогичные погрешности на непрерывных участках месторождения. Погрешности оконтуривания рудных тел, а значит балансовых запасов, априори приводит к ошибочным технико-экономическим решениям, и как следствие – к нерациональному использованию недр и необоснованным затратам со всеми вытекающими отрицательными последствиями.

В настоящее время при оконтуривании рудных тел используют «классическую» методику, которая заключается в проведении контура между различными показателями поля месторождения посередине между их информационными точками (горными выработками, скважинами и т.д.). В случае экстраполяции контур проводят за крайней положительной информационной точкой, на расстоянии равной какой-либо части (1/2, 1/3, 1/4 и т.д.) от принятого при разведке расстояния между информационными точками.

Такой подход к оконтуриванию чего-либо в геометрическом пространстве и в частности рудных тел в поле месторождения *кажется «интуитивно правильным»*. Однако, это *не всегда верно* и при определенных условиях (расстояниях) вступают в силу «законы связи», которые вносят свои, достаточно существенные, поправки в определение местоположения (координат) искомого контура. Не учет этих связей приводит к смещению контура рудного тела, и как следствие – к смещенной, несостоятельной и неэффективной оценке интересующих качественных и количественных характеристик, полученных в результате оконтуривания некоторой, как правило, геометрически весьма неправильной фигуры (формы).

Процесс оконтуривания рудных тел эквивалентен прогнозированию пограничной, нулевой поверхности в пространстве и по своей математической сути, должен основываться на некоторой научно обоснованной прогнозной математической модели, где в качестве зависимой переменной выступает контур, а независимой – другие идентифицированные во время разведки показатели и/или признаки поля месторождения.

Очевидно, что при оконтуривании рудных тел C (области оруденения) одновременно происходит и оконтуривание другой части пространства – безрудия \bar{C} (не C), которое вместе с оруденением составляют общее поле месторождения. Последнее, с точки зрения множеств выступает как универсальное (полное) множество G подмножеств C и \bar{C} :

$$G = C \cup \bar{C}. \quad (1)$$

Для описания пространственных связей между подмножествами C и \bar{C} используется дискретная пошаговая матрица, представляющая собой стохастическую матрицу переходных вероятностей:

$$P_{ij}(l) = \begin{vmatrix} p_{11}(l) & p_{12}(l) \\ p_{21}(l) & p_{22}(l) \end{vmatrix}, \quad (2)$$

где $p_{ij}(l)$ – функция переходных вероятностей из подмножества C_i в подмножество C_j ($i, j = 1, 2, \dots, n$).

Функции переходных вероятностей $p_{ij}(l)$ являются функциями условных вероятностей, с помощью которых оценивается вероятность размещения подмножества C_j в поле месторождения при условии, что на расстоянии равном l (по данным разведки) размещалось подмножество C_i . Диагональные функции переходных вероятностей (2) при шаге равном нулю равны единице ($p_{11}(0) = 1$ и $p_{22}(0) = 1$), недиагональные – нулю ($p_{12}(0) = 0$ и $p_{21}(0) = 0$). По мере увеличения шага разведки (исследования), каждая из функций стремится

ся к своей стационарной (безусловной) вероятности. Шаг, при котором функция переходных вероятностей, «переходит» свою стационарную вероятность в первый раз, называется радиусом связи дискретных показателей R_d (сокращенно – радиус дискретной связи), который является аналогом радиуса автокорреляции при непрерывном размещении геологических показателей.

Оценка вероятности наличия рудного тела или безрудия в каждой «точке» пространства (с дискретностью равной минимальному шагу исследования) в области радиуса дискретной связи R_d дает решение по присваиванию этой «точке» соответствующего наиболее вероятного показателя поля S и \bar{S} и тем самым определение контура между ними.

Теоретические и экспериментальные исследования с помощью компьютерного моделирования, а также по фактическим материалам месторождений цветных металлов показали, что в области радиуса дискретной связи, использование стохастической матрицы переходных вероятностей (2) позволяет произвести несмещенную, состоятельную и эффективную оценку координат контура рудных тел. Более того, чем сложнее месторождение, тем эффективнее предлагаемый способ оконтуривания по сравнению с «классическим».

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ РАБОТ ПО ДОБЫЧЕ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПОДЗЕМНЫМ СПОСОБОМ

Анистратов Ю.И., Александрова Ю.В.

Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

По данным международных публикаций топливно-энергетические затраты на 1 доллар валового продукта составляют в: Швеции и Франции – 12 МДж, Германии – 15 МДж, США – 23 МДж, России – 35 МДж, Китае – 45 МДж. Суммарная мощность, потребляемая человечеством, составляет 13 миллиардов киловатт. Из них 80% энергии удовлетворяется за счёт сжигания горючих ископаемых.

В Европе, США и Японии для обеспечения принятых там стандартов жизни расходуется от 3,5 до 6 тонн условного топлива (т.у.т) на человека в год. У нас в стране с более суровым климатом необходимо около 18 т.у.т. в год. Сегодня в России добывается около 8 т.у.т. на человека в год.

Стоимость энергии получаемой из разных источников не одинаково. Если принять стоимость энергии, содержащейся в одном литре бензина за единицу, то за такое же количество солнечной энергии потребителю пришлось бы заплатить 4,83 единицы, ветровой – 0,55, заключённой в спирте, полученном из биомассы (биогорючее) – 0,9 единицы, ядерной энергии 1,25, энергии ГЭС – 0,3, геотермальной 0,56 и природного газа – 1,8 единицы.

Добыча твёрдых полезных ископаемых является самым энергоёмким производством среди промышленных отраслей. Задача энергосбережения в этой отрасли является чрезвычайно актуальной в энергетической проблеме мира.

В настоящее время добыча полезных ископаемых является высокомеханизированным производством, в котором энергозатраты определяются свойствами разрабатываемых горных пород, природными условиями месторождения и механизацией производственных процессов. Чем выше соответствие технологии и механизации горных работ природным условиям месторождения, тем выше энергоэффективность добычи полезных ископаемых, а, следовательно, и ниже себестоимость добычи. Энергозатраты в себестоимости продукции горного предприятия занимают около 50%.

При проектировании новых горных предприятий и анализе эффективности действующих выбор возможных вариантов технологии и механизации горных работ производится в конечном итоге по экономическим показателям капитальных и эксплуатационных затрат. Методы расчёта для получения этих показателей только косвенно предусматривают учёт свойств разрабатываемых горных пород и природных условий месторождения. А энергетические затраты, особенно эксплуатационные, зависят именно от свойств горных пород, природных условий месторождений, технологии горных работ и механизации.

Оценка по энергетическим методам вариантов системы разработки и технологии горных работ обеспечивает объективную оценку затрат которые при сравнении вариантов технологии в конкретных условиях позволяют выбрать вариант с минимальными суммарными значениями энергопоглощения при добычных работах в сумме с горно-капитальными работами удельных затрат на единицу добываемого попутного ископаемого.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ПАРАМЕТРОВ ТЕХНОЛОГИИ ПРОВЕДЕНИЯ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК С ВЗРЫВНОЙ ПОДГОТОВКОЙ ГОРНОЙ МАССЫ

Анистратов Ю.И., Александрова Ю.В.

Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

По энергетической теории параметры буровзрывных работ для разрушения массива при проведении горизонтальных горных выработок рассчитывается из условий:

1. дробления и выброса породы из массива забоя взрывом;
2. разрушения массива взрывом без образования развала;
3. частичный выброс и дробление массива забоя взрывом.

Первый вариант расчета параметров буровзрывных работ учитывает: требование обеспечения: минимальной эффективности технологического процесса проведения горной выработки ($d_{ср}$, k_p , h_p , $l_{ш}$), свойства массива горных пород ($\sigma_{сж}$, E , ρ , k_d , $d_{ом}$), горное давление в районе выработки (ρ , g , H) и свойства взрывчатого вещества используемого для дробления горных пород массива ($F_{вв}$, η , Q , Δ).

Учет этих параметров обеспечивает надёжность результатов технологического процесса проведения горных выработок и минимальные затраты на производство горных работ.

Второй вариант расчета базируется на физическом явлении механического разрушения горной породы действием взрыва взрывчатого вещества в массиве.

Взрыв взрывчатого вещества в шпуре инициирует волну сжатия, которая распространяется во все стороны, разрушая массив.

Третий вариант расчета параметров буровзрывных работ предполагает использование взаимосвязей природных свойств массива горных пород выработки, взрывчатого вещества и существующей технологии горных работ при проведении горных выработок с использованием буровзрывных работ.

Он отличается от первых двух тем, что заряды врубных шпуров рассчитывают из необходимости дробления горных пород и ее выброса в выработанное пространство, заряды отбойных шпуров – дробления горных пород в необходимой степени по технологическим условиям.

Экономическая эффективность этого варианта находится между первым и вторым вариантом, однако по надёжности реализации получения расчётных параметров он превосходит предыдущие.

Наибольшей экономической и технологической эффект получается при аппаратурном определении свойств массива горных пород выработки перед составлением паспорта буровзрывных работ и соблюдении при его реализации до миллиметра, грамма и времени замедления взрывания зарядов рассчитанных по энергетической теории параметров.

Дополнением эффективности технологии проведения подземных горных выработок с буровзрывными работами является использование контурного щелеобразования для образования гладкого контура по периметру выработки. При взрывании его зарядов перед отбойными зарядами образующаяся трещина, которая предохраняет массив вокруг выработки от проникновения взрывной волны отбойных зарядов и образования наведённой трещиноватости. Это позволяет сократить затраты на крепление.

Литература

1. Ю.И.Анистратов. Технологические потоки на карьерах. М. Глобус, 2005.
2. Справочник взрывника. М. Недра, 1088.
3. Я.Х.Эстеров, Е.Ю.Бродов, М.И.Иванаев. Буровзрывные работы на транспортном строительстве. М. Транспорт, 1974.
4. Технические правила ведения взрывных работ. М., Недра, 1972.
5. Б.Н.Кутузов. Взрывное и механическое разрушение горных пород, М. Недра, 1973.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СИСТЕМ УПРАВЛЕНИЯ, ОПТИМИЗАЦИИ, АВТОМАТИЗАЦИИ И КОНТРОЛЯ ГОРНЫХ РАБОТ КАК НЕОБХОДИМОЕ УСЛОВИЕ ЭФФЕКТИВНОЙ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Антошкина Е.В.

katrina2011@mail.ru, Старооскольский филиал Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе, г. Старый Оскол, Россия

Техника и технология подземной разработки пластовых месторождений твердых полезных ископаемых прошли длительный путь эволюции и достигли современного высокого уровня развития. Опыт разработки угольных месторождений сегодня является если не основной, то отправной точкой для развития технологии подземной разработки пластовых месторождений других видов полезных ископаемых.

Главными задачами, стоящими перед каждым горным предприятием, является повышение производительности и безопасности труда, обеспечение низкой себестоимости выпускаемой продукции. Для реализации этих задач необходимо соблюдение ряда условий: применение современных технологий, с учетом существующего опыта в области разработки пластовых месторождений; модернизация технической базы предприятия; обеспечение производства высококвалифицированными специалистами; создание условий безопасного ведения всех рабочих процессов; внедрение системы для управления, оптимизации, автоматизации и контроля работ в шахтах.

Горно-геологические условия оказывают непосредственное влияние на эффективность функционирования системы через качественные и количественные характеристики, а именно: конфигурация шахтного поля и его размеры; пространственное расположение и количество залежей полезного ископаемого (пластов); распределение запасов в шахтном поле; гипсометрия пластов, их мощность и угол залегания; глубина ведения горных работ; газоносность; подверженность газодинамическим явлениям; физико-механические и технологические свойства горного массива и полезных ископаемых.

Помимо горно-геологических условий, необходимо оптимизировать и контролировать функционирование технологических звеньев шахты, на которых в различных решениях осуществляются процессы дегазации, вентиляции, транспорта, водоотлива и т.д. с целью обеспечения максимальной ритмичности производства. Таким образом, необходим комплексный подход к учету влияния всех определяющих факторов, способствующих направленной ориентации выбора и оценки изменений условий работы при разработке пластовых месторождений.

Нередко динамика событий требует быстрых и одновременно адекватных действий. В то же время масштабы и неожиданность наступления таких событий не всегда позволяют действовать своевременно и результативно, что приводит к авариям, травматизму рабочих, к снижению производительности горного предприятия и другим негативным последствиям.

Современная шахта является сложным производственным объектом, нуждающимся в постоянном контроле над технологическими процессами, происходящими в ней. Необходимость постоянного мониторинга состояния технологических объектов вызвана не только производственными нуждами предприятия, но и требованиями безопасности работников шахты, находящихся в подземных выработках.

Автоматизированная система управления подразумевает централизованный контроль над текущими технологическими процессами, мониторинг режимов работы оборудования шахты для оптимизации режимов эксплуатации оборудования – контроля нагрузки конвейерного транспорта, мониторинг качества электропитания, контроля систем водоотлива и вентиляции. Важным аспектом работы АСУ ТП является недопущение аварийных ситуаций при выходе оборудования из строя или вызванных неправильными действиями персонала.

В настоящее время существуют компании, занимающиеся разработкой и внедрением автоматизированных систем управления технологических процессов, такие как ООО «Эни-комп», Wonderware, Devex и другие. Их основной задачей является поиск и разработка интеллектуальных решений для управления и оптимизации рабочих процессов на предприятии горной промышленности. Системы помогают определять лучшие траектории движения, распределение транспорта, погрузочной техники и контролировать все виды деятельности на горном предприятии в режиме реального времени с визуализацией в трехмерном измерении.

Компании предлагают комплексные разработки для горнодобывающей промышленности, которые ориентированы не только на автоматизацию и управление техникой, но и на безопасность, надежность, эффективное обслуживание техники и механизмов и, как следствие, высокую производительность предприятия в целом.

Такая модернизация уже дает свои положительные результаты. Например, многие клиенты компании Devex, такие как Vale, Anglo Gold Ashanti, Kinross, Anglo American, Usi Minas и другие, уже увеличили свою производительность и получают прибыль, используя ее системы. Так, один из карьеров в Бразилии, который использует систему Smart Mine для управления техникой с 2012 года, недавно объявил, что получил 20% повышение производительности в работе оборудования. Кроме того, один из продуктов Devex для шахт, eControl (система дистанционного мониторинга и управления электрическими устройствами) получил отличные результаты от своего первого использования в большой горнодобывающей компании в Бразилии. Путем дистанционного управления всего 20 вентиляторами, шахта достигла окупаемости проекта меньше чем за 6 месяцев.

Таким образом, внедрение систем для управления, оптимизации, автоматизации и контроля горных работ в шахтах позволит сократить издержки и трудозатраты при возникновении сложных ситуаций, а в совокупности с соблюдением выше перечисленных условий повысит производительности и безопасности труда, обеспечит низкую себестоимость выпускаемой продукции.

Литература

1. Бондаренко В.И., Кузьменко А.М., Грядущий Ю.Б. Технология подземной разработки пластовых месторождений полезных ископаемых / В.И.Бондаренко, А.М. Кузьменко, Ю.Б. Грядущий. – Днепропетровск, 2002. – 730 с.
2. Бабенко А.Г., Лапин С.Э. Новое поколение шахтных информационно-управляющих систем и средств обеспечения безопасности на угольных шахтах / А.Г. Бабенко, С.Э. Лапин // Известия вузов. Горный журнал. – 2010. – №1. – С.73-84.
4. Стадник Д.А., Гинкель В.К. Основные принципы повышения качества проектов выемочных участков угольных шахт с использованием ситуационного моделирования рабочих процессов / Д.А. Стадник, В.К. Гинкель // Горная Промышленность. – 2012. – №5. – С. 87.
5. Devex: Будущее горной промышленности создается сегодня // Горная Промышленность. – 2014. – №2. – С. 24.

К ВОПРОСУ О РАЗРАБОТКЕ ОБВОДНЕННЫХ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Бобыльский А.С., Резник А.В., Ческидов В.И.
a-sb@list.ru, ИГД СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Топливо-энергетический комплекс Сибири, обладая значительными сырьевыми ресурсами и достаточно развитой производственной инфраструктурой, был и остается главной энергетической базой России. [1]. По оптимистическому сценарию социально-экономического развития страны добыча угля к 2020г. должна быть доведена до 400-430 млн. т [2]. Решение этой задачи намечается, в первую очередь, за счет открытой угледобычи, обеспечивающей наилучшие технико-экономические показатели и наиболее безопасные условия труда. Как известно, более 80% разведанных запасов угля сосредоточены в восточных регионах России. При этом главенствующие позиции в открытой угледобыче, как по ресурсной базе, так и по степени ее освоения, сохраняются за Кузнецким и Канско-Ачинским бассейнами. Горно-геологические условия месторождений этих бассейнов весьма благоприятны для добычи угля открытым способом. Вместе с тем, на рассматриваемых месторождениях выявлен ряд факторов, в значительной степени усложняющих ведение горных работ. Основной из них – сложные гидрогеологические условия месторождений, которые оказывают значительное влияние на выбор технологий и технических средств для разработки месторождений, а также способов их осушения.

В этой связи, на примере Урюпского бурогоугольного месторождения КАТЭКа, как наиболее обводненного, предложена и обоснована технология освоения подобных залежей без предварительного их осушения (рис.1).

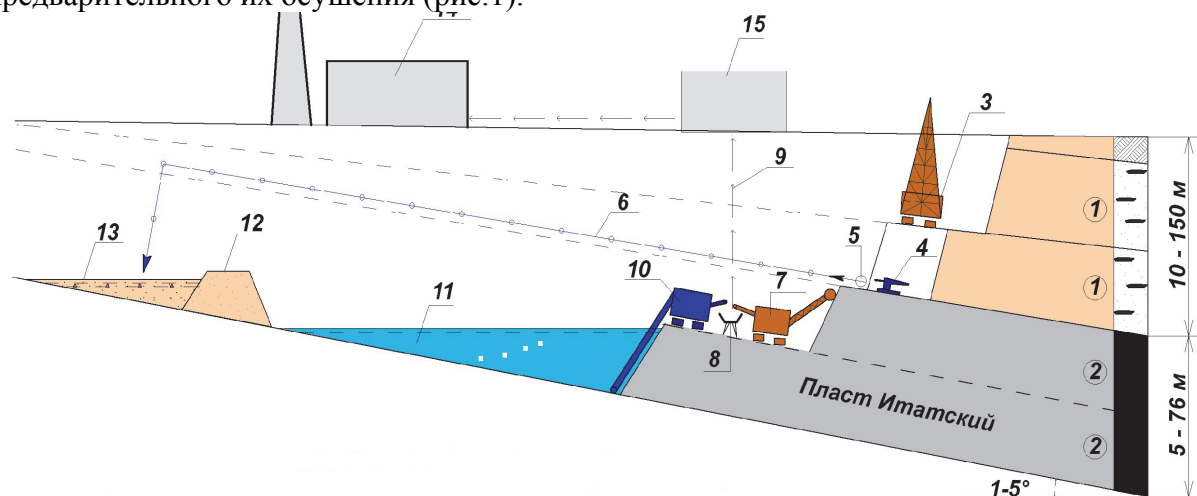


Рис.1. Технология разработки обводненных пластовых месторождений без осушения продуктивной толщи:

1 – вскрышные уступы, 2–добычные уступы, 3–экскаватор-драглайн, 4–гидромонитор, 5–забойный пульпопровод, 6–магистральный пульпопровод, 7–роторный экскаватор, 8–внутрикарьерный транспорт (ленточный конвейер, углепровод), 9–магистральный транспорт, 10–многочерпаковый экскаватор, 11–технологический водоем, 12–гидроотвал, 13–отвальный пульповод, 14–ГРЭС, 15–перегрузочный пункт

Предлагаемая технология разработки, не требуя масштабных мероприятий по осушению горных пород, позволяет эффективно использовать гидроресурсный потенциал месторождения путем организации в выработанном карьерном пространстве технологического водоема с подогревом части угольного пласта. При этом верхний угольный уступ предполагается обрабатывать по традиционной схеме роторными экскаваторами, а нижний (подогретый) – цепными экскаваторами с нижним черпанием. [3] Технологический водоем может использоваться также в качестве пруда-охладителя в случае размещения на

борту разреза тепловой электростанции, без сооружения аналогичного специального гидротехнического объекта с соответствующей экономией денежных средств и земельных площадей, снижением техногенной нагрузки на окружающую природную среду. При отсутствии централизованного электроснабжения водоем может быть эффективно использован для размещения индивидуальной «плавающей» ТЭЦ для нужд разреза, что позволит значительно снизить стоимость электроэнергии за счет наиболее экономичной технологической схемы обеспечения последней водными и топливными ресурсами [4].

Наличие технологического водоема создает благоприятные условия для применения на вскрышных работах средств гидромеханизации, в наибольшей степени, удовлетворяющей требованиям селективной выемки вскрышных пород продуктивной толщи. Складирование вскрышных пород предусматривается в выработанном карьерном пространстве.

Реализация предлагаемой технологии позволит:

- рационально использовать гидроресурсный потенциал месторождения;
- применять гидромеханизированный способ обработки массива вскрышных пород;
- производить селективную выемку горных пород, обеспечивающую возможность дальнейшего использования в производственных целях полезных компонентов (в рассматриваемом примере сидеритовых включений);
- значительно снизить негативное воздействие горного производства на водную среду в районе месторождения (уменьшение депрессионной воронки, использование в замкнутом водообороте практически всего объема карьерных вод);
- сократить источники пылевыведения при ведении горных работ;
- максимально использовать выработанное карьерное пространство для размещения отходов производства с соответствующим сокращением площади изымаемых земель;
- предотвратить самовозгораемость угля за счет сохранения его природной влажности;
- исключить капитальные и эксплуатационные затраты на организацию системы предварительного осушения поля разреза.

Предлагаемые решения, помимо экономико-технологического эффекта, имеют лучшие предпосылки и для снижения негативного воздействия горного производства на окружающую среду. В дополнение к приведенному выше следует отметить, что отказ от предварительного осушения месторождения позволит предельно сохранить природное гидрогеологическое состояние разрабатываемого горного массива с соответствующим уменьшением депрессионной воронки в границах поля разреза и за его пределами. Этому будет способствовать также организация технологического водоема с подтоплением нижней, наиболее водопроницающей части, угольного пласта. Наличие водоема и использование всей поступающей в него воды в замкнутом производственном цикле позволит отказаться от строительства специальных очистных сооружений и до минимума снизить сброс карьерных вод в прилегающие водоемы.

Литература

1. Об основных направлениях государственной политики развития угольной отрасли и повышения конкурентоспособности ее продукции на внутреннем и внешнем рынках. Доклад государственного Совета РВ. – Уголь. – 2002. – №10.
2. Энергетическая стратегия России на период до 2020 г. – Москва, 2003.
3. Опарин В.Н., Ческидов В.И. и др. К вопросу рационального недропользования при открытой разработке бурого угольных месторождений Канско-Ачинского бассейна // ФТПРПИ.- 2012. №3.-С. 175-188.
4. Патент РФ №111193. Карьерная тепловая электростанция / Ческидов В.И., Лабутин В.А., Маттис А.Р., Бобыльский А.С., Резник А.В.- БИ №34 от 10 декабря 2011.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗМЕРОВ СТЕНОК ТОНКИХ ПОЛОСТЕЙ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПРИ ПРИМЕНЕНИИ СПОСОБА СКВАЖИННОЙ ГИДРОДОБЫЧИ

Брюховецкий О.С., Боровков Ю.А., Найденко И.Ю.
Российский государственный геологоразведочный университет
имени С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Создание новых и модернизация существующих способов добычи полезных ископаемых гидроскваженными технологиями не теряет своей актуальности. Это относится, в том числе и к таким технологиям, как: скважинная гидродобыча (СГД); сооружение противофильтрационных завес (ПФЗ) для улучшения локальной экологической ситуации; укрепление грунтов в гидротехническом и инженерном строительстве; восстановление (повышение) дебита водозаборных и технологических скважин.

Темпы интенсивного освоения недр предполагают повышение спроса на данные технологии, одной из которой является способ скважинной гидродобычи (СГД), успешно внедренный авторами при проведении научных исследований на объектах титаноциркониевого сырья (Туганское, Георгиевское, Лукояновское, Тарское месторождения), фосфоритов (Маневичско-Клеванская площадь), пластовых кимберлитов (алмазоносные площади Архангельской обл.) и других. Кроме того, с использованием данного способа была сооружена ПФЗ на объекте «Орскнефтеоргсинтез».

Сущность скважинной технологии заключается в следующем. Во вновь сооруженную или эксплуатируемую скважину опускается скважинный гидроструйный агрегат (СГА), с помощью которого проходится щелевая полость гидроразрывом свободными незатопленными струями и гидроэлеваторным подъёмом пульпы. При такой схеме полость остаётся осушенной, что в последующем упрощает процесс её закладки твердеющим противофильтрационным, укрепляющим раствором (сооружение ПФЗ, укрепление грунтов) или фильтрационным материалом – фильтрационные завесы (ФЗ), восстановления (повышения) дебита технологических скважин.

Поверхностный комплекс для проведения рассматриваемых работ включает: самоходную буровую установку, ёмкость для напорной воды, насос подачи воды на разрыв, узел приготовления закладочных материалов.

Режим гидроэлеваторного подъёма обеспечивает геоэкологичность работ, предполагая замкнутый цикл водоснабжения. Это является неоспоримым преимуществом предлагаемой технологии перед альтернативными методами сооружения тонких полостей (ТП), в частности – тонкими струями высокого давления с эрлифтной откачкой самоизливом через устья скважин.

Технология СГД имеет следующие основные показатели:

Глубина производства работ, м	0 – 200
Диаметр СГА, мм	134; 168; 273
Рабочее давление на монитор, МПа	4-7
Минимальная ширина щели, м	0.05
Радиус размыва, м:	
песчаник	8-12
глины	3-5

Проведенные производственные исследования с применением технологии СГД [] показывают, что в связи с быстротечностью формирования полостей тонкими струями происходят процессы обрушения стенок полостей и в дальнейшем частичное разрушение оставляемых целиков, поэтому в основу методики определения устойчивых параметров ТП положена реологическая модель.

Основным расчетным элементом ТП является устойчивость поверхности их обнажения, расчёт которой аналогичен расчёту устойчивости охранных целиков. Аналогия тем более правомерна, что в литологическом отношении породы, которые пригодны для отра-

ботки системами СГД с открытым очистным пространством и породы, в которых предполагается проведение рассматриваемых работ, практически идентичны и представляют собой песчано-глинистые отложения с некоторым включением обломочного материала.

При выборе геомеханического метода определения параметров стенок ТП в рассматриваемой технологии необходимо обратить внимание на следующее. Помимо указанного преимущества предлагаемой технологии над альтернативными гидравлическими методами проходки тонких полостей, а также сооружениями типа «стена в грунте» механическими способами, имеется ещё одно неоспоримое достоинство предлагаемого метода.

Во всех указанных альтернативных технологиях проблема устойчивости вертикальных поверхностей обнажений решается заполнением полостей тиксотропным раствором, вытесняемым впоследствии основным закладочным материалом. Данная процедура в предлагаемом методе отсутствует, что в значительной степени повышает технологичность процесса, но и требует более тщательного изучения напряженно-деформированного состояния массива.

Таким образом, предлагаемая технология расширяет возможность её применения для различных горно-геологических условий разработки месторождений полезных ископаемых

При разработке метода определения параметров ТП принимаются следующие допущения:

основной вид деформации – выпучивание стенок ТП; при этом полагается, что обнажённые поверхности являются литологически однородными, а точка максимальных деформаций находится в середине плоскости обнажения полости;

первоначально возникающие напряжения учитывают гидродинамическое давление со стороны движения потока струи, причём это давление постоянно на период рассматриваемого времени;

минимально формируемая толщина полости принимается одинаковой по всей длине размыва и без радиальных перемещений монитора составляет 0,05 м.;

максимальная высота площади обнажения принимается равной длине интервала вертикального перемещения СГА на мачте буровой установки и составляет 6 м.

Ширина полости, рассматриваемая как функция длительности совершения технологических операций одного цикла (размыв, демонтаж, закладка), имеет вид:

$$b_t = \frac{3}{4} \cdot \frac{l_t}{\sigma_{сжт} - \gamma H_t}, \text{ м}, \quad (1)$$

где $\sigma_{сжт}$ – длительная прочность на одноосное сжатие горной породы, МПа; H_t – текущая вертикальная координата размыва, м; l_t – текущая координата критической длины размыва, м; γ – удельный вес горной породы, МН/м³.

Устойчивость ТП определялась как функция деформаций, приводящих к частичной или полной непригодности полости к заполнению материалом закладки.

На основании полученных результатов исследований можно сделать следующие выводы: 1) при ширине 0,1-0,3 м раскрытия ТП режимы проходки практически не влияют на характер последующих деформаций и временной устойчивости; 2) в пределах существующего лимита времени на совершение проходческих, монтажно-демонтажных и закладочных работ устойчивость стенок одной полости, в том числе и устойчивость сопряжённых полостей исследуемого интервала глубин, гарантирована; 3) возможна последовательная отработка двух скважин с сопряжёнными полостями при их ширине, не превышающей 0,2 м.

ОБОСНОВАНИЕ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВЫЕМОЧНО-ТРАНСПОРТНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА КАРЬЕРЕ СТОЙЛЕНСКОГО ГОКА

Гаврилова В.К.

vict65@gambler.ru, Старооскольский филиал Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе (СОФ МГРИ-РГГРУ), г. Старый Оскол, Россия

Увеличение глубины и масштабов открытых горных работ сохраняется в перспективе, что потребует внедрения высокоэффективных технологий, и это в первую очередь относится к технологиям транспортирования горной массы. Перемещение карьерных грузов является наиболее энергоемким и, следовательно, дорогим производственным процессом на карьере. Для перевозки карьерного груза используют почти все известные виды транспорта:

- непрерывного действия (конвеерный, трубопроводный, подвесные канатные дороги);
- циклического действия (железнодорожный, автомобильный).

В зависимости от свойств горных пород, массива, топографии поверхности, производственной мощности карьера, размещения отвалов, пунктов приема полезного ископаемого и системы разработки перемещаемая горная масса на карьере разделяется на грузопотоки. Они берут начало в забоях и оканчиваются на отвалах пустых пород, некондиционных руд или на складах полезного ископаемого. Применительно к грузопотоку формируется механизация производственных процессов.

Все технологические процессы на карьере объединены транспортом в цепи. Каждый из них, начиная от подготовки горных пород к выемке, выполняет последовательно задачу разработки месторождения полезного ископаемого открытым способом. Из всех технологических процессов транспортирование горной массы является самым трудоемким (более 50%-60%).

Оптимальные технико-экономические показатели вскрышных и добычных работ могут быть определены только при условии совместного рассмотрения и наличия единой методики расчета технологии производства вскрышных или добычных работ, с одной стороны, параметров и технологических характеристик комплекса оборудования – с другой стороны. Для осуществления такого единства технологии и комплексной механизации открытых разработок вводится понятие о технологических комплексах вскрышных и добычных работ как совокупности комплексов оборудования и технологических решений (в первую очередь по системам разработки и вскрытия и их параметрам), совместно обеспечивающих безопасное, высокопроизводительное и экономичное выполнение горных работ в плановых объемах.

Комплекс оборудования характеризуется производительностью, суммарной установлено мощностью двигателей, металлоемкостью, количеством обслуживающего персонала и расходом основных и вспомогательных материалов.

По объему производства товарной руды Стойленский ГОК, входящий в состав Новоліпецкого Металлургического Комбината, является одним из ведущих производителей железорудного сырья: на его долю приходится более 15% производства товарной руды по России.

Стойленское месторождение разрабатывается открытым способом, вскрыто группой траншей. Система разработки – с внешним отвалообразованием. Рыхлые отложения разрабатываются роторным комплексом и экскаваторами циклического действия, скальная вскрыша, богатая руда и железистые кварциты добываются экскаваторами циклического действия с предварительным рыхлением буровзрывным способом. Вывозка горной массы из карьера осуществляется автомобильным, железнодорожным и конвейерным транспортом.

Технологическая схема переработки богатых руд включает три стадии дробления и грохочения с выделением агломерационной руды, а обогащение железистых кварцитов

(магнетитовых) – три стадии дробления с замкнутым циклом в последней стадии, трехстадиальное измельчение, магнитную сепарацию, дешламацию, обезвоживание концентрата на вакуум-фильтрах. Гидротранспорт хвостов обогащения – напорно-самотечный. Используется обратное водоснабжение.

Выемочно-погрузочная техника на карьере с полускальными и скальными породами в настоящее время представлена экскаваторами, отличающимися друг от друга емкостью ковша, а следовательно, габаритами и мощностью. Увеличение параметров грузопотоков определяет использование экскаваторов большей производительностью (до последнего времени работали экскаваторами, у которых объем ковша 10 м^3).

У экскаваторов фирмы Liebherr (объем ковша 15 м^3), использующих на Стойленском ГОКе, работу основных узлов контролирует электроника. На монитор выводится подробная информация о текущих процессах – генераторе подъема, температуре подшипников, температуре входящего и выходящего воздуха, редукторе подъема. Время погрузки руды составляет 25 минут и требуется 3 ковша, чтобы вагон оказался полным. В сравнение с экскаватором, объемом ковша 10 м^3 , необходимо 5-6 подъемов.

Использование экскаваторов большей мощности влияет не только на производительность автотранспортного цеха, но и железнодорожного цеха. Повышение объема вывоза руды и понижение количества подвижного грузового состава железнодорожного транспорта (9-10 составов вместо 11) ведет к рациональному использованию карьерной техники и энергоносителей, что повлияет на снижение себестоимости добычи полезных ископаемых.

Исходным для расчета горнотранспортного оборудования являются: годовая производительность карьера Q_v (из календарного графика) и величина рабочей зоны (из анализа месторождения). Производительность карьера определяет необходимое количество экскавационной техники, а величина рабочей зоны $N_{\text{м max}}$ при максимальной величине разброса бортов карьера под рабочими углами – количество транспортной техники.

Часовая эффективная производительность экскаватора определяется по формуле:

$$Q_{\text{эф}} = Q_T * \eta_n * K_{\text{пот}} * K_v * K_{\text{т.р.}}$$

где $Q_T = (36000E/T_{\text{ц}}) * (K_{\text{н.к}} / K_{\text{р.к}}) * K_{\text{т.в.}}$, $T_{\text{ц}}$ – минимальная продолжительность рабочего цикла выемочной машины в конкретных горно-технических условиях, с; $K_{\text{н.к}}$ – коэффициент наполнения ковша; $K_{\text{р.к}}$ – коэффициент разрыхления породы; K_v – коэффициент экскавации; $K_{\text{т.в.}}$ – коэффициент влияния технологии выемки (учитывает время вспомогательных операций, выполняемые наряду с основными операциями выемки и перемещения породы); η_n – коэффициент, учитывающий несоответствие между фактической трудностью экскавации пород в сложном забое и принятым расчетным показателем P'_3 . Факторы, характеризующие эффективную производительность выемочно-транспортных машин, проще учитывать при определении продолжительности отдельных операций их рабочего цикла.

Стойленский ГОК представляет эффективный карьер, оснащенный уникальным оборудованием для вывоза карьерных пород, которое занимает четверть позиций модернизации комбината. Это обеспечивает максимальную производительность труда при минимальной стоимости продукции. Но основной проблемой на комбинате, которая мешает повысить эффективность производства и снизить затраты, являются внеплановые простои, которых недопустимо много.

Литература

5. Ржевский В.В. Открытые горные работы: Производственные процессы: Учебник. Изд. 5-е. -М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2010. -512 с.
6. Решетняк С.П. Основные проблемы проектирования карьеров нового поколения // Актуальные проблемы горных наук. Записки Горного института. СПб: том 197, 2012.
7. Бунин Ж.В. Технология открытых горных работ: учеб. пособие /Моск. геологоразв. ин-т. М., 1989, 63 с.
8. Коммерческая газета "Большая руда", № 51, 31 декабря 2014 г.

РАЗРАБОТКА СПОСОБА РАЗРУШЕНИЯ МАССИВА РАЗНОПРОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЗАРЯДА ВЗРЫВЧАТЫХ ВЕЩЕСТВ С КУМУЛЯТИВНОЙ ВЫЕМКОЙ

¹Заиров Ш.Ш., ²Нутфуллаев Г.С.

¹sher-z@mail.ru, Навоийский государственный горный институт, г. Навои, Республика Узбекистан; ²gafurcom@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Существующее промышленное ведение взрывных работ в разнопрочных горных породах с крепкими пропластками характеризуется образованием после взрыва участков вспучивания с трещинами и заколами, а последующая отработка данных блоков показывает низкое качество рыхления массива с проявлением образовавшихся пустых полостей в виде котлов.

При реализации известных разработанных способов взрывного разрушения массива разнопрочных горных пород не обеспечивается равномерное дробление крепких пропластков, что ведет к ухудшению качества подготовки горной массы и повышенным затратам на экскавацию. При изучении процессов взрывного разрушения массива разнопрочных горных пород сложноструктурных месторождений с применением скважинных зарядов взрывчатых веществ (ВВ) необходимо особое внимание уделять выявлению физических особенностей их разрушения в зависимости от конкретных структурных и прочностных свойств взрываемого массива горных пород.

На карьере Ташкура Джерой-Сардаринского месторождения фосфоритов (Республика Узбекистан) проведены исследования, задачей которых являлось повышение эффективности использования энергии взрыва на дробление крепких включений, залегающих в менее прочных породах. В результате проведенных исследований **разработан** способ разрушения массива разнопрочных горных пород с использованием заряда ВВ с кумулятивной выемкой.

Данный способ включает бурение основных и укороченных скважин, определение в процессе бурения контура в плане, отметок почвы и кровли крепких включений, размещение в основных и дополнительных скважинах зарядов ВВ, выполнение забойки и взрывание, отличающийся тем, что глубину дополнительных скважин определяют соотношением:

$$l_{ук} = \frac{\sum_{i=1}^n l_{on_i}}{n} - (5...8)d_{скв}, \text{ м}, \quad (1)$$

где l_{on_i} – отметка подошвы твердого включения по глубине основных скважин, между которыми расположена соответствующая дополнительная скважина, м; n – число основных скважин, между которыми расположена соответствующая дополнительная скважина; $d_{скв}$ – диаметр заряда ВВ в дополнительных скважинах, м.

В основных скважинах заряд ВВ рассредоточивают инертным промежутком, который размещают в менее прочных породах до уровня почвы крепкого включения, а его высоту определяют из выражения:

$$l_n = (0,25 - 0,3)l_n, \quad (2)$$

где l_n – высота нижней части заряда.

При заряджании дополнительных скважин, на их дно опускают конус, изготовленный из твердого материала с диаметром, равным диаметру скважины и имеющий угол вершины 45° , закладывают заряд высокомоного ВВ, имеющего скорость детонации не менее 5000 м/с, и затем до уровня кровли крепкого включения производят дозаряжание ВВ с другими свойствами, выбираемыми известными способами. Количество заряжаемого высокомоного ВВ рассчитывают по формуле:

$$Q = (0,6 \div 1,0) \cdot q \cdot h_{кв}^3, \text{ кг}, \quad (3)$$

где q – удельный расход ВВ, кг/м³, принят $0,5 \div 0,6$ кг/м³; $h_{кв}$ – мощность крепких включений, м.

Взрывание рассредоточенных зарядов ВВ производят одновременно с опережающим короткозамедленным инициированием верхнего заряда, а взрывание заряда ВВ в дополнительных скважинах – с короткозамедленным опережением от расположенных вблизи верхних рассредоточенных зарядов.

На подлежащем к взрыву блоке принимают базовую сетку для бурения основных скважин, которую определяют на основе известных методик и результатов опытных взрывов. Бурение основных скважин производят по разнопрочному массиву горных пород на полную высоту взрываемого уступа. В процессе бурения по изменениям скорости и режимов бурения, цвета и состояния, выдаваемых на поверхность продуктов разрушения геолого-маркшейдерской службой определяются наличие, контур в плане, отметки кровли и почвы крепких включений. Внутри контура в плане крепких включений бурят дополнительные скважины, которые располагают в центре четырехугольников, образованных соседними основными скважинами. После подготовки бурового блока, начинают монтаж внутрискважинной сети с применением неэлектрической системы инициирования и его зарядание. Для зарядания основных скважин применяют тоже ВВ, которое принято на предприятии для взрывания аналогичных пород без наличия крепких включений (например, игданит). При их зарядании, применяя скважинную ударно-волновую трубку неэлектрической системы инициирования, в нижнюю часть скважины опускают источник инициирования и укладывают заряд ВВ. При этом над нижним зарядом ВВ, в менее прочный массив до уровня почвы крепкого включения, с высотой, рассчитанной согласно формуле (1), засыпают инертный промежуток (например, из бурового шлама). Далее в эту же скважину опускают дополнительный источник инициирования с ударно-волновой трубкой неэлектрической системы инициирования и производят зарядание верхнего заряда из того же ВВ, что и нижний заряд.

Перед заряданием дополнительных скважин, на их дно с применением верёвки, к низу основанием закладывают конус, изготовленный из твердого материала с диаметром, равным диаметру скважины и углом вершины 45° . После чего с помощью зеркала и отражённого от него света, производится контроль положения конуса на дне скважины. Затем согласно выполненного по формуле (3) расчета, производится зарядание требуемого количества заряда высокомощного ВВ (например, конверсионного ВВ), опускается источник инициирования с ударно-волновой трубкой неэлектрической системы инициирования и до уровня кровли крепкого включения заряжается остальное количество ВВ с другими свойствами, выбранное известными способами. После зарядания основных и дополнительных скважин, выполняют забойку из того же материала, что и инертный промежуток. Затем производят монтаж поверхностной сети. Схемой взрыва зарядов выполняют взрывание с замедлениями путем последовательного инициирования рассредоточенных частей скважинного заряда ВВ и задают короткозамедленное опережение для верхнего заряда. Инициирование зарядов ВВ и в дополнительной скважине производят с опережением относительно расположенных зарядов. Номиналы замедлений при одновременном инициировании зарядов принимают на основе известных методик (например, в пределах от 5 до 10 мс) и уточняют опытно-промышленным взрыванием.

Таким образом, применение данного способа с учетом структурных особенностей разнопрочного массива горных пород, позволяет за счет направленного использования энергии взрыва повысить эффективность его использования, произвести равномерную и требуемую степень дробления для различных технологических схем разработки, при этом снизить удельный расход ВВ и увеличить сетку бурения скважин, тем самым сократив затраты на их дробление.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗВИТИЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ТРАНСПОРТА В ГЛУБОКИХ КАРЬЕРАХ

Заиров Ш.Ш.

sher-z@mail.ru, Навоийский государственный горный институт,
г. Навои, Республика Узбекистан

Ухудшение показателей работы транспорта в глубоких карьерах вызывает необходимость изыскания способов его интенсификации, замену другим видом транспорта или применения нескольких видов транспорта, каждому из которых отводятся определенные пространственные зоны в карьере. В этих случаях несколько видов транспорта могут использоваться параллельно или в комбинации. В практике открытых работ на глубоких карьерах наиболее распространены комбинации автомобильного с железнодорожным, а также конвейерным транспортом. Ввиду высокой себестоимости перевозок область применения автосамосвалов в качестве самостоятельного транспорта глубоких карьеров будет оставаться ограниченной. Одним из основных направлений повышения эффективности автотранспорта и расширения области применения в глубоких карьерах является его электрификация. Условиям открытых горных работ в наибольшей степени соответствуют автосамосвалы двойного энергопитания (дизель-троллейвозы). При этом питание тяговых электродвигателей мотор-колес осуществляется от дизель-генераторной установки при движении машин на временных дорогах и от внешней контактной сети при движении по постоянным выездам из карьера.

В настоящее время за рубежом ведутся интенсивные исследовательские работы по созданию карьерных автосамосвалов с накопителями энергии на основе аккумуляторных батарей (аккумулятор-троллейвозы) и маховичными накопителями энергии (гиротроллейвозы).

Преимущественное использование автосамосвалов в качестве сборочного транспорта является генеральным направлением развития транспортных систем глубоких карьеров на обозримую перспективу. При этом наиболее распространенными на отечественных карьерах останутся комбинации автомобильного транспорта с железнодорожным. Повышение эффективности таких комбинаций будет связано с глубоким вводом железнодорожного транспорта и заменой экскаваторных внутрикарьерных перегрузочных пунктов на эстакадно-бункерные, оборудованные вибропитателями.

Технико-экономические показатели возможных к применению видов транспорта рассчитываются с помощью специально разработанных для основных видов транспорта алгоритмов и укрупненных стоимостных показателей. Выбор рационального вида и оптимальной совокупности параметров комбинированного транспорта осуществляется поэтапно по разработанным алгоритмам на ЭВМ или вручную. Основными критериями оценки сравнительной эффективности вариантов являются минимум приведенных затрат или максимум прибыли за период сопоставления (оптимизации) вариантов. Ввиду вероятностного характера транспортного процесса на карьере второй критерий оценки вариантов (максимум прибыли), как правило, удобнее применять при определении момента реконструкции и выборе новой технологической схемы комбинированного транспорта.

В общем виде критерий минимума приведенных затрат за период сопоставления можно записать следующим образом [1]:

$$\frac{1}{T_1} \sum_{t_0i}^T C_{it} + E_H \cdot \sum_t^T K_{it} \rightarrow \min, \quad (1)$$

где T – последний год периода оптимизации; t_{0i} – год освоения проектной мощности по i -му варианту; C_{it} – приведенные эксплуатационные затраты по i -му варианту за период $T_1 = T - t_{0i}$; E_H – нормативный коэффициент эффективности капитальных вложений ($E_H = 0.12$); K_{it} – приведенные капитальные затраты по i -му варианту.

Приведение эксплуатационных и капитальных затрат t -го года периода сопоставления к текущему моменту оценки осуществляется путем их деления на коэффициент приведения K_n , а к будущему моменту оценки – путем умножения на этот коэффициент

$$K_n = (1 + E_{н.п})^t, \quad (2)$$

где $E_{н.п}$ – нормативный коэффициент эффективности для приведения разновременных затрат к моменту оценки ($E_{н.п} = 0,08$); t – число лет между моментом осуществления вложений и моментом, к которому они приводятся.

Годовые эксплуатационные затраты принимают как среднюю величину за ряд лет эксплуатации, начиная с t_0 -го года освоения проектной мощности предприятия. Различие в сроках строительства карьера по сравниваемым вариантам учитывается путем вычитания из капитальных затрат в вариантах с меньшим сроком строительства единовременного эффекта. Различие вариантов по всем другим признакам (количество продукции, ее качество и т.д.) учитывается приведением вариантов в сопоставимый вид путем выравнивания эффекта. Совокупность рассмотренных факторов позволяет установить закономерности в распределении основных видов транспорта, наиболее отвечающих тому или иному типу месторождений. Целесообразность перехода на новый вид транспорта устанавливается путем анализа закономерностей изменения параметров и показателей сравниваемых вариантов реконструкции за определенный период времени, обычно достигающий 5-7 лет. При переходе с автомобильного на автомобильно-конвейерный транспорт комплекс работ включает: подготовку концентрационного горизонта для устройства внутрикарьерного перегрузочного пункта; сооружение автодороги к перегрузочной площадке; проходку наклонной траншеи; сооружение перегрузочных пунктов на поверхности или наклонной траншее для перегрузки горной массы с одного става конвейера на другой; внутрикарьерного перегрузочного пункта, погрузочных бункеров, путепроводных сооружений в местах пересечения конвейерного тракта с другими коммуникациями, наклонного конвейерного подъемника. Применение на карьерах комбинированного транспорта создает предпосылки для гибкого ведения горных работ (особенно в сложных горнотехнических условиях). Создаются благоприятные условия для отработки месторождения по очередям, когда часть борта карьера временно консервируется, и на ней располагаются транспортные коммуникации. В дальнейшем эта часть отрабатывается к моменту перехода на новый вид транспорта. В процессе использования ЦПТ для транспортирования руды накоплен значительный опыт как проектирования, так и ее эксплуатации [1]. Однако при открытой разработке сложноструктурных месторождений ЦПТ транспортирования вскрышных пород и руды имеет существенные отличительные особенности, связанные с изменчивостью грузопотоков из рабочих зон карьера, неритмичностью работы автосамосвалов и разнообразием потребительских свойств транспортируемой горной массы, что в итоге оказывает отрицательное влияние на эффективность работы комбинированного транспорта.

Таким образом, эффективность мобильных комплексов достигается за счет сокращения расстояния транспортирования в результате замены внутри карьера автотранспорта конвейерами. Кроме того, важное преимущество таких комплексов, по сравнению со стационарными, заключается в отсутствии значительных строительных объемов при сооружении перегрузочных пунктов, которые составляют до 40% общих затрат и при переносе являются «бросовыми». По сравнению со стационарными конвейерно-перегрузочными пунктами мобильные комплексы позволяют избежать значительных дополнительных объемов вскрышных работ от разноса борта карьера при устройстве траншеи и перегрузочных площадок.

Литература

1. Шеметов П.А. Повышение эффективности использования георесурсного потенциала при разработке месторождений. – Ташкент: «Фан», 2005. – 122 с.

ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ НА ОПТИМИЗАЦИЮ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНОГО КАПИТАЛА

¹Кузьмин М.Б., ¹Красавин А.Г., ²Рыжова Л.П.

¹ИПКОН РАН, ²Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Начало XXI века в передовых странах мирового сообщества характеризуется латентным периодом научно-технического прогресса развития технологий и техники 5-6 поколений. Оптимизация использования природного капитала недр рудно-металлических месторождений на основе геолого-технологического картирования должна учитывать стратегический фактор рынка наукоемких технологий и техники современных индустрий. Развитие этого рынка зависит от результативности использования минерально-сырьевых ресурсов редких и редкоземельных металлов, и, в конечном счете, это обеспечивает национальную безопасность и успехи в модернизации страны.

Результативность использования минерально-сырьевого потенциала зависит от прогресса в развитии наукоемких технологий, которые в свою очередь будут зависеть от структуры природного Атласа вещественного состава элементов-спутников. Оптимизация использования природного капитала определяется балансом «спрос-предложение» конкретных элементов с выходом на технологические карты отработки, содержащие установление кластерных связей между наиболее востребованными видами полезных ископаемых.

Гибкая система оперативного управления природным капиталом разрабатывается авторами на основе ГИАС (геолого-информационно-аналитических систем), создаваемых ИМГРЭ, ГЕОХИ РАН, ВИМС'ом. Она базируется на новых возможностях селективной добычи руды с участков наивысшей концентрации тех металлов, которые имеют наибольшую ценность для современных индустрий в данный промежуток времени. Геометризация минерально-сырьевого потенциала путями геолого-технологического картирования позволяет с максимальной отдачей использовать природный капитал, достигая при этом рационального использования самих ресурсов минерального сырья и их сбережения.

Планирование целей добычи сырья из рудно-металлических месторождений, содержащих редкие и редкоземельные металлы, должно учитывать уникальную конкретику их минерально-сырьевого потенциала, и особенно, распределение в пространстве промышленно-технологических свойств. Информационное поле минерально-сырьевого потенциала должно определять инвестиционные программы его освоения. Система районирования эффектов позволяет рационализировать использование природного капитала и связанных с ним инновационных программ. Определив ценность минерально-сырьевого потенциала и его районирование на участках, блоках, панелях, переходим к тренд-технологиям, подразумевающим изменение в пространстве и во времени конструктивных особенностей систем разработки, использующих самоходное оборудование. Прежде всего, это относится к производительности одного очистного забоя Q г.в. т/см. и количеству задействованных забоев, связанных с рудопотоками в схемах доставки по всей технологической цепочке добычи, состоящей из очистного забоя, рудоспусков с выходом на концентрационный горизонт и клетового подъема. Чтобы способы и приемы ведения горных работ в нашей стране соответствовали мировой практике, необходимо обеспечить горно-геологические производства прогрессивными системами и многозабойными тренд-технологиями, где применяется более совершенное самоходное технологическое оборудование. В конечном счете, грузопотоки конкретного сортамента руд позволят определять систему эффектов, которые заключаются не только в денежном эквиваленте, но и в стратегической, экономической и национальной безопасности страны и ее регионов.

Обоснование минерально-сырьевого потенциала конкретных месторождений в зависимости от стадии развития наукоемких технологий и техники, кроме прочего открывает новые возможности экспортно-импортных отношений на международных рынках сырья.

На данном этапе исторического развития проблема применения и использования минерально-сырьевого потенциала конкретных месторождений современной индустрией является составной частью тактики и стратегии политического искусства внешнеторговых отношений в сфере минерального сырья, которые на сегодняшний день исчерпали свои возможности.

Целенаправленное программирование минерально-сырьевого потенциала и преобразования недр с учетом интереса к отдельным сортам руд отраслей современной индустрии позволяет создавать новые виды георесурсов. Экономическое обоснование оконтуривания промышленных запасов сортамента руд геоинформационными системами – важная характеристика для будущих рынков сырья, позволяющая упрочить конкурентоспособные позиции страны.

О НЕОБХОДИМОСТИ ВНЕДРЕНИЯ ИННОВАЦИОННЫХ МЕТОДОВ РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

Макаров Н.Д.

n91mak@yandex.ru, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В виду богатства России традиционными источниками углеводородов (УВ), технологиям добычи УВ из нетрадиционных источников, таких как сланценозные толщи, уделяется достаточно мало внимания. На сегодняшний день добыча сланцевой нефти и другие способы переработки России являются нерентабельными. Кроме того, практически полностью отсутствует опытно-практическая база для разработки подобных объектов.

Несмотря на то, что развитие данного рынка в нашей стране может быть начато только при высоких ценах на нефть и продукты ее переработки, развитие научно-технологической базы уже сегодня с привлечением зарубежного опыта в данной области позволит наиболее емко использовать имеющийся потенциал.

По данным Минэнерго США (EIA), Международного энергетического агентства (IEA), оценкам BP и исследования BGR (Протасов, 2014) из технически извлекаемых ресурсов сланцевых нефти и газа в мире первое место занимает Россия с показателями 10,2 млрд.т., для США – 7,9 млрд.т. Достаточные запасы сланцевой нефти сосредоточены в Китае, Аргентине, Ливии, Австралии, Венесуэле, Мексике, Пакистане и Канаде. В соответствии с этим крупные энергетические компании данных стран являются потенциальными игроками в данном секторе топливно-энергетического рынка.

Кроме рассматриваемых сегодня в мире нефтеносных сланцевых формаций, в России имеются большие запасы горючих сланцев низкой степени преобразованности, залегающих близко к поверхности. Современная методика их добычи и переработки в России, в настоящее время, не применяется.

При этом для интенсификации развития технологий в 2013г. был принят Федеральный закон 213-ФЗ, устанавливающий нулевую ставку НДС на 15 лет для добычи нефти из баженовских, хадумских, абалакских и доманиковых отложений. Отмена НДС позволяет получить положительный свободный экономический приток от вовлечения в разработку сланценозных толщ в хозяйственную деятельность компаний, даже при том, что количество получаемого при этом термогаза гораздо ниже, чем для месторождения традиционной нефти.

Уже сегодня практика разработки баженовской свиты на месторождениях ОАО «РИТЭК» показывает, что без использования специальных методов общий КИН не превышает 8% (в среднем 2-3%). ("Баженовская свита..." 2014) А с применением подобных технологий на месторождении Ольховское за 9 мес. 2014 года было введено в эксплуатацию 19 нефтяных и 13 нагнетательных скважин в результате чего добыча увеличилась в 5 раз.

На сегодняшний день коммерчески рентабельными считаются проекты, добыча нефти которых составляет порядка 0,5-5 млн.т/год на сланцевых пляжах (для открытых или шахтных методов добычи), и свыше 15 млн.т/год для внутрипластовой добычи. Время действия подобных проектов составляют порядка 10-30 лет с момента первой нефтеотдачи, в зависимости от исходных геологических запасов.

Также следует отметить, что при внутрипластовом методе разработки подобных объектов капитальные вложения требуются на протяжении всей эксплуатации подобного месторождения, в то время как максимальные дебиты скважины ожидаются первые 2-3 года эксплуатации, в зависимости от применимых технологий и геологических условий (Грушевенко, 2012). Кроме того, важно, что первичное изменение нефти, происходящее в пласте, уменьшает возможности последующей нефтехимической переработки, поскольку тяжелые нефтяные фракции остаются в пласте.

Основные методики, используемые при скважинном методе разработки или внутреннем ретортинге (in-Situ) сводятся к модификациям метода мультистадийного гидроразрыва пласта. Данный метод основан на увеличении открытой пористости части продуктивного

пласта с использованием закачки в пласт специальных физических и химических реагентов, наполнителей и соединений. После проведения гидроразрыва дебит скважины испытывает серьезный прирост, обеспечивая повышенную нефтеотдачу. Примерами данных технологий можно назвать "Chevron in-situ process", "ExxonMobil Electofrac", когда используется метод гидроразрыва пласта различными способами, в первом случае, посредством закачки в пласт нагретого природного газа под высоким давлением, во втором случае, используя для этих целей электролизное воздействие на пласт, когда в пласт закачивается электропроводящий флюид, а сам пласт выступает в качестве резистивного элемента цепи и нагревается под воздействием электричества.

Кроме этого используют термические способы для добычи, методом нагрева породы, а полученную при дистилляции жидкость сепарируют для дальнейшей обработки или при помощи нагнетательных скважин повышают пористость и проницаемость коллектора. Применением подобных технологий занимаются компании США, при этом существуют запатентованные методы "Shell ICP", "AMSO EGL Technology". Полученные УВ, не требуя при этом какой-либо дополнительной обработки, отправляются на НПЗ. В России подобные отечественные разработки применяются лишь на отдельных опытно-научных участках месторождений.

При шахтном или карьерном способе добычи применяется наружный ретортинг (surface retorting) с дорогостоящим затратами по извлечению нефти из породы. В подобном случае ключевую роль играют геологические условия и наличие развитой инфраструктуры территории. На сегодняшний день существует несколько запатентованных систем, использующих комплексный подход к разработке нефти сланцевых плеев с применением наружного ретортинга. Добытые сланценозные породы подвергаются дальнейшей переработке в специальных ретортах, расположенных на поверхности, для дальнейшего получения УВ сырья.

Технология представляет процесс термохимического воздействия, также происходящего в ретортах различных технических конфигураций, которые отличаются лишь технологическим решением, используемым в конкретном методе. Примерами реально существующих методик для разработки подобных объектов можно назвать технологии "Alberta-Taciuk Proce", "Paraho Process, Petrosix", "Galoter Process" и некоторые другие, применяемые на месторождениях Китая, Австралии, Эстонии и других активно развивающихся подобных технологиях в своих странах.

Эстонское месторождение горючих сланцев имеет свое продолжение в Ленинградской области России, где в конце XX века производилась добыча этих сланцев (кукерситы), и применялся комплексный метод их переработки с получением широкого спектра продуктов технологической переработки. В настоящее время месторождения на территории РФ не разрабатываются, что связано, прежде всего, по нашему мнению, с более доступными и дешевыми источниками УВ сырья.

На сегодняшний день накапливается технологическое отставание России на фоне применения подобных инновационных технологий другими странами. Необходима, в том числе с государственной поддержкой, программа развития технологий разработки подобных месторождений как шахтными, так и внутрипластовыми методами. Наличие этого рынка положительно повлияет на развитие комплексной переработки в газонефтехимическом секторе, более полное использование транспортной инфраструктуры и развитие ее в целом.

Литература

1. "Баженовская свита и трудноизвлекаемая нефть: перспективы освоения" По материалам форума "Открытые инновации 2014".
2. Грушевенко Д., Грушевенко Е. " Нефть сланцевых плеев – новый вызов энергетическому рынку? ", информационно-аналитический обзор ИНЭИ РАН, 11/2012.
3. Протасов В. " Развитие транспортной и перерабатывающей инфраструктуры как фактор сланцевого прорыва", ОАО «СИБУР Холдинг», 2014.

КОНДИЦИОНИРОВАНИЕ РУДНИЧНОЙ АТМОСФЕРЫ ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК ПРИ ПЕРЕХОДЕ С ОТКРЫТОГО НА КОМБИНИРОВАННЫЙ СПОСОБ РАЗРАБОТКИ МПИ

Мальский К.С.

k.malskiy@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

С развитием карьеров запасы, залегающие в благоприятных для добычи условиях, истощаются, и становится целесообразным вовлекать в отработку руды, залегающие за границами бортов карьера и под его дном.

Одним из вариантов поддержания объемов добычи руды является переход с открытой на комбинированную систему разработки, путем проведения подземных горных выработок в прибортовом массиве карьера и под его дном. Переход на глубокие горизонты сопровождается повышением температуры рудничного воздуха, при достижении предельного значения которой возникает необходимость в применении специальных мероприятий.

Самочувствие, здоровье и работоспособность персонала, занятого на подземных работах, в значительной степени зависит от климатических условий. Тяжелые тепловые условия являются причиной резкого снижения производительности труда горнорабочих и повышению травматизма.

На тепловой режим подземных горных выработок оказывают влияния такие факторы как: первоначальная температура горного массива, его естественная обводненность и качество дренажа, теплофизические параметры рудничного воздуха, площадь обнаженных поверхностей, темп отработки, наличие и мощность механизмов. Проблему нормализации температуры рудничного воздуха необходимо решать при достижении ею значения в 26 °С.

Наиболее простым способом нормализации тепловых условий является увеличение количества свежего воздуха подаваемого в горные выработки. Но увеличение подаваемого количества воздуха сдерживается пропускной способностью горных выработок, и нормализовать тепловую обстановку таким методом можно только при температуре горного массива до 37 °С [1].

Тогда возможности вышеперечисленных мероприятий исчерпаны, возникает необходимость искусственного охлаждения рудничного воздуха.

Для нормализации тепловых условий применяются передвижные шахтные кондиционеры, работающие по замкнутому холодильному циклу, с использованием хладагентов (в основном фреоны), так и по открытому циклу с использованием энергии сжатого воздуха [2].

Одним из наиболее простых и эффективных способов кондиционирования рудничного воздуха на первых стадиях возникновения температурной проблемы является применение кондиционеров работающих по открытому циклу. Их особенностью является использование в качестве источника холода сжатого воздуха, расширенного в воздушных расширительных машинах (детандерах). Применение таких машин позволяет использовать их при проведении горизонтальных и вертикальных горных выработках в шахтах и рудниках всех категорий по газовому режиму, уменьшить габариты и вес установки по сравнению с машинами, работающими по замкнутому циклу и значительно упростить их обслуживание

Литература

1. Воронин В.А. и др. Регулирование тепловых условий угольных шахт. Киев, Наукова думка, 1983. 189 с.
2. Варапаев А.Ф. Тепловое кондиционирование рудничного воздуха в глубоких шахтах. М, Недра, 1979, 191 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВЫСОКОГОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Мухаммадиев П.А., Валиев Ш.Ф., Одинаев Ш.А.

Таджикский национальный университет (ТНУ), г. Душанбе, Республика Таджикистан

Значительная часть (93%) территории Таджикистана является горной (условно до 2000-2500 м) и высокогорной (более 2500 м) областью и основная масса месторождений расположена именно в этой области. Одно из них это уникальное и единственное в средне-азиатском регионе месторождение высококачественных антрацитов Назар-Айлок, расположенное в 300 км к востоку от Душанбе в восточной оконечности Зеравшано-Гиссарской горной системы, на высоте 3500-4000 м.

По геологическому строению месторождение представляет собой крыло геосинклинали, содержащее 13 рабочих угольных пластов полого-наклонного залегания. Угленосная толща юрского возраста мощностью 300-1100 м и общей площадью порядка 25 км² простирается в субширотном направлении более чем на 10 км. Общая средняя мощность 13 пластов составляет примерно 32 м, из которых 9 являются антрацитами, остальные каменные угли. Мощность пластов в среднем от 1,3 до 9 м (на отдельных участках до 26 м) Протяженность пластов по падению достигает 500 м.

Горно-геологические и горнотехнические условия изучены слабо, только на стадии поисково-оценочных работ, на одном небольшом участке (Шикорхона), на стадии предварительной разведки, пройдены штольни, где отбирали технологические и лабораторные пробы. Испытания антрацитов проводили в России (ВУХИН – Свердловск (Екатеринбург)), Финляндии, Германии. Исследования показали высокие физико-химические свойства их как технологического сырья. По отдельным качественным показателям они превосходят украинские и кузнецкие антрациты и в целом приближаются к знаменитым вьетнамским антрацитам месторождения Ха-Ту. Прогнозные ресурсы антрацитов оцениваются приблизительно в 500 млн тонн.

Малозольные антрациты, как технологическое сырье, могут использоваться в электротехнической, атомной, военной, химической отраслях промышленности; в металлургической промышленности могут быть широко использованы в качестве заменителей чешуйчатого графита и различных разновидностей кокса при выплавке спецсталей и цветных металлов, агломерации руд и т.д.

Отдельные пласты антрацита на склонах гор выходят непосредственно на поверхность и в настоящее время отрабатываются открытым способом. Но эти работы можно проводить в течение только 1,5-2 летних месяцев при благоприятных погодных условиях. В этот короткий период времени на двух участках добываются 15-20 тыс. т. антрацита, которые используются в бытовом секторе как топливо и в очень небольших количествах на алюминиевом заводе республики в качестве заменителя кокса.

Непрерывные круглогодичные горные работы можно организовать только при подземном способе разработки месторождения. При этом необходимо создать полноценную технологическую инфраструктуру производства с учетом высокогорных условий: перепад высот между технологическими комплексами составляет тысяча и более метров. Месторождение Назар-Айлок находится на высоте 3200-3800 м и добываемый уголь необходимо спустить на уровень долины реки – 2000 м., т.е. перепад составляет 1200 и более метров.

Варианты решения этой проблемы могут быть различны. Традиционные – скиповой и клетевой подъем-спуски – дорогостоящие и сложны в эксплуатации. Заманчивы гравитационные способы перемещения угля под действием собственного веса. Однако ускорение свободнопадающего тела на таких протяженных перепадах приводит к большим скоростям падения и накоплению разрушительной энергии. Здесь возникает идея торможения скорости падения тела. Руководствуясь этой идеей, авторы предлагают следующую схему организации горных работ на Назар-Айлокском и подобном ему месторождениях.

У подножья горы в долине реки в горном массиве создается полный комплекс капитальных сооружений околоствольного двора (руддвор). Отдельные сооружения могут возводиться и на открытой поверхности, поскольку на этом высотном уровне (2000 м), вся коммуникационная связь (автодороги, ЛЭП, перевозки и др.) круглогодично нормально поддерживается.

Самым важным технологическим участком является вертикальный грузовой ствол для спуска угля с отметки 3200-3800 м. Ствол оснащается двумя (или более) металлическими трубами большого диаметра (1,5-2 м). Эти трубы для доставки добытого угля одновременно являются бункерами. Для заполнения бункеров углем, как выше отметили, необходимо гасить ускорение свободного падения угля. Для этой цели предлагается использовать водную среду, т.е. бункера – трубы предварительно заполнить водой и потом непрерывным потоком загружать их добываемым углём. По мере накопления в бункерах угля вода из них будет вытесняться, а постепенно выпускаемый из бункеров уголь будет отправляться потребителям. Таким образом, в процессе ведения горных работ, бункера будут постоянно заполнены обновляемой массой угля.

Изготовление, возведение и эксплуатация труб – бункеров в условиях современных достижений технологии и техники, задача вполне реальная. Инженерно-конструкторские особенности данного сооружения, предполагают создание в нижней части бункера надёжных герметичных выпускных люков, в верхней части – загрузочное устройство (возможно в форме раструба с решеткой грохочения) и по внешнему диаметру – контуру (в верхней части сооружения) несколько водозаполняющих и водосливных труб малого диаметра. Разработка месторождения, протяженностью по падению порядка 500 м, будет производиться по горизонтам, т.е. горные работы ступенчато будут понижаться. Трубы-бункера в соответствии с высотной отметкой откаточных горизонтов должны укорачиваться. Эти конструкторские особенности труб должны быть предусмотрены при проектировании бункерной доставки.

Заполнение бункеров водой и вытеснение её по мере наполнения их углём происходит в относительно короткий период, только в начальной стадии горных работ и перемонтаже при укорачивании их до уровня нижних горизонтов. Предварительные расчёты показали, что при подземном способе разработки месторождения Назар-Айлок с использованием описанной технологии доставки угля можно обеспечить производительность шахты примерно в 500 тыс. т антрацита в год.

В высокогорных условиях Таджикистана предложенный способ доставки можно использовать при разработке разнообразных видов твёрдых полезных ископаемых – руд цветных и благородных металлов и нерудного сырья. При этом возникает необходимость оборудовать на верхней загрузочной площадке бункера механизированный горизонт грохочения, для получения определённых фракций крупности доставляемого материала.

Недра Республики Таджикистан богаты разнообразными полезными ископаемыми. Это золоторудные месторождения, крупнейшее месторождение серебра, полиметаллических руд (свинец, цинк, висмут, золото, серебро), а также месторождения железорудные, ртути и сурьмы, вольфрама и олова, алюминиевого сырья. Кроме упомянутых антрацитов в республике имеются крупнейшие и единственные в среднеазиатском регионе месторождения коксующихся углей и многочисленных каменных углей. Также недра республики располагают богатейшими месторождениями солей и сырья для удобрений используемых в сельхозработах.

Однако, к сожалению, горнорудная промышленность в республике развита слабо, перерабатывающая промышленность представлена одним золоторудным предприятием и алюминиевым заводом, работающем на привозном сырье.

Таджикистан нуждается в крупных инвестициях и новых технологиях для развития горнорудной и металлургической промышленности.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕХАНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ИХ ОБЪЁМНОМ НАГРУЖЕНИИ (ПАСПОРТ ПРОЧНОСТИ)

¹Норель Б.К., ²Боровков Ю.А.

¹igd@igds.ru, ФГУП «ННЦ ГП ИГД им. А.А. Скочинского», г. Люберцы, Россия;

²msgpa@msgpa.edu.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Развитие физических представлений о горных процессах и об основах механики горных пород рассматривается в разработке методов физического и механического моделирования в лабораторных и шахтных условиях, и теоретические исследования в механике сплошных сред и в геомеханике.

Довольно часто эти направления пересекаются. Для описания напряженно-деформированного состояния горного массива вблизи горных выработок представляется необходимым использование визуальных натуральных наблюдений, привлечение аналитических разработок при решении задач горного давления и правильного выбора физико-механических и прочностных свойств горных пород. Однако, сочетание таких факторов удаётся получить достаточно редко, поэтому приходится использовать значительное число допущений, что не идёт на пользу решениям поставленных геомеханических задач.

До настоящего времени учёные проявляют значительный интерес к критериальным условиям текучести и разрушения горных пород и строительных материалов. Учёный А. Надаи отмечал, что «дальнейшие пути исследований закономерностей появления огибающей к поверхности разрушения могут основываться на использовании уравнения поверхности текучести» $f(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3) = 0$, (1) и на рассмотрении ее (функции) возможного вида. Физически обоснованная картина взаимодействия различных зон породного массива представлена в известной монографии В.Н. Родионова. «Породный массив постоянно участвует в деформационных процессах. Массив находится в механически неравновесном состоянии и непрерывно получает и дистанцирует механическую энергию. Механическая энергия сохраняется вследствие равенства подвода энергии из вне и её дистанцирует».

Е.И. Шемякин в развитие вида функции (1) ввёл новую группу инвариантов, описывающих напряженно-деформированное состояние горного массива и вместо триэдра главных направлений с тремя главными напряжениями: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, предложил рассмотреть новые три инварианта:

$$T = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}; \sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}; \mu_\sigma = \frac{2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}, \quad (2)$$

где T – максимальное касательное напряжение; σ_n – среднее значение двух напряжений; μ_σ – известный параметр Надаи. Отметим, что Е.И. Шемякин, по-видимому, впервые предложил синтетическую теорию прочности и новый паспорт прочности трехосного напряженного состояния. Кстати уравнение предельной поверхности разрушения функции $F(\sigma; T; \mu_\sigma) = K^*$, где $\sigma = \sigma_{cp}$, K^* – критерий прочности, предложенный Л.М Качановым и Е.И. Шемякиным.

В механических и прочностных моделях механически сплошных сред обычно связываются параметры физической функции состояния и комплекс параметров предельной поверхности разрушения для сложного напряженного состояния.

Используя данные механических испытаний углей марки «Т» в объёмном напряженном состоянии (материалы настоящей главы) отметим построение предельной поверхности прочности (паспорт прочности) с расширенными энергетическими показателями.

Вначале, с использованием данных стандартных механических испытаний горных пород в объёмном напряженном состоянии, определим механические характеристики – мо-

дуги сдвига G и объёмный модуль K (физические показатели связи между компонентами поля напряжений и компонентами поля деформаций) в форме:

$$G = \frac{\tau_{окт}}{2\gamma_{окт}}; K = \frac{\sigma_{ср}}{3\varepsilon_{ср}}, \sigma_{ср} = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3); \varepsilon_{ср} = \frac{1}{3}(\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3);$$

$$\tau_{окт} = \frac{1}{3}\sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2};$$

$$\gamma_{окт} = \frac{2}{3}\sqrt{(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_1 - \varepsilon_3)^2}. \quad (3)$$

На основании полученных величин рассчитываем величины потенциальной энергии формоизменения W_φ , величины потенциальной энергии изменения объёма W_o , величины суммарной потенциальной энергии W_Σ :

$$W_\varphi = \frac{\tau_{окт}^2}{2G}; W_o = \frac{\sigma_{ср}^2}{2K}; W_\Sigma = \frac{1}{2}(\sigma_1\varepsilon_1 + \sigma_2\varepsilon_2 + \sigma_3\varepsilon_3), \quad (4)$$

По результатам механических испытаний выполняем построение предельной поверхности разрушения с предельной функцией состояния вида: $W_\Sigma^* = F(W_\varphi^*, W_o^*, \mu_\sigma)$,

Паспорт прочности является не только геометрической интерпретацией энергетического критерия прочности углей в объёмном напряженном состоянии. Он так же в определённой степени обобщает паспорт прочности Кулона-Мора-Прандтля для объёмного напряженного состояния углей и горных пород. На кривых пространственного паспорта прочности в координатах $W_\varphi \div W_o$ определённым образом могут быть расположены результаты механических испытаний углей, горных пород и других материалов при одноосных и двухосных нагружениях. Так, на оси $\mu_\sigma = 1$ располагается точка одноосного сжатия ($\sigma_1 = \sigma_2 = 0, \sigma_3 < 0$), двухосного растяжения ($\sigma_1 = \sigma_2 = 0, \sigma_3 > 0$). На оси $\mu_\sigma = -1$ помещается точка одноосного растяжения ($\sigma_1 > 0, \sigma_2 = \sigma_3 = 0$), ($\sigma_1 = 0, \sigma_2 = \sigma_3 < 0$).

С научной точки зрения представляет интерес разрушение образцов, когда работа изменения объёма равна нулю. Можно теоретически предсказать, что это возможно при чистом сдвиге ($\mu_\sigma = 0, \sigma_2 = 0; \sigma_1 = -\sigma_3$), при совместном действии одноосного сжатия и двухосного растяжения ($\sigma_1 = \sigma_2 > 0; \sigma_3 < 0; \mu_\sigma = +1$) или одноосного растяжения и двухосного сжатия ($\mu_\sigma = -1; \sigma_1 > 0; \sigma_2 = \sigma_3 < 0$). Такие точки представляют собой граничные значения предельной поверхности прочности твёрдых тел в объёмном напряженном состоянии. Хотя условия нагружения на установке трёхосного неравнокомпонентного сжатия (УТНС) не позволяют реализовать такие режимы испытаний, осуществить прогноз результатов механических испытаний такого рода по кривым предельной прочности в пространственном случае оказывается возможным.

Так же как и в случае обобщённого растяжения, на установке трёхосного сжатия нельзя реализовать чистый сдвиг, т.е. вид напряженного состояния $\sigma_2 = 0$ и $\sigma_1 = -\sigma_3$, поэтому при механических испытаниях на УТНС промежуточное главное напряжение σ_2 при $\mu_\sigma = 0$ всегда отлично от нуля ($\sigma_2 < 0$) и W_o , (сдвиг) не принимает нулевого значения, отметим, что паспорт прочности горных пород с термодинамическими параметрами был предложен на одной из зарубежных конференций.

ХОТИСЛАВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЕЛА: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗРАБОТКИ

Алиева И.А.

tatyana.melezh@mail.ru, Гомельский государственный университет
имени Франциска Скорины, г. Гомель, Беларусь

На территории Беларуси детально разведано 33 месторождения мела. Промышленное значение имеют четыре из них (Песчаная Гора, Кабаки-Маличи, Пышки, Хотиново), остальные временно не разрабатываются, либо являются резервными сырьевыми базами. Перспективным для промышленного освоения является Хотиславское месторождение мела, расположенное в Брестской области, в южной части бассейна р. Мухавец, в долине одного из левых притоков р. Рита, и находящееся южнее г.п. Малорита (рис. 1). Месторождение было открыто в 1975 г., детально разведано в 1992 г. Оно вытянуто с юго-запада на северо-восток на расстояние 3,1 км при ширине 0,6-0,8 км, площадь составляет 295,4 га. По данным РУП «Белгеология» балансовые запасы промышленных категорий, доступные к открытой разработке, составляют 38816 тыс. м³ мела [1]. Качество мела позволяет производить известь I и II сортов, использовать его в химической, лакокрасочной, медицинской промышленности, а также для раскисления почв и производства комбикормов для сельского хозяйства.



Условные обозначения:

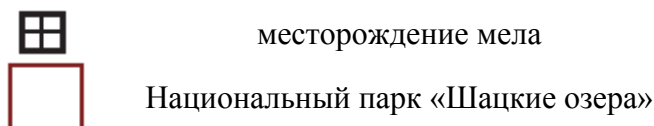


Рисунок 1 – Расположение Хотиславского месторождения мела

В геолого-литологическом отношении месторождение сложено меловыми отложениями сантонского яруса верхнего отдела меловой системы (K_{2st}), представленные мелом белым, серовато-белым, с редкими включениями желваков кремния различной плотности, в верхней части трещиноватый, иногда запесоченный. Вскрытая мощность 90,7 м, мощность, включенная в подсчет запасов, колеблется от 13,6 до 38,5 м. Содержание полезного компонента (CaO) – 46,4-55,52 % .

Меловые отложения перекрываются кварцевыми песками озерно-аллювиального генезиса поозерского горизонта четвертичной системы (IaIIIрз). Отложения верхнего мела представляют собой толщу белого писчего мела и мергеля, в различной степени трещиноватых и закарстованных, переходящих с глубины 60,0 м в монолитную породу. К трещиноватой зоне мергельно-меловых пород приурочен первый от поверхности напорный водоносный горизонт, который отделен от грунтового водоносного горизонта слоем плотных мелов и мергелистых глин, развитых в кровле меловой толщи, а также локально моренными глинами и суглинками. Основная область питания напорного водоносного горизонта находится южнее рассматриваемой территории в пределах Волынской возвышенности [1].

В геоморфологическом отношении территория месторождения приурочена к р. Рита (приток р. Мухавец), ее правому бортовому склону. Долина реки в рельефе выражена слабо и представляет собой пологонаклонный от территории Украины и заболоченный склон. Значительная часть территории месторождения занята торфяником [1].

Промышленное освоение месторождения сопряжено с комплексом проблем:

– месторождение обводнено. Гидрогеологический разрез представлен водоносным комплексом позерского-голоценового горизонтов (песками, торфом) и водоносным горизонтом сантона (трещиноватым и закарстованным мелом верхней зоны). Сложные гидрогеологические и горнотехнические условия требуют проведения водоотлива для снижения уровня подземных вод до горизонта отработки и мероприятий по его снижению на прилегающей территории;

– поскольку работы ведутся в непосредственной близости от Украины, украинские специалисты озабочены потенциальной опасностью разработки месторождения для прилегающего к нему на украинской территории национальному парку «Шацкие озера» и ландшафтному заказнику «Прибужское Полесье», а также утверждают об уходе озера Свитязь в карстовые пустоты. Однако белорусские ученые с помощью сертифицированной многофункциональной автоматизированной системы моделирования движения подземных вод математически спрогнозировали грунтовые потоки. Эта гидрологическая модель рассчитывает последствия вмешательства человека в природный баланс. По мнению ученых, компенсационные каналы будут удерживать воду и об обмелении близлежащих озер не может быть и речи.

Таким образом, месторождение Хотиславское является перспективным для промышленной разработки залежей мела и кварцевого песка. Добываемое минеральное сырье может быть использовано в строительной промышленности и в сельском хозяйстве в качестве удобрений. Залежи кварцевого песка пригодны для производства строительных материалов. При промышленной разработке месторождения в перспективе оно может послужить сырьевой базой для строительства цементного завода.

Однако необходимо решить ряд проблем, связанных со сложными гидрогеологическими и горнотехническими условиями, требующих проведения водоотлива для снижения уровня подземных вод до горизонта отработки и мероприятий по его снижению на прилегающей территории; а так же решение спорных вопросов с украинскими учеными и властями.

Авторы данной статьи считают, что для решения споров между белорусскими и украинскими учеными об экологической опасности разработки месторождения, необходимо задействовать независимую международную экспертную группу.

Литература

1. Музыкин В.П. Отчет о результатах проведения оценки воздействия на окружающую среду добычи мела на участке месторождения «Хотиславское» в Малоритском районе Брестской области». № госрегистрации 20090291 / Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь. – Минск, 2009. – 16 с.

ПРОМЫШЛЕННОЕ ИСПЫТАНИЕ СПОСОБА РАЗРУШЕНИЯ МАССИВА РАЗНОПРОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЗАРЯДА ВЗРЫВЧАТЫХ ВЕЩЕСТВ С КУМУЛЯТИВНОЙ ВЫЕМКОЙ

Нутфуллаев Г.С., Шарипов Л.О.

gafurcom@mail.ru, Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Разработан способ взрывного разрушения массива разнопрочных горных пород на пластовых месторождениях, включающий бурение основных и дополнительных укороченных скважин, определение в процессе бурения мощности скальных пропластков, размещение в основных и дополнительных укороченных скважинах зарядов взрывчатых веществ, производство забойки и взрывание, отличающийся тем, что в основных скважинах заряд взрывчатых веществ рассредоточивают, а в укороченных скважинах конструируют кумулятивный заряд внутри твердого включения с использованием конусной облицовки и оставлением фокусного расстояния.

На карьере Ташкура Джерой-Сардаринского месторождения фосфоритов (Республика Узбекистан) проведены опытно-промышленные взрывы массива разнопрочных горных пород по двум способам дробления – базовому и разработанному.

Горно-геологические условия пластового месторождения осадочного типа Джерой-Сардара представлены разнопрочными породами. Они перекрывают два пологих фосфопласта малой мощности и предъявляют особые требования к буровзрывным работам (БВР), которые являются одним из основных процессов горных работ, так как от их эффективности зависит производительность выемочно-погрузочного оборудования.

Вскрышные породы месторождения представлены сверху вниз супесями и суглинками, галечником и конгломератами, бентонитовыми глинами, глинистым мергелем. Они условно разделены на внешнюю (первый уступ) и внутреннюю (второй уступ) вскрышу. Породы внешней вскрыши – комплекс пород расположенный над первым фосфопластом, а в краевых частях месторождения над вторым. К внутренней вскрыше отнесены породы между первым и вторым фосфопластами (междупластье). Мощность внешней вскрыши в зависимости от рельефа и падения фосфопластов колеблется от 3 до 30 м, в основном 12-20 м. Мощность междупластья колеблется от 8 до 12 м и в основном составляет 10 м.

Взрывы производились на буровом блоке № 51 с бурением скважин буровым станком СБШ-250МН № 96.

В процессе бурения основных скважин по изменениям скорости бурения, цвета и состояния, выдаваемых на поверхность продуктов разрушения определены наличие, контур в плане, отметки кровли и почвы и мощность твердых включений по глубине каждой скважины.

Для заряжания скважин использовалось взрывчатое вещество типа игданит.

На первом участке по базовому способу скважины были пробурены в разнопрочных породах: сверху в твердом пропластке – гравелите (на глубину 6 м) и в нижней части скважины в слой глины (на глубину 2 м). Глубина скважины составляла 8 м. Конструкция заряда была принята сплошной колонковой с обратным инициированием одним промежуточным детонатором.

Вес основного заряда (игданита) составлял для каждой скважины 295 кг. Для инициирования основного заряда использовался промежуточный детонатор из взрывчатого вещества Nobelit-216Z диаметром 70 мм и массой 2 кг. Взрывание скважинных зарядов производилось с применением неэлектрической системы инициирования СИНВ.

На втором участке согласно разработанному способу внутри контура в плане твердых включений пробурены дополнительные укороченные скважины, которые располагали в центре четырехугольников, образованных соседними основными скважинами. Для улучшения дробления породы применено взрывание с внутрискважинным замедлением путем

последовательного инициирования рассредоточенных частей скважинного заряда, начиная снизу или сверху. Разделение общего заряда на верхнюю и нижнюю части произведено в соотношении 1:2.

На дно укороченных скважин закладывали кумулятивные заряды, сконструированных вручную: опускали деревянный цилиндр, который служил для создания фокусного расстояния. Над цилиндром устанавливали конусную облицовку из стали толщиной 2 мм. Диаметр облицовки был равен диаметру скважины – 250 мм. Далее закладывали заряд ВВ (игданит) массой 3 кг. Над конусной облицовкой вместе с зарядом ВВ устанавливали промежуточный детонатор марки Nobelit-216Z. Далее произвели забойку и одновременно взрывали с основными рассредоточенными скважинными зарядами.

Заряжание основных скважин производили также игданитом.

Основными факторами, определяющими результаты взрыва, были гранулометрический состав взорванной горной массы и выход негабарита. После каждого взрыва в процессе отгрузки проанализирован гранулометрический состав взорванной горной массы.

Анализ гранулометрического состава показал, что в разработанном способе, по сравнению с базовым, средний размер куска уменьшился на 28%, а количество негабаритных кусков – на 67%.

В результате проведенных исследований установлено, что усиление кумулятивного эффекта при наличии облицовки связано с весьма сильным и своеобразным перераспределением энергии между продуктами взрыва и материалом металлической облицовки, а также переходом части металла в кумулятивную струю. Основная часть энергии активной части кумулятивного заряда «перекачивается» в металл облицовки так, что оказывается сконцентрированной в его тонком слое, который собственно и образует кумулятивную струю. Вследствие этого достигается значительно большая плотность энергии в струе, чем при подрыве заряда без облицовки выемки. Максимальное отношение диаметра выемки к диаметру струи для заряда без облицовки равно 4-5.

Также установлено, что наиболее эффективное действие кумулятивной струи может быть обеспечено лишь при определенном сочетании физико-механических свойств металла облицовки. Условия формирования кумулятивной струи определяются микроструктурой металла облицовки и способностью его структурных составляющих к пластической деформации. Однако пластичность металла в условиях обжатия под действием взрыва не определяется однозначно его стандартными характеристиками. Отмечена зависимость между способностью металла к быстрому обжатию и типом кристаллической решетки.

На основе изучения законов распространения прямых и отраженных волн напряжения от свободных поверхностей уступа при взрывных нагрузках разработаны теоретические основы определения зон разрушения массива горных пород, зависящие от диаметра взрывной полости скважины, плотности и скорости детонации применяемых промышленных ВВ, а также прочностных свойств горных пород.

Установлено различие в законах затухания скоростей и смещений в ближней и дальней зонах действия взрыва в исследуемых твердых средах. Границы изменения законов затухания скоростей и смещений определяются размерами зон дробления для разрушаемых сред.

Таким образом, проведенные опытно-промышленные испытания показали, что применение разработанного способа взрывного разрушения массива разнопрочных горных пород с использованием основных рассредоточенных скважинных зарядов ВВ и дополнительных укороченных скважинных зарядов с кумулятивным эффектом, позволяет произвести равномерное дробление горных пород за счет направленного использования энергии взрыва по крепким пропласткам, снизить удельный расход ВВ на 10% и затраты на бурение за счет увеличения сетки скважин на 20-30%.

ОГЛАВЛЕНИЕ

S-I. СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, СТРАТИГРАФИИ, ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

Миц М.В. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ – СВИДЕТЕЛИ НАЧАЛЬНЫХ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ХАДЕЕ-ЭОАРХЕЕ	4
Караулов В.Б. ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ, КРАТОНЫ, ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПЛАТФОРМЫ (К ВОПРОСУ О ТЕРМИНОЛОГИИ).....	6
Балуев А.С. РОЛЬ СРАВНИТЕЛЬНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В РЕКОНСТРУКЦИИ ПОГРЕБЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ).....	7
Миц М.В. ОФИОЛИТОВЫЕ И ЭКЛОГИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СУБКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ В АРХЕЕ.....	9
Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Межеловская С.В., Наравас А.К. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)	11
Маркова П.А. О ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ	13
Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Корсаков А.К. U-Pb ДАТИРОВАНИЕ КОМАТИИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА И КОМАГМАТИЧНЫХ ГАББРО-НОРИТОВ ИНТРУЗИВА РУЙГА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА).....	15
Куликова В.В., Куликов В.С. О ДРЕВНЕЙ НЕФТИ И СОЛИ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ (КАРЕЛИИ)	17
Васильев Н.Ю., Корчуганова Н.И., Мострюков А.О., Петров В.А. О НЕОТЕКТОНИКЕ И НОВЕЙШЕМ ТЕКТОНИЧЕСКОМ НАГРУЖЕНИИ РАНГОВОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ.....	19
Доронина Н.А., Минина О.Р. ДЕВОНСКИЙ ВОЗРАСТ ЦИПИКАНСКОЙ ТОЛЩИ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	21
Лютеев В.А. СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ РЕСПУБЛИКИ КОМИ).....	23
Кадыров А.Ф. ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В КОНЦЕ ВЕНДА.....	25
Сейткалиева Э.А., Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О. ЛИТОЛОГИЯ КОНТУРИТОВ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ПОДНОЖИИ БРАЗИЛИИ И УРУГВАЯ.....	27
Садовников Г.Н. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ – ВРЕМЯ НЬЮТОНА ИЛИ ВРЕМЯ ЭЙНШТЕЙНА?	29
Алексеев А.С. МЕЖДУНАРОДНАЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА	30
Комаров В.Н., Андрухович А.О. РЕВИЗИЯ ТАНЕТСКИХ ГЛАДКИХ ТЕРЕБРАТУЛИД (БРАХИОПОДЫ) ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА.....	32
Комаров В.Н. О ЗНАЧЕНИИ РАБОТЫ М.В. ЛОМОНОСОВА «О СЛОЯХ ЗЕМНЫХ» ДЛЯ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОНТОЛОГИИ, СТРАТИГРАФИИ И ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ.....	34
Галушкин А.И., Иванов В.М. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗОНЫ ПИРИТИЗАЦИИ ИЗВЕСТНЯКОВ НА ПАНЬШИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ.....	36
Маленкина С.Ю., Школин А.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРХНЕЮРСКИХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ МОСКВЫ И ПОДМОСКОВЬЯ.....	38
Глухов М.С., Сунгатуллин Р.Х. КОСМИЧЕСКИЕ МИКРОСФЕРЫ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА.....	40

Захаров Д.О., Серебряков Н.С., Биндеман И.Н., Азимов П.Я.	
РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ: ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ В 2.4-2.2 Ga ПРОТОЛИТАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА.....	42
Кочемасов Г.Г. ВОЛНОВАЯ ПЛАНЕТОЛОГИЯ В ВОЛНОВОЙ СТРУКТУРЕ ПРИРОДЫ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В КОНТРАСТНОМ ХИМИЗМЕ ТРАПШОВ КАРУ, ТУНГУСКИ И ДЕКАНА	44
Школин А.А., Маленкина С.Ю. НОВОЕ О РАСЧЛЕНЕНИИ И СОПОСТАВЛЕНИИ НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ-НИЖНЕГО МЕЛА МОСКОВСКОГО РЕГИОНА (КОТЕЛЬНИКИ, КОЛОМЕНСКОЕ, МИЛЬКОВО)	46
Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Царев В.В. ПЕРВАЯ НАХОДКА ОБНАЖЕНИЙ СЕРПЕНТИНИТОВ В ГОРНОМ КРЫМУ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ РЕГИОНА	48
Лаптева А.М. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫХ БАЗ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	50
Ненахова Е.В. К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКА РОДОНАЧАЛЬНЫХ РАСПЛАВОВ ПОРОД ХИБИНСКОГО МАССИВА И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ АПАТИТОВЫХ РУД	52
Межеловский А.Д., Межеловская С.В., Корсаков А.К. ОСНОВНОЙ ВУЛКАНИЗМ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА НА ПРИМЕРЕ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА И ПЕЧЕНГА–ИМНАДРА–ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРЫ. СХОДСВА И ОТЛИЧИЯ.....	54
Гракова О.В. АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНА	56
Погребс Н.А. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ПОДМОСКОВНОЙ УЧЕБНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ.....	58
Пыжова Е.С., Попова Н.С. ОБЛОМОЧНЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ АЛМАЗОНОСНОЙ ЭМСКОЙ (НИЖНИЙ ДЕВОН) ТАКАТИНСКОЙ СВИТЫ – РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО (U/Pb) ДАТИРОВАНИЯ	60
Раимбеков Ю.Х. ТРИАС – ЮРСКИЙ БАРЬЕРНЫЙ РИФ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА (ТАДЖИКИСТАН)	62
Наравас А.К. БИОЛОКАЦИЯ В ГЕОЛОГИИ.....	64
Шендрикова С.Г., Широков Д.Н. СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ПРАКТИКИ РУДН НА ЮЖНОМ УРАЛЕ	65
Голионко Б.Г. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО-ЭБЕТИНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ	66
Цеховский Ю.Г. О ВЫДЕЛЕНИИ ПОГРАНИЧНОЙ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ЭПОХИ ДЕСТРУКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА	68
Вольский Ю.А., Межеловская С.В. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ УЛЬРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ СВИТЫ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА).....	70
Хомяк А.Н., Корост Д.В., Белохин В.С., Гилязетдинова Д.Р., Хлыстов О.М., Ахманов Г.Г. ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ: ПРИМЕНЕНИЕ НЕИНВАЗИВНЫХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ, РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕН-ТОМОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	72
Наравас А.К. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ И ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА.....	74
Wael Hagag, Hennes Obermeyer. ОБНАРУЖЕНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭМИ-ТЕХНИКА И CERESCOPE В ЛАНДАУ РАЙОНЕ В ЦЕНТРЕ ВЕРХНЕГО РЕЙНА ГРАБЕН, SW ГЕРМАНИИ	76
Саломов Н.Г. О ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЯХ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ КОРОВЫХ И ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	77
Жуков А.П., Кабулова Э.Р. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ/ СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИИ.....	79

Аль Гурейри А.С.Я. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ИРАК	81
Андамов Р.Ш., Таджикибеков М., Сафаралиев Н. НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В ЗОНЕ ЗЕРАВШАНСКОГО РАЗЛОМА (РАЙОН ОКРЕСТНОСТЕЙ ТАГОБИ-ДЖУФТ И ГУЗАРИБОД)	83
Андамов Р.Ш., Таджикибеков М. ПРОЯВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ДОЛИНЕ РЕК ДУОБА-КУМАРХ (ЗЕРАВШАНСКИЙ ХРЕБЕТ)	85
Лепешко В.В., Казанский Б.А. Белоус О.В. ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ ТЕКТОНОСФЕРЫ В ПАРАГЕНЕЗАХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ	87
Соколов С.А. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛУЖБЫ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН	89
Турикешев Г.Т.Г., Давлетов М.И., Кравченко Ю.П., Давлетова Д.М., Мустафин М.М. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА УФЫ	91
Энна Н.Л. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ	93
Самойлов Д.А., Виршило А.В. СОСТАВ ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЙ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА БУЛГАНАК (КЕРЧЕНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО УРОВНЯ ИСТОЧНИКОВ ИХ ВЕЩЕСТВА	95
Тельнова О.П. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЖЪЕРСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ГОРИЗОНТА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ, СРЕДНИЙ ДЕВОН)	96
Закария Хамими, Басем Зохейр, Мохамед Hassan Юнис. ИСТОРИЯ МНОГОФАЗНЫХ ДЕФОРМАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГРУПП ПЛАСТОВ ВОСТОЧНОЙ ПУСТЫНИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АФРИКЕ	98
 <i>S-II. СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ПРОБЛЕМ УГЛЯ, НЕФТИ И ГАЗА</i>	
Алексеев В.П. NBICS-КОНВЕРГЕНЦИЯ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ: НОВЫЙ РАКУРС ТРАДИЦИОННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ	100
Павленкова Н.И. ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ГЛУБОКИХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ВПАДИН, ПРИРОДА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И НЕФТЕНОСНОСТИ	102
Япаскурт О.В., Карпова Е.В. НОВОЕ В СТАДИАЛЬНОМ АНАЛИЗЕ ДИНАМИКИ ПРОЦЕССОВ ЛИТИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ БАССЕЙНОВ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ И ОРОГЕНОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО	104
Леоненко Г.Н., Леоненко Е.В. СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ЛИТОФЛОИДОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ. СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ	106
Абрамов В.Ю., Власов П.Н. О НЕКОТОРЫХ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ЗАПАДНО-ЛЕНИНОГОРСКОЙ ПЛОЩАДИ РОМАШКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	108
Имранов Э.Т.о. ВОЗДЕЙСТВИЕ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА	109
Зияев Дж.Ш., Сафаралиев Н.С. ВОПРОСЫ ПРОГНОЗА УСЛОВИЙ БУРЕНИЯ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТИ И ГАЗА НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ В КУЛЯБСКОЙ СИНКЛИНАЛЬНОЙ НЕФТЕГАЗОВОДОНОСНОЙ ЗОНЕ	110
Ишанов М.Х., Саидов С.С., Ниязов О.Х. О ПРИРОДЕ АНАМАЛЬНО-ВЫСОКОГО ПЛАСТОВОГО ДАВЛЕНИЯ (АВПД) В НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ	112
Косса К.А. ПРИМЕНЕНИЕ ФАЗОВОГО АНАЛИЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ПРИ КАРТИРОВАНИИ ГАЗОНОСНЫХ СЛОЁВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАНДЫМ И КУВАЧИ	114

Маркова Е.Б. ФАЦИАЛЬНАЯ ДИАГНОСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАСТОВ БГ24-25 В РАЗРЕЗЕ ГЫДАНСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ №130 С ПРИМЕНЕНИЕМ ИХНОТЕКСТУРНОГО АНАЛИЗА.....	116
Андреев В.М., Ащепкова Е.А., Ефанова К.С. ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ УГЛЕВОДОРОДНОГО СКОПЛЕНИЯ НА СТАДИИ ПОДГОТОВКИ ОБЪЕКТОВ К ПОИСКОВОМУ БУРЕНИЮ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ДОНБАССКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА)	118
Бискэ Н.С. МИКРОФОССИЛИИ В ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОДАХ ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ (ОНЕЖСКАЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА).....	120
Битунов Д.А. ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ В ПРЕДЕЛАХ БАШКИРСКОГО СВОДА	122
Валеева Р.Р. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮРЮЗАНО-АЙСКОЙ ВПАДИНЫ КАК ПЕРСПЕКТИВА НЕФТЕНОСНОСТИ.....	123
Горюнов Е.Ю., Игнатов П.А., Кравченко М.Н., Халиков А.Н. ПРИЗНАКИ СОВРЕМЕННЫХ ПОДТОКОВ УГЛЕВОДОРОДОВ В РЯДЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛА	125
Горюнов Е.Ю., Дирксен Е.О., Щербина Ю.В. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ФУНДАМЕНТА ЖИГУЛЕВСКОГО СВОДА	127
Горлов Д.А. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ИНИКАНСКОЙ СВИТЫ РАННЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКОГО ВОЗРАСТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ	129
Кабулова Э.Р., Жуков А.П. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕВЕРА СИБИРИ	130
Макаров Н.Д. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНЫХ ПОКРЫШЕК МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В УСЛОВИЯХ СОЛЕРОДНОГО БАСЕЙНА.	132
Муленкова А.Ю., Фадеева Н.П., Полудеткина Е.Н. ГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ПОРОД КАРБОНАТНОГО ДЕВОНА ВОСТОКА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА	134
Муллакаев А.И., Дусманов Е.Н., Хусаинов Р.Р., Хасанов Р.Р. К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ БИТУМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАТАРСТАНА	136
Муравьева О.В. ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕФТИ	138
Попова Т.В., Фадеева Н.П., Полудеткина Е.Н. ГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТОЙ ДОМАНИКОВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ	140
Пронина Н.В., Гонтарев В.В., Лужбина М.С., Тарасенко И.В. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО НГБ	142
Сарычева О.В. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОБЪЕКТОВ ШЕЛЬФА КАРСКОГО МОРЯ	144
Седаева К.М. МИКРОБИАЛЬНОЕ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ НА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ РУБЕЖАХ ПАЛЕОЗОЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ КОМПЛЕКСОВ	146
Хозяинов М.С., Якушина О.А. ВОЗМОЖНОСТИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КЕРНА НЕФТЕГАЗОВЫХ СКВАЖИН МЕТОДОМ РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ	148
Голицын М.В., Голицын А.М. ЗАКОНОМЕРНОСТИ УГЛЕНОСНОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ.....	150
Вергельская Н.В. СУФЛЯРНЫЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ГАЗА – КАК ОДИН ИЗ КРИТЕРИЕВ ГАЗОНОСНОСТИ УГЛЕПОРОДНЫХ МАССИВОВ ДОНЕЦКО-МАКЕЕВСКОГО УГЛЕПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНА ДОНБАССА	151

Лебедев В.С., Игнатов П.А., Гречухин М.Н., Стукалова И.Е. ИССЛЕДОВАНИЕ ОСТАТОЧНЫХ УГЛЕВОДОРОДОРОДОВ В ПОРОДАХ УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УЛЬЗИТ, МОНГОЛИЯ	153
Дубосарский В.Р. ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСНОЙ МЕТОДИКИ СТРУКТУРНО-ТЕРМО-АТМОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (СТАГИ) ДЛЯ ПОИСКА НЕТРАДИЦИОННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПРЕДЕЛАХ ГОРНЫХ ОТВОДОВ ЗАКРЫТЫХ ШАХТ	155
Макарова Е.Ю., Дин Чэнь, Шэнь Чжэн. ГАЗОНОСНОСТЬ АНТРАЦИТОВ БАССЕЙНА ЦИНЬШУЙ (КНР)	157
Петрова К.И., Кобылкин С.С. АНАЛИЗ ЭМИССИИ МЕТАНА ИЗ ВЕНТИЛЯЦИОННЫХ ПОТОКОВ УГОЛЬНЫХ ШАХТ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ПРОИЗВОДСТВЕ	159
Полянский Б.В. УГОЛЬ И СТАЛЬ ИРАНА. ЭКОНОМИКА И ПОЛИТИКА	161
Рябинкин С.В. РОЛЬ И ВАЖНОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТА ЛЕЙФМАНА–ВАССОЕВИЧА В ГЕОЛОГИИ УГЛЯ	163
Стукалова И.Е., Карпова Е.В. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТЕПЕНЬ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА	165
Хузин Р.Р. СУЛЬФИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ВИЗЕЙСКИХ УГЛЯХ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН	167

S-III. СЕКЦИЯ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ

Портнов А.М. АПОКАЛИПСИС НА МАРСЕ	170
Машуков А.В., Машукова А.Е. СРАВНЕНИЕ РАЗНОВИДНОСТЕЙ КУБАНИТОВОЙ РУДЫ ПО МАГНИТНЫМ СВОЙСТВАМ И СОСТАВУ	172
Бычков Д.А., Ивлева Е.А., Борисов М.В., Пчелинцева Н.Ф. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКОЛОЖИЛЬНЫХ ПОРОДАХ И РУДНОМ ТЕЛЕ ЦАГАРСАР ЖИЛЬНОГО Pb-Zn ДЖИМИДОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВ. ОСЕТИЯ)	174
Борисенко А.А., Аристов Вс.В., Корпечков Д.И. ДРЕВНИЕ СЛЮДЯНЫЕ ВЫРАБОТКИ В РАЙОНЕ ПОС. КАРЕЛЬСКИЙ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ): ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИСТОРИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ	176
Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. СТРУКТУРООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ КРУПНЫХ КАТИОНОВ В СУЛЬФИДАХ С CS⁺ И TL⁺	178
Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В. НОВЫЙ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП БАДДЕЛЕИТА	180
Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М. ОРТИТ-(Ce) – ХАРАКТЕРНЫЙ МИНЕРАЛ КИМБЕРЛИТОВ КИМОЗЕРО, КАРЕЛИЯ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ В УСЛОВИЯХ ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИИТОВОЙ ФАЦИИ	182
Спиридонов Э.М., Серова А.А., Жуков Н.Н. МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ТРЕНД ДЕАРСЕНИЗАЦИИ АРСЕНИДОВ Pd В НОРИЛЬСКИХ РУДАХ	184
Выдрич Д.Е. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛИБДЕНОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ БАДИС	186
Чаплыгин И.В., Мозгова Н.Н., Брызгалов И.А., Белаковский Д.И., Первухина Н.В., Борисов С.В., Магарилл С.А. ЗНАМЕНСКИЙИТ, Pb₄IN₂VI₄S₁₃ – НОВЫЙ МИНЕРАЛ ИЗ ФУМАРОЛ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ, О. ИТУРУП, КУРИЛЫ	188
Хазиев Р.Р., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Нургалиева Н.Г. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРЖУМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА	190
Махмутов Б.И. ТИПОМОРФИЗМ КВАРЦА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ АРГО-ЮРЯХСКОГО ШТОКА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)	192

Махмутов Б.И. РАДИОАКТИВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ПОРОДАХ-КОЛЕКТОРАХ ВЫСОКОВЯЗКИХ НЕФТЕЙ И ПРИРОДНЫХ БИТУМОВ АШАЛЬЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	194
Яковлев Е.Ю., Киселев Г.П. ИЗОТОПЫ УРАНА В АЛМАЗОНОСНЫХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ ТРУБКИ «КАРПИНСКОГО-1» МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА	196
Кириухина Г.В., Якубович О.В., Димитрова О.В. СИНТЕТИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ ШИБКОВИТА И НИАХИТА – ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОХИМИИ В КОНТЕКСТЕ ГЕНЕЗИСА	198
Куликова В.В., Куликов В.С. НЕКОТОРЫЕ ВИДЫ «ШУНГИТОВЫХ ПОРОД» КАК ПРИРОДНЫЙ КОНДЕНСАТОР	200
Грановская Н.В., Кочергин А.В., Прокопов Н.С., Попова Н.М. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АПОКАРБОНАТНЫХ ТАЛЬКИТОВ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	202
Бочаров В.Л. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТОВОГО КОМПЛЕКСА КМА	204
Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В. К РЕКОНСТРУКЦИИ РЕДОКС-ОБСТАНОВОК НАКОПЛЕНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА ПАЛЕОКОНТИНЕНТА БАЛТИКИ	206
Зинчук Н.Н. О ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ КИМБЕРЛИТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	208
Зинчук Н.Н. ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА	210
Левицкий В.И., Солодилова В.В., Завадич Н.С., Павлова Л.А., Левицкий И.В. САМОРОДНЫЕ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ В БОБРУЙСКОЙ КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЕ (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)	212
Соколов С.В. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КОЛУМБИТА ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ БЕЛОЗИМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	214
Алексеев В.А. О РОЛИ ИОННОЙ МИГРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕРВИЧНЫХ И ВТОРИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ	216
Пономарева Н.И., Шелемова Я.А. ВКЛЮЧЕНИЯ В АНДРАДИТЕ НОВОКАРКОДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УРАЛ) И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ	218
Турлычкин В.М. РЕДКОЕ СОБЫТИЕ В ГЕОЛОГИИ ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА – ТРУБКА ВЗРЫВА ЕСТО-ШОРА С ПРОЯВЛЕНИЯМИ ЗОЛОТА И ХРИЗОТИЛ АСБЕСТА	220
Бахтерев В.В. О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ХРОМИТОВОЙ РУДЫ	222
Хасанов А.Х. О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ОБЩНОСТИ СКАРНОВЫХ И КВАРЦЕВО-СУЛЬФИДНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)	224
Вах А.С., Авченко О.В., Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Карабцов А.А. МИНЕРАЛЫ СИСТЕМЫ Pb-As-Sb-S В РУДАХ БЕРЕЗИТОВОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ	226
Махнач А.А., Стрельцова Г.Д., Мурашко О.В. ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТНОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕФАМЕНСКИХ СЛАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА	228
Ходоревская Л.И., Варламов Д.А. ВОДНО-ХЛОРИДНЫЕ ФЛЮИДЫ В ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОМ МЕТАСОМАТОЗЕ ОСНОВНЫХ ПОРОД (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)	230
Утенков В.А., Зайцева М.Н. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВОЙ ЖИЛЫ МОКРУША (СРЕДНИЙ УРАЛ)	232

Джораев М.А. ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНИТА В СЛЮДИТАХ МАЛЫШЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗУМРУДОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)	234
Сафаралиев Н.С. МИНЕРАЛОГИЯ И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШОХКАДАМБУЛАК (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН, ЗАПАДНЫЙ КАРАМАЗАР)	236
Алидодов Б.А., Файзиев Ф.А. СТАДИЙНОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-ШЕЕЛИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТАРОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)	238
Осипенко В.Ю., Никанорова Ю.Е., Шнюков С.Е., Лазарева И.И. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФЕЛИНОВЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА	240
Вилкова С.Э. КОРРЕЛЯЦИЯ СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В РУДАХ ПЕРВОЙ И ВТОРОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «МАЙСКОЕ» (ЧУКОТСКИЙ АО) И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ОБОГАЩЕНИЯ	241
Ожогин Д.О. СПЕЦИФИКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РУД, СОДЕРЖАЩИХ ТОНКОДИСПЕРСНОЕ ЗОЛОТО	243
Седаева К.М., Светов С.А., Майорова Т.П. ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПИРИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО КРЫМА	245
Денисова Ю.В. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ КОЖМСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) НА ОСНОВЕ ЦИРКОНА	247
Волкова М.М., Борисов М.В., Бычков Д.А., Костицын Ю.А. ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА Pb-Zn МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖИМИ (СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ, РОССИЯ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ И РЗЭ В РУДАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ	249
Шватова А.Д. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В СЕРПЕНТИНИТЕ ПРИ ИНЪЕКЦИИ ГРАНИТНОЙ ЖИЛЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ)	251
Третьякова Л.И., Люхин А.М. ИМПАКТНО-КОСМОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ МИКРО-АЛМАЗОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМДИ-КОЛЬ, С. КАЗАХСТАН	253
Юричев А.Н. НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АРСЕНИДАХ КИНГАШСКОГО МАССИВА (КАНСКАЯ ГЛЫБА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	255
Кривицкий В.А. КЛАСТЕРНЫЙ РАДИОАКТИВНЫЙ РАСПАД И ЯДЕРНАЯ ДИССОЦИАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ ОРУДЕНЕНИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ	257
Пирогов Б.И., Якушина О.А., Цицинова А.А., Быстров И.Г., Иоспа А.В. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СВОЙСТВ МОЛИБДЕНИТА В МОЛИБДЕНИТ-КВАРЦЕВЫХ БЕДНЫХ РУДАХ	259
Ожогина Е.Г., Якушина О.А., Астахова Ю.М. ГЛУБОКОВОДНЫЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ – ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ	261
Щепетильникова В.М., Абдуллин Ф.Р., Соле-Виньяс Х., Павлинова Н.В. ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ГРУППЫ НЕГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛА ПАНЧИТА, РАСПОЛОЖЕННОЙ НА ТЕРРИТОРИИ ПОРОД ОАХАКСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОЗРАСТОМ 1 МЛРД ЛЕТ), ШТАТА ОАХАКА, ЮГ МЕКСИКИ	263
Щепетильникова В.М., Абдуллин Ф.Р., Соле-Виньяс Х., Павлинова Н.В. ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ АПАТИТОВ ИЗ ЮРСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПЕСЧАНИКОВ ШТАТА ЧИАПАС, МЕКСИКА	265
Хасанов А.Х., Кривошекова Н.И. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ ТИТАНОВЫХ АКЦЕССОРИЕВ ЮЖНОГО ГИССАРА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)	267

Тегкаев Е.Т., Шнюков С.Е., Савенок С.П. ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА КАК ИСТОЧНИК ДАННЫХ О СОСТАВЕ И ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ВЕРХНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА	269
Разва О.С. ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЙ МАРГАНЦЕВЫХ РУД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ, МЕСТОРОЖДЕНИЕ СЕЛЕЗЕНЬ (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)	271
Бобков А.И. ОПЫТ СИСТЕМАТИЗАЦИИ СМЕСЕЙ МИНЕРАЛОВ	273
Астахова Ю.М., Иванова М.В., Сорокин Е.М. ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ МЕТОДАМИ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ	275
Цикин А.В. ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОКРОВНЫХ ФАЦИЙ КОРГОНСКОЙ СВИТЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)	277

S-IV. СЕКЦИЯ ГЕММОЛОГИИ

Клепиков И.В., Анастасенко Г.Ф., Нефедов Ю.В., Васильев Е.А., Матвеева О.П., Антонов А.В., Сухаржевский С.М. КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ И СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЛМАЗОВ АНАБАРО-ОЛЕНЕКСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ	280
Федотова М.А., Евстафьева Г.Д., Леонтьев С.П., Салчак Ч.Ш. НА ГРАНЯХ ПРИРОДНЫХ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА КАЧЕСТВА REJECTION STONES РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫМ МЕТОДОМ	282
Титков С.В., Минеева Р.М., Зудина Н.Н., Рябчиков И.Д., Ширяев А.А., Сперанский А.В., Жихарева В.П. СТРУКТУРНЫЕ ДЕФЕКТЫ И ПРИРОДА ОКРАСКИ ОРАНЖЕВОГО АЛМАЗА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	284
Ковальчук О.Е. РАЗРАБОТКА ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ АЛМАЗОВ И МСА	286
Ковальчук О.Е. ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАСТИН ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	288
Криулина Г.Ю., Васильев Е.А., Гриб П.В., Андросова Н.А. ЮВЕЛИРНЫЕ АЛМАЗЫ ИЗ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ	289
Винс В.Г. ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПРИРОДНЫХ, ПРИРОДНЫХ ОБЛАГОРОЖЕННЫХ И НРНТ СИНТЕТИЧЕСКИХ АЛМАЗОВ МЕТОДАМИ ОПТИЧЕСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ	291
Суханов В.А., Крылова Л.В. РАСЧЕТНАЯ ОЦЕНКА МАССЫ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ	293
Кирсанова А.И., Федорова Е.Ю. ВЛИЯНИЕ ПОДБОРА БРИЛЛИАНТОВ НА ИХ ЦЕНУ В ЮВЕЛИРНЫХ ИЗДЕЛИЯХ	295
Моисеева С.Б., Хомрач М.В., Фокина Л.А. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УЧЕБНОЙ КОЛЛЕКЦИИ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КУРСА «СТАНДАРТИЗАЦИЯ И СЕРТИФИКАЦИЯ»	297
Фокина Л.А. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УЧЕБНОЙ КОЛЛЕКЦИИ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КУРСА «ПРОМЫШЛЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ АЛМАЗНОГО СЫРЬЯ»	299
Гадиятов В.Г. ВОРОНЕЖСКАЯ КАМНЕСАМОЦВЕТНАЯ ОБЛАСТЬ	301
Гадиятов В.Г. ЯНТАРЬ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ	303
Голубев С.С., Бакарасова М.Л. О ВОЗМОЖНОСТЯХ РАЗРАБОТКИ САМОЦВЕТОВ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН	305
Никонова Т.А., Насыров А.А., Насырова А.Р. АНАЛИЗ ПРОБЛЕМЫ ИСТОЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛЕКСАНДРИТА В ИЗУМРУДНЫХ КОПЬЯХ УРАЛА И ПУТИ ЕЁ РЕШЕНИЯ	307

Игнатов П.А., Чжао Хэн. КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФРИТА В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КУНЬ-ЛУНЯ, КИТАЙ	309
Цветков Ю.Г., Чжао Хэн. «ДЖЕЙДЫ» (НЕФРИТ И ЖАДЕИТ) В СИСТЕМЕ КИТАЙСКИХ ЦЕННОСТЕЙ В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ	311
Литвиненко А.К., Моисеева С.Б., Лобызова М.Л. СКАПОЛИТ – КАК МАЛОИЗВЕСТНЫЙ САМОЦВЕТ НА ЮВЕЛИРНОМ РЫНКЕ	313
Литвиненко А.К., Моисеева С.Б., Романова Е.И. КАМНЕСАМОЦВЕТНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ	315
Литвиненко А.К., Романова Е.И., Лобызова М.Л. ИЗМЕНЕНИЕ МОРФОЛОГИИ КРИСТАЛЛОВ ШПИНЕЛИ С МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУХИ-ЛАЛ: ОТ НЕЮВЕЛИРНЫХ К ЮВЕЛИРНЫМ	317
Петроченков Д.А. ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ЮВЕЛИРНЫЕ АММОНИТЫ МАДАГАСКАРА	319
Петроченков Д.А. ГЕММОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНЫХ АММОНИТОВ МАРОККО	321
Гегель О.О. СОВРЕМЕННЫЕ КОРАЛЛЫ: ЧЕРНЫЙ, ЗОЛОТОЙ И ЗОЛОТИСТЫЙ	323
Чукова Ю.П. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ В ОБЩЕЙ КАРТИНЕ ЗАКОНОВ СОВРЕМЕННОГО ЕСТЕСТВОЗНАНИЯ	325
Ахметшин Э.А., Чередниченко А.Г. ПРИМЕНЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ КРАСИТЕЛЕЙ И ЛЮМИНОФОРОВ ДЛЯ МОДИФИКАЦИИ ОКРАСКИ ПРИРОДНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ	326
Ахметшин Э.А., Билалова И.А. ОБЛАГОРАЖИВАНИЕ ЮВЕЛИРНЫХ МАТРИЧНЫХ ОПАЛОВ	328
Ахметшин Э.А., Федоров А.В. О БЕЛОМ ЖАДЕИТЕ МАССИВА РАЙ-ИЗ	330
Якушина О.А. ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕММОЛОГИ МЕТОДА РЕНТГЕНОВСКОЙ ТОМОГРАФИИ	331
Дормидонтова М.А. МЕТОДЫ ОБЛАГОРАЖИВАНИЯ ТОПАЗОВ, ИСПОЛЪЗУЕМЫХ В ЮВЕЛИРНОМ ДЕЛЕ	333
Лобызова М.Л. ПРИНЦИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКЦИЙ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КУРСА «ДИАГНОСТИКА ЮВЕЛИРНЫХ КАМНЕЙ»	335
Романова Е.И. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УЧЕБНОЙ КОЛЛЕКЦИИ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КУРСА «МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДРАГОЦЕННЫХ, ЮВЕЛИРНЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ»	337
Брусов А.А. ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ЗАНЯТИЙ КУРСА «ИСТОРИЯ ЮВЕЛИРНОГО ДЕЛА» ПО СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ТХОМ	339

S-V. СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ, ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ; МИНЕРАГЕНИИ

Ясковский П.П. ЖИЗНЕННЫЙ ПУТЬ И ШКОЛА ПРОФЕССОРА А.Б. КАЖДАНА	342
Алексеев А.С. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК И СПОСОБ ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ НА МЕДНОПОРФИРОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ (НА ПРИМЕРЕ БУРГАХЧАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)	344
Сидорков Е.А. ГЕОЛМЕТРИКА И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В ГЕОЛОГИИ	346
Душин В.А. К ПРОБЛЕМЕ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА «ПОВЕРХНОСТНОГО ТИПА» НА УРАЛЬСКОМ СЕВЕРЕ	348
Бабина Т.О. ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОВЫШЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ МЕТАЛЛА В ЗАПАСАХ «ПРИРЕЗКИ» ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ТЭО КОНДИЦИЙ	350
Злобина Т.М. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ ИРОКИНДИНСКОГО АУ-Q ЖИЛЬНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНАЯ БУРЯТИЯ)	352

Портнов А.М., Ерофеева К.Г. ЛОКАЛЬНЫЙ ГРАДИЕНТ ДАВЛЕНИЙ, КАК ВОЗМОЖНЫЙ ФАКТОР КОНЦЕНТРАЦИИ ИЗОТОПОВ 160 И 1H ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ	354
Шишов Е.П. МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ НЕКОТОРЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САХАЛИНА И КАМЧАТКИ	356
Шумилин М.В. ИСТОРИЧЕСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА И ЗОЛОТА НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА	358
Гонгальский Б.И., Павлович Г.Д., Петров А.В. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ УЗЛОВ НА ПРИМЕРЕ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	360
Котельников А.Е., Дьяконов В.В., Усова В.М. ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА РЕСУРСОВ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	362
Игнатов П.А., Морозова К.А. ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И ТЕМПЕРАТУР УГЛЕКИСЛЫХ РАСТВОРОВ, ФОРМИРОВАВШИХ ПРОЖИЛКОВЫЕ КАЛЬЦИТЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ, ВМЕЩАЮЩИХ КИМБЕРЛИТОВЫЕ ДАЙКИ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ	364
Игнатов П.А., Зарипов Н.Р., Новиков К.В., Шмонов А.М., Лисковая Л.В. ПРОЖИЛКОВОЕ ОСВЕЩЕНИЕ В КРАСНОЦВЕТНЫХ ПОРОДАХ КЕМБРИЯ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ	366
Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А., Шестакова Т.В., Олейникова О.В. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ МЕДИ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ БАИМСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА	368
Мансуров Р.Х. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПЕРСПЕКТИВНОГО УЧАСТКА ЮЖНЫЙ СРЕДНЕ-ИШИМБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ	370
Селиванов П.В., Бондаренко Н.В., Гвоздева И.А. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ РОССЫПНЫХ ИЛЬМЕНИТ-ЦИРКОНОВЫХ РОССЫПЕЙ АФРИКАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ.....	371
Степанов В.А. ЭТАЛОННЫЕ ПАРЫ: ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – РОССЫПЬ В ПРИАМУРСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ.....	373
Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е. ШУНГИТОНОСНЫЕ ФЛЮИДОЛИТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ – НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.....	375
Хардигов А.Э., Савин Е.А. ОСОБЕННОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	377
Крахмальня Д.А., Козубова А.П., Грановский А.Г. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КЛЫКСКОГО РУДНОГО УЗЛА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	379
Чернышев А.А. РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ДРУГИЕ МЕТАЛЛЫ В БУРЫХ УГЛЯХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	381
Дюжев С.В. ВЫЯВЛЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ПОКРОВКА-2 (ПОКРОВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ, ПРИАМУРЬЕ) НА ОСНОВЕ КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	383
Ковальчук М.С. ПРЕДПОСЫЛКИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ РЕСУРСНОЙ БАЗЫ ЗОЛОТА В УКРАИНЕ.....	385
Пилипенко Г.Н. ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ОКОЛОРУДНЫХ И РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ С БОГАТЫМ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИМ ОРУДЕНЕНИЕМ.....	387
Погребной В.Т. РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАОЛИНОВОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КЕРСАНТИТОВОГО ФЛЮИДИЗИТА В ЭКЗОКОНТАКТЕ ЩЕРБАКОВСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)	389

Турлычкин В.М. ОТКРЫТЫ И ИССЛЕДОВАНЫ ЗАЛЕЖИ СИДЕРИТОВЫХ ЖЕЛВАКОВ В НАДУГОЛЬНЫХ ТОЛЩАХ (С2) ГРЫЗЛОВСКОГО РАЗРЕЗА – ТУЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ	391
Рогулина Л.И. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЖИЛЬНОГО И ШТОКВЕККОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАЙМИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)	393
Насимов Ф.В. К МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА....	395
Хамидова А.Б., Савченко В.А. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГИДРОКСИАПАТИТА КОСТЕЙ ЖИВОТНЫХ И ЧЕЛОВЕКА.....	396
Астахов А.С., Астахова Н.В., Лопатников Е.А. ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ.....	398
Аули Эссаид, Белов С.В. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АМЕСМЕССА В АЛЖИРСКОЙ САХАРЕ.....	400
Баярсайхан Ц., Верчеба А.А. НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ТИП ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОНГОЛИИ	402
Бобков А.И. О ПРОГРЕССИВНО-ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СМЕСЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ПРОДУКТОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА).....	404
Бутвиловский В.В. В ГОРАХ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	406
Владимирова Е.А. ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ «ПЛАНШЕТ» (ПОКРОВСКАЯ ПЛОЩАДЬ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) КАК ФРАГМЕНТ ДРЕВНЕЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПОСТРОЙКИ.....	408
Воробьев А.Е., Верчеба А.А. НАНОФОРМЫ ЗОЛОТА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СУЛЬФИДНЫХ РУД.....	409
Гарипов Р.А., Калько И.А., Усенко В.В., Филимонов С.В. ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КАЙЭНЬВААМСКОГО РУДНОГО УЗЛА: ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ (ЧУКОТСКИЙ АО)	411
Зибров И.А. СОСТАВЛЕНИЕ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ ПРИ ПОИСКАХ ХРОМОВОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА ПРИМЕРЕ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА	413
Ивахненко А.Г. ПОВЫШЕНИЕ ИНВЕСТИЦИОННОЙ ПРИВЛЕКАТЕЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ГРЕМЯХА.....	415
Капленков Г.Н. РАЗНОМАСШТАБНЫЕ ШЛИХОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ СТАРАТЕЛЯ.....	417
Леонтьев В.И. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОРУДЕНЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДГОЛЕЧНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)	419
Макарчева А.А. ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ СЕЛЕКТИВНОЙ ОТРАБОТКИ ШТОКВЕРКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	421
Мансуров Р.Х. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПЕРСПЕКТИВНОГО УЧАСТКА ЮЖНЫЙ СРЕДНЕ-ИШИМБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ.....	423
Москалев О.М., Даниленко В.В. ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЭКЗОГЕННОГО ТИПА В ПРЕДЕЛАХ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА	424
Пономарева Т.А. РЕГИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРА УРАЛА	426
Рогулина Л.И. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЖИЛЬНОГО И ШТОКВЕККОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАЙМИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)	428
Токарь О.В. ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦИНКА НА ФОНЕ МИРОВЫХ ЦИНКОВЫХ ПРОЕКТОВ.....	430
Хайбуллин А.Р., Верчеба А.А. АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И СОСТАВА РУД УЗЕЛЬГИНСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ...	432

Хотылев О.В. ВЛИЯНИЕ ДАЛЬНОСТИ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА НА МОРФОЛОГИЮ ЧАСТИЦ ЗОЛОТА	434
Крошко Ю.В. ЭВОЛЮЦИЯ АПТ-НИЖНЕАЛЬБСКИХ РЕЧНЫХ ДОЛИН И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА	436
Моторин А.А. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БАССЕЙНОВ РЕК КАБАНЕЙ И ВЕНЮКОВКИ (ТЕРНЕЙСКИЙ Р-Н, ПРИМОРЬЕ)	438
Новиков К.В., Игнатов П.А., Шмонов А.М., Разумов А.Н., Килижеков О.К. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РУДОВМЕЩАЮЩИХ СТРУКТУР МАЙСКОГО, МАРХИНСКОГО И ОЗЁРНОГО КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ.....	440
Пак Д., Пак Ю. НЕЙТРОННЫЙ СПОСОБ КОНТРОЛЯ ТЕПЛОТЫ СГОРАНИЯ ТВЕРДОГО ТОПЛИВА	442
Позднякова И., Подгорная Д. К МЕТОДИКЕ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ РЕНТГЕНРАДИОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ВЕЩЕСТВА.....	444
Рябуха М.А. Р-Т-Х ПАРАМЕТРЫ ФЛЮИДОВ И 40AR/39AR ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ МИХАЙЛОВСКОГО УЧАСТКА ПАНИМБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ).....	446
 <i>S-VI. СЕКЦИЯ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ И ГЕОИНФОРМАТИКИ</i>	
Абрамов В.Ю. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РОССЫПЯХ И КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ.....	450
Антонович А.А., Афанасьев С.В. РАЗВИТИЕ ТЕХНОЛОГИИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГИС ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОМЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД И ДАВЛЕНИЙ ДЛЯ ДИЗАЙНА И КОНТРОЛЯ ГРП.....	451
Баделин А.В. ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ПОЛОГИХ ТОЛЩ ГОРНЫХ ПОРОД НА РАСЧЛЕНЕННОМ РЕЛЬЕФЕ	453
Блискавицкий А.А. СТРУКТУРА И СЕРВИСЫ ГЕОПОРТАЛА КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИОННО-ПОИСКОВОЙ СИСТЕМЫ (КИПС) ГБЦГИ.....	455
Вахнин М.Г. ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ИЗУЧЕННОСТИ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫМИ РАБОТАМИ И БУРЕНИЕМ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ДЛЯ ПРОГНОЗА ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ.....	457
Гаврилова В.К. МНОГОФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ КАК ИНТЕГРИРОВАННЫЙ ПРОГРАММНЫЙ ПАКЕТ, СВЯЗАННЫЙ В ЛОКАЛЬНУЮ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНУЮ СЕТЬ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА	459
Ланцов А.Ю. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В СТВОЛЕ СКВАЖИНЫ АНАЛИТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ И РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ	461
Линьков Д.В., Боголюбский А.Д., Мерецкова Т.Ф., Бондарева Н.Г. ГОСУДАРСТВЕННЫЙ БАНК ЦИФРОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ – НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ	463
Назаров А.А. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ	465
Ним Ю.А. НИЗКОЧАСТОТНАЯ ДИСПЕРСИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОГО СЛОЯ ПРИ ЕГО ИМПУЛЬСНОМ ВОЗБУЖДЕНИИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМ ДИПОЛЕМ	467
Овсянникова Т.М. РАДИОАКТИВНЫЕ ИЗОТОПЫ В РУДАХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ И ПРОДУКТАХ ИХ ПЕРЕРАБОТКИ.....	469

Попова В.В. ОЦЕНКА ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ МИКРОИМИДЖЕРОВ	471
Рудий В.А. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДОЛИ СВЯЗАННОЙ ВОДЫ ПО ДАННЫМ ЯДЕРНО-МАГНИТНОГО КАРОТАЖА	473
Голубцова Н.С., Ковтун А.А., Пушкарев П.Ю., Смирнов М.Ю., Соколова Е.Ю., Таран Я.В., Яковлев А.Г. НОВЫЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛАДОЖСКОЙ КОРОВОЙ АНОМАЛИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ НА ПРОФИЛЕ «ВЫБОРГ–СУОЯРВИ»	475
Фирсов А.П., Злыгостев И.Н., Дядьков П.Г., Вальд А.К., Савлук А.В., Вайсман П.А., Колесов А.С., Шеремет А.С. ПРИМЕНЕНИЕ ЛЕГКИХ БЕСПИЛОТНИКОВ ДЛЯ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЁМКИ	477
Афанасьев В.С. КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПИСАНИЕ АДСОРБЦИОННЫХ ЯВЛЕНИЙ В ТЕРРИГЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ	479
Газизов И.А. ПРИЕМУЩЕСТВА LWD АППАРАТУРЫ КОМПАНИИ WEATHERFORD В УРЬЕВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ	481
Грохольская С.А. АВТОМАТИЗАЦИЯ СБОРА И НАКОПЛЕНИЯ ДАННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА	483
Гурвич М.Ю., Медведев А.А., Посеренин А.И. ПРИМЕНЕНИЕ СПЕКТРОМЕТРА РЕСПЕКТ ДЛЯ АНАЛИЗА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ, ГОРНЫХ ПОРОД И РУД	485
Добрынин С.И., Бобровников Л.З. РАЗРАБОТКА ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВ ДЛЯ СОЗДАНИЯ МЕТОДА ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ОСНОВЕ БЕСКОНТАКТНОГО ОБНАРУЖЕНИЯ СИГНАЛОВ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ С БОРТА ЛЕТАТЕЛЬНОГО АППАРАТА	486
Каринский А.Д., Даев Д.С., Красносельских А.А., Мазитова И.К. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ρ - ЭФФЕКТА ПРИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЯХ	488
Каринский А.Д., Кауркин М.Д. ЛАБОРАТОРНОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИПОЛЬНЫХ ЗОНДОВ КАРОТАЖА КС С ЦЕЛЬЮ ОБОСНОВАНИЯ МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД	490
Кауркин М.Д. СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЗОНДОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА С ТОРОИДАЛЬНЫМИ АНТЕННАМИ И ДИПОЛЬНО-ОСЕВЫХ ЗОНДОВ КАРОТАЖА КС	492
Красносельских А.А. ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НОВОГО ЗОНДА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА, ПРЕДНАЗНАЧЕННОГО ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ГОРНЫХ ПОРОД	494
Лозовский И.Н., Чуркин А.А. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ МЕЖСКВАЖИННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ В ВЕНТИЛЯЦИОННОМ СТВОЛЕ МЕТРОПОЛИТЕНА	496
Мазитова И.К., Каринский А.Д., Даев Д.С. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ρ -ЭФФЕКТА И σ - ЭФФЕКТА В МЕТОДАХ СОПРОТИВЛЕНИЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ НА ОСНОВЕ ПРИБЛИЖЁННОГО РЕШЕНИЯ ТРЁХМЕРНОЙ ПРЯМОЙ ЗАДАЧИ	498
Никитин А.А., Земцова Д.П. НЕТРАДИЦИОННЫЕ ЛОВУШКИ УГЛЕВОДОРОДОВ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ	500
Романов В.В. ОЦЕНКА КАРСТОВО-СУФФОЗИОННОЙ ОПАСНОСТИ Г. МОСКВЫ ПРИ ПОМОЩИ ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ	502
Чуркин А.А., Лозовский И.Н., Рахматуллин И.И. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ И УЛЬТРАЗВУКОВОЙ	

ДЕФЕКТОСКОПИИ БУРОНАБИВНЫХ СВАЙ НА СТРОИТЕЛЬСТВЕ АВТОМОБИЛЬНОЙ ЭСТАКАДЫ.....	504
Шнеерсон М.Б., Романов В.В. НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ВИБРАЦИОННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ.....	506

***S-VII. СЕКЦИЯ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ И МАКРШЕЙДЕРСКОГО ДЕЛА***

Ливинский И.С. ПРОЕКТИРОВАНИЕ УСТУПОВ И БЕРМ КАРЬЕРОВ В МАССИВЕ ГОРНЫХ ПОРОД СЛОЖЕННЫХ СКАЛЬНЫМИ ПОРОДАМИ С ПРИМЕНЕНИЕМ СТОХАСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАСЧЕТА.....	510
Макаров А.Б., Манухин Д.Е. СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПРЕДЕЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ ОЧИСТНЫХ КАМЕР.....	511
Ниёзшоев М.Ю. МАРКШЕЙДЕРСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ВЗРЫВНЫХ РАБОТ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИПСОВОГО КАМНЯ ШАР-ШАР.....	513
Рассказов С.А., Боровков Ю.А. ГЕОМЕХАНИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ РУДНЫХ ШТРЕКОВ ПРИ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «МАЙСКОЕ».....	515
Боровков Ю.А., Ивченко В.В., Рассказов С.А. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ КАРЬЕРНОЙ ВЫЕМКИ НА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИБОРТОВЫХ ЗАПАСОВ РУДЫ И ШИРИНУ РАЗДЕЛИТЕЛЬНОГО ЦЕЛИКА.....	517
Голованов В.А. АДМИНИСТРАТИВНО-ПРАВОВЫЕ ВОПРОСЫ ВЕДЕНИЯ МАРКШЕЙДЕРСКИХ РАБОТ.....	519
Свиридова Т.В. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПОВЕРХНОСТИ СКОЛЬЖЕНИЯ БОРТОВ КАРЬЕРОВ ПРИ КОМБИНИРОВАННОЙ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	521
Иванов В.В., Гурский С.С. ПОВЫШЕНИЕ НАДЕЖНОСТИ РАБОТЫ КАРЬЕРОВ, ПРИ РАЗРАБОТКЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЛОЖНОГО СТРОЕНИЯ.....	523
Проценко А.В., Байров Ж.Б., Зартенова Л.Г. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАЧЕСТВА ПЛАНИРОВАНИЯ ГОРНЫХ РАБОТ ДЛЯ РУДНИКА НУРКАЗГАН ТОО «КОРПОРАЦИЯ КАЗАХМЫС».....	525
Негурица Д.Л., Алафар Халиль Саид. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ОСНОВАНИЙ ПОДЗЕМНЫХ СООРУЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ СИРИЙСКОЙ АРАБСКОЙ РЕСПУБЛИКИ.....	527
Шапар Солейманиан. СОВРЕМЕННОЕ ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ ГОРНЫХ РАБОТ.....	529
Абрамян Г.О., Толчкова Е.Н. СПОСОБ ОКОНТУРИВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ.....	531
Анистратов Ю.И., Александрова Ю.В. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ РАБОТ ПО ДОБЫЧЕ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПОДЗЕМНЫМ СПОСОБОМ.....	533
Анистратов Ю.И., Александрова Ю.В. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ПАРАМЕТРОВ ТЕХНОЛОГИИ ПРОВЕДЕНИЯ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК С ВЗРЫВНОЙ ПОДГОТОВКОЙ ГОРНОЙ МАССЫ.....	534
Антошкина Е.В. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СИСТЕМ УПРАВЛЕНИЯ, ОПТИМИЗАЦИИ, АВТОМАТИЗАЦИИ И КОНТРОЛЯ ГОРНЫХ РАБОТ КАК НЕОБХОДИМОЕ УСЛОВИЕ ЭФФЕКТИВНОЙ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	535
Бобыльский А.С., Резник А.В., Ческидов В.И. К ВОПРОСУ О РАЗРАБОТКЕ ОБВОДНЕННЫХ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	537
Брюховецкий О.С., Боровков Ю.А., Найденко И.Ю. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗМЕРОВ СТЕНОК ТОНКИХ ПОЛОСТЕЙ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПРИ ПРИМЕНЕНИИ СПОСОБА СКВАЖИННОЙ ГИДРОДОБЫЧИ.....	539

Гаврилова В.К. ОБОСНОВАНИЕ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВЫЕМОЧНО-ТРАНСПОРТНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА КАРЬЕРЕ СТОЙЛЕНСКОГО ГОКА	541
Заиров Ш.Ш., Нутфуллаев Г.С. РАЗРАБОТКА СПОСОБА РАЗРУШЕНИЯ МАССИВА РАЗНОПРОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЗАРЯДА ВЗРЫВЧАТЫХ ВЕЩЕСТВ С КУМУЛЯТИВНОЙ ВЫЕМКОЙ.....	543
Заиров Ш.Ш. ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗВИТИЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ТРАНСПОРТА В ГЛУБОКИХ КАРЬЕРАХ.....	545
Кузьмин М.Б., Красавин А.Г., Рыжова Л.П. ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГО- ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ НА ОПТИМИЗАЦИЮ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНОГО КАПИТАЛА.....	547
Макаров Н.Д. О НЕОБХОДИМОСТИ ВНЕДРЕНИЯ ИННОВАЦИОННЫХ МЕТОДОВ РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ	549
Мальский К.С. КОНДИЦИОНИРОВАНИЕ РУДНИЧНОЙ АТМОСФЕРЫ ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК ПРИ ПЕРЕХОДЕ С ОТКРЫТОГО НА КОМБИНИРОВАННЫЙ СПОСОБ РАЗРАБОТКИ МПИ	551
Мухаммадиев П.А., Валиев Ш.Ф., Одинаев Ш.А. ОСОБЕННОСТИ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВЫСОКОГОРНЫХ УСЛОВИЯХ.....	552
Норель Б.К., Боровков Ю.А. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕХАНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ИХ ОБЪЕМНОМ НАГРУЖЕНИИ (ПАСПОРТ ПРОЧНОСТИ)	554
Алиева И.А. ХОТИСЛАВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЕЛА: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗРАБОТКИ	556
Нутфуллаев Г.С., Шарипов Л.О. ПРОМЫШЛЕННОЕ ИСПЫТАНИЕ СПОСОБА РАЗРУШЕНИЯ МАССИВА РАЗНОПРОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЗАРЯДА ВЗРЫВЧАТЫХ ВЕЩЕСТВ С КУМУЛЯТИВНОЙ ВЫЕМКОЙ.....	558

Научное издание

«Новые идеи в науках о Земле»

Материалы XII Международной научно-практической конференции

(Москва, 8–10 апреля, 2015 г.)

Том 1

Подписано в печать 26.03.2015.
Формат 60x90/16. Усл. печ. л. 35,9.
Тираж 100 экз. Заказ № 9.

Отпечатано в ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем»
117105, Москва, Варшавское шоссе, 8
Тел. (495) 952-21-57. E-mail: artur@geosys.ru