

МИНОБРНАУКИ РОССИИ  
Российский государственный геологоразведочный университет  
имени Серго Орджоникидзе  
(МГРИ)



# ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

XIV Международной  
научно-практической конференции  
"Новые идеи в науках о Земле"

*XIV International Scientific and Practical Conference  
«New Ideas in Earth Sciences»*

## Том II

*«Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле -  
минерагении, минералогии и геммологии, петрологии и геохимии»*

2-5 апреля 2019 г. | April, 2-5, 2019

Москва | Moscow

УДК 082 +[550.8+553](082)  
ББК 94.3 + 26.21я43 + 26.34я43

**Новые идеи в науках о Земле** : в 7 т. Материалы XIV Международной научно-практической конференции "Новые идеи в науках о Земле" – М. : Издательство РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2019.

ISBN 978-5-6040812-0-4

Т. 2 : Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле : минерагения, минералогия и геммология, петрология и геохимия / ред. коллегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. - М. : Издательство РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2019. – 445 с.

ISBN 978-5-6040812-2-8

УДК 082 +[550.8+553](082)  
ББК 94.3 + 26.21я43 + 26.34я43

*Мероприятие проведено (проводится) при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 19-05-20025*

ISBN 978-5-6040812-2-8 (т. 2)

ISBN 978-5-6040812-0-4

© РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2019

## СОДЕРЖАНИЕ

### СЕКЦИЯ «ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ»

1. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ ПОЗИЦИЙ И ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА РУД УНИКАЛЬНЫХ И КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И МЕДИ УЗБЕКИСТАНА  
*Абдуллаев Л.А.\* , Мовланов Ж.Ж., Седельников Л.В., Баев Г.А., Омонов О.Г., Чиникулов А.Х. (ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии РУз, Ташкент, Узбекистан) ..... 9*
2. МИНЕРАЛЬНО - СЫРЬЕВАЯ БАЗА УРАНА МАССИВА ХОГГАР (АЛЖИР)  
*Бадахмауи Т.\* (НИЯУ МИФИ), Бугриева Е.П. (АО"ВНИИХТ") ..... 12*
3. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА  
*Прудников И.А.\* , Гайкович М.М., Зублюк Е.В. (ФГБУ «ВИМС») ..... 16*
4. ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ВЫСОКОТИТАНИСТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ  
*Прудников И.А.\* , Тюрин А.Б., Зублюк Е.В., Луговская И.Г. (ФГБУ «ВИМС») ..... 18*
5. КРУПНОЕ CU-AU-FE-СКАРНОВО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЫСТРИНСКОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) – ПРИМЕР ПОСТКОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ  
*Коваленкер В.А.\* , Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И. (ИГЕМ РАН) ..... 20*
6. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУДНЫХ ТЕЛ В РУДНЫХ ПОЛЯХ ЧО ДОН – ЧО ДЬЕН СЕВЕРНОГО ВЬЕНАМА  
*Нгуен З.Х. , Игнатов П.А., (МГРИ) Нгуен М.Х. (Ханойский университет горного дела и геологии)..... 24*
7. К ВОПРОСУ О СОСТОЯНИИ, СТЕПЕНЕЙ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВАХ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА (УЗБЕКИСТАН)  
*Варисов А.А., Хакбердиев Н.М., Ахмедов Х.А. (ГП «Госгеолинформцентр»), Асабоев Д.Х. (ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии Республики Узбекистан) ..... 26*
8. О ВТОРИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЯХ, СООТВЕТСТВУЮЩИХ РУДНЫМ РАЙОНАМ И УЗЛАМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
*Алексеев В.А.\* (ЮФУ), Швыдка Н.В. (КГАУ)..... 29*
9. ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРАКАТИНСКОЙ ВПАДИНЫ.  
*Оловов Х.Х.\* (ГУП «Уранредметгеология»РУз), Ахмедов М.Ш. (ГП «ИМР» РУз) ..... 32*
10. ВОЛЬФРАМ-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ – НЕТРАДИЦИОННЫЙ ДЛЯ РОССИИ ТИП ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
*Лаптева А.М.\* , Березнев М.В. ( ФГБУ «ВИМС») ..... 36*
11. ПРИКЛАДНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕНДЕНЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ  
*Верчеба А.А.\* (МГРИ), Каржева О.В (МГРИ) ..... 39*
12. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗОЛОТОДОБЫЧИ В ЕГИПТЕ  
*Шарафелдин Х. Э.\* (МГРИ), Верчеба А.А (МГРИ) ..... 43*
13. О ВЕРОЯТНОМ ИСТОЧНИКЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА РУЧ. КУРАНАХ И РУЧ. СНЕЖНЫЙ (ВЕРХОЯНСКИЙ РАЙОН, ЯКУТИЯ)  
*Владимирцева О.В.\* (МГРИ) ..... 46*
14. ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ  
*Дробаденко В.П. , Вильмис А.Л., Луконина О.А.\* (МГРИ) ..... 50*
15. НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПАХ РУД И СТАДИЙНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МОЛИБДЕНА БАДИС  
*Выдрич Д.Е.\* (ФГБУ «ВИМС») ..... 53*
16. АФРИКАНО-АРАВИЙСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС ДРЕВНЕЙ АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СВЯЗАННАЯ С НИМ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ  
*Гайсина Л.Г.\* (ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ») ..... 57*

17. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТЕПЕНИ САМОВОЗГОРАЕМОСТИ УГЛЕЙ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ С ПРИМЕНЕНИЕМ МЕТОДА МНОГОМЕРНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПО ЭТАЛОННЫМ ТОЧКАМ ПОЛЯ ШАХТЫ «КОКСОВАЯ» КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА <i>Гольнская Ф.А. (Национальный исследовательский технологический университет «МИСиС»)</i> .....	60
18. WORLD-CLASS MINERAL DEPOSITS OF NORTHEASTERN TRANSBAIKALIA. PRESENTATION OF THE BOOK <i>Гонгальский Б.И. *(ИГЕМ РАН), Криволицкая Н.А.(ГЕОХИ РАН)</i> .....	63
19. МИНЕРАЛОГИЯ, ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ САН-ФЕРНАНДО РЕГИОНА ЦЕНТРАЛЬНАЯ КУБА <i>Де ла Нуэс Колон. Д.* (МГРИ), Оникиенко. Л. Д. (МГРИ)</i> .....	67
20. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МСБ АЛМАЗОВ. <i>Демьянская М., Махоткин И.Л. (АО «АГД ДАЙМОНДС»)</i> .....	70
21. ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ МЕТОДОМ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ <i>Емельяненко К.С.* (МГРИ)</i> .....	74
22. ПРИМЕНЕНИЕ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНОЙ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ КУПОЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЧУКОТСКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ) <i>Жунёв Н.В.*, Березнев М.В. (ФГБУ ВИМС)</i> .....	76
23. ВЛИЯНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА МОРФОЛОГИЮ И СТРОЕНИЕ МЕДНОПОФИРОВЫХ ШТОКВЕРКО <i>Звездов В.С. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)</i> .....	78
24. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОЖИЛКОВЫХ КАРБОНАТОВ СЮЛЬДЮКАРСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ <i>Игнатов П.А.*, Колганов Д.Н. (МГРИ), Колесник А.Ю. (НИГП АК АЛРОСА), Кошкарев Д.А.(НИГП АК АЛРОСА)</i> .....	81
25. О ВОЗМОЖНОСТИ НАЛИЧИЯ ЗОН ВТОРИЧНОГО ОБОГАЩЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ОКЖЕТПЕССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ <i>Исаходжаев Б.А.*, Ишбобаев Т.Б. (Ташкентский Государственный Технический Университет)</i> .....	85
26. ПРИМЕНЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ПРИ БЛОЧНОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ДЛЯ ЛОКАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ КОМПОНЕНТОВ <i>Корсакова А.В. (Dassault Systèmes)</i> .....	88
27. ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО КРИТЕРИЯ ДЛЯ ПОИСКОВ ПЕРЕКРЫТОГО ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ <i>Котельников А.Е.* (РУДН), Дьяконов В.В. (МГРИ), Котельникова Е.М. (РУДН)</i> .....	91
28. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ВАЛУНИСТОЕ (ЧУКОТСКИЙ АО) <i>Круглов Н.А. (ООО «Рудник Валунистый»), Дорожжина Л.А. (ФГБУ «ВИМС»)</i> .....	95
29. КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ОСНОВЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ (МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ) <i>Кузин А.М. (Институт проблем нефти и газа РАН)</i> .....	99
30. ВНЕДРЕНИЕ НОВЫХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПОДХОДОВ В НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ В ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНАХ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН –ЖИЗНЕННО ВАЖНАЯ ЗАДАЧА <i>Кутляхметов А.Н.* (БГПУ им. М. Акмуллы)</i> .....	103
31. ОСОБЕННОСТИ БЛОЧНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ШТОКВЕРКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ <i>Кушнарёв П.П.* (ООО «Ай Эм Си Монтан»)</i> .....	107
32. СОЗДАНИЕ КОМПЬЮТЕРИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ ПРОГНОЗА РОССЫПНОГО ПОТЕНЦИАЛА СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ <i>Лаломов А.В.*, Чефранов Р.М. (ИГЕМ РАН)</i> .....	111
33. СО-НИ ОРУДЕНЕНИЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЮВЕЛИРНОГО СКАПОЛИТА ЧЕРНОГОРСКОЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР <i>Литвиненко А.К.*, Одинаев Ш.А. (МГРИ)</i> .....	114

34. РИФТОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ И УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА) <i>Малютин С.А.* (МГРИ)</i> .....	118
35. ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ И ВНЕДРЕНИЯ ЭФФЕКТИВНЫХ И БЕЗОПАСНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ И АППАРАТУРНО-ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ НЕДР РОССИИ И БЕЛАРУСИ <i>Войтов И.В. (БГТУ), Гипчик В.И. (ГП «НПЦ по геологии»), Косьянов В.А.(МГРИ), Мамчик С.О. (БГТУ), Черепанский М.М. (МГРИ)</i> .....	123
35. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ РЕШЕНИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ В ГОРАХ ТАМДЫТАУ (УЗБЕКИСТАН) <i>С.Т.Марипова (ГП «Институт минеральных ресурсов»), М.М.Пирназаров (ГП «Институт минеральных ресурсов»), А.Х.Мирабдуллаев (ГП «Институт минеральных ресурсов»)</i> .....	127
36. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУДНЫХ ИНТЕРВАЛОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАМАМА (ЕГИПЕТ) <i>Махмуд А.Ш.* (МГРИ), Дьяконов В.В., (МГРИ)</i> .....	130
37. ВОПРОСЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ <i>Мессерман И.З.* (МГРИ), Яшина В.И. (МГРИ)</i> .....	133
38. СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД ПРИ ОБРАБОТКЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ <i>Мессерман И.З.* (МГРИ), Яшина В.И. (МГРИ)</i> .....	136
39. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТРУБКИ КАТОКА И ЕЁ МЕТОД РАЗВЕДКИ <i>Монтейро Д.С.Д.* (РУДН), Абрамов В.Ю. (РУДН), Карелина Е.В. (РУДН)</i> .....	139
40. СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ - ИНСТРУМЕНТ ПРИНЯТИЯ РЕШЕНИЙ В ПРОЕКТАХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДКИ <i>Мостовой П.Я., Ошмарин Р.А., Хуснитдинов Р.Р. (ООО Газпромнефть НТЦ)</i> .....	142
41. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ, ТИПИЗАЦИИ И ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ОЛОЙСКОЙ ЗОНЫ <i>Николаев Ю.Н.* (МГУ), Калько И.А., Хабибуллина Ю.Н., Джеджева Г.Т. (МГУ)</i> .....	144
42. АСФАЛЬТИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КИТАЯ (ОТКРЫТИЕ, ИЗУЧЕНИЕ, ОСВОЕНИЕ) <i>Печенкин И.Г. (ФГБУ «ВИМС»)</i> .....	148
43. РАДИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ – ИНДИКАТОР ПРИ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОИСКАХ ОРУДЕНЕНИЯ <i>Портнов А.М.* (МГРИ)</i> .....	151
44. В-Sn-Pb-Zn РУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ (ТИХООКЕАНСКАЯ ОКРАИНА АЗИИ): ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ <i>Раткин В.В.* (Валуй Г.А., Симаненко Л.Ф., Елисеева О.А. (ДВГИ ДВО РАН), Чугаев А.В.(ИГЕМ РАН)</i> .....	155
45. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ <i>Ежков Ю.Б.* (РАХИМОВ Р.Р., РУСТАМЖОНОВ Р.Р., ХОЛИЁРОВ А.Т., ТОШМЕТОВ У.Х. (ГП «ИМР»)</i> .....	159
46. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЙ ИЗУМУДА НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССИИ И КОЛУМБИИ <i>Сатыга М.В. (РУДН)</i> .....	163
47. БРЕКЧИЕВАЯ ТРУБКА РУДНОГО УЧАСТКА СВОБОДА МАЛМЫЖСКОГО ЗОЛОТО-МЕДНОПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ) <i>Свистунов В.В. (МГУ им. М.В. Ломоносова)</i> .....	166
48. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ НОВЫХ И МОДИФИЦИРОВАННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И ПРОГНОЗИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА. <i>Семенов М.Ю. (ФГБУ «Росгеолфонд»), Мессерман И.З. (МГРИ)</i> .....	170
49. ПРОГНОЗ И ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВИНЦА И ЦИНКА В ВУЛКАНОГЕННЫХ (VMS) И ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ АССОЦИАЦИЯХ (SEDEX) <i>Кузнецов В.В. (ФГБУ ЦНИГРИ), Серавина Т.В.* (ФГБУ ЦНИГРИ)</i> .....	173

50. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА МЕСТ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЬЕЗОСЫРЬЯ (НА ПРИМЕРЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА ) <i>Сим Л.А. * (ИФЗ им.О.Ю.Шмидта РАН)</i> .....	177
51. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ВУОКСИНСКОЙ ЗОНЕ РАЗЛОМОВ (КАРЕЛЬСКИЙ ПЕРЕШЕЕК) <i>Сим Л.А. *, Маринин А.В. (ИФЗ им.О.Ю.Шмидта РАН)</i> .....	181
52. СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ПРИАМУРСКОЙ ПРОВИНЦИИ <i>Степанов В.А.* (Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН)</i> .....	185
53. УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ИРИОЛИТЫ МАНЬХАМБОВСКОГО БЛОКА <i>Трутнев А.К. *, Душин В.А. (ФГБОУ ВО УГГУ, Екатеринбург)</i> .....	189
54. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОЯВЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ КМА <i>Хамидова А.Б. *, Оникиенко Л.Д. (МГРИ)</i> .....	191
55. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАЙОНА КУЙТУНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ) <i>Яровая Е.В.* (ИГЕМ РАН), Устинов С.А. (ИГЕМ РАН, МГРИ), Петров В.А., Полуэктов В.В. (ИГЕМ РАН)</i> .....	194
56. ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА МОНГОЛИИ <i>Чин-Аадан Ж. Г.* Монголия, Эрэл компания, Ю.Б.Миронов (ВСЕГЕИ)</i> .....	198
57. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-ВИСМУТОВЫХ И СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АДРАСМАН-КАНИМАНСУРСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (КАРАМАЗАР) <i>Фозилзода М.М. (Горно – металлургический институт Таджикистана)</i> .....	201
<b>СЕКЦИЯ «МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕММОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ»</b>	
58. ПЕТРОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБОК ЛАХТОЁКИ И НИЛОНСУО (ПОЛЕ КААВИ-КУОПИО, ФИНЛЯНДИЯ) <i>Азарова Н. С. *, Бовкун А.В., Гаранин (МГУ), В.К. Варламов Д.А. (ИЭМ)</i> .....	205
59. ЯВЛЕНИЯ РОСТА В ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЯХ <i>Ахведиани И. Р.* (Грузинский Технический Университет)</i> .....	210
60. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДЕМАНТОИДА ЮЖНОГО ИРАНА И УРАЛА <i>Ахметшин Э. А.* (РХТУ)</i> .....	214
61. МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ БОРА В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ АЗЕРБАЙДЖАНА <i>Бабаев Н. И. (АГУНП)</i> .....	218
62. ТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ К+-МОНТМОРИЛЛОНИТА ИЗ БЕНТОНИТА ТИХМЕНЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ О. САХАЛИН <i>Бочарникова Ю. И. *, Боева Н.М. (ИГЕМ РАН)</i> .....	222
63. СТРОЕНИЕ АГРЕГАТОВ СИНТЕТИЧЕСКОГО АНАЛОГА МАЛАХИТА <i>Бубликова Т. М. *, Балицкий В.С., Ханин Д.А., Сеткова Т.В., Некрасов А.Н (ИЭМ РАН)</i> .....	225
64. ОФИКАЛЬЦИТ ПИТКЯРАНТСКОГО РАЙОНА: МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ДЕКОРАТИВНЫЕ КАЧЕСТВА) <i>Булах М. О.* (МГУ, МГРИ)</i> .....	227
65. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЗМЕНЕННОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ПИРОКЛАСТИКИ (ТОНШТЕЙНОВ) В УГЛЯХ МИНУСИНСКОГО БАССЕЙНА <i>Вергунов А. В.* (НИ ТПУ)</i> .....	230
66. ЦВЕТНЫЕ И ДЕКОРАТИВНО-ОБЛИЦОВОЧНЫЕ КАМНИ: МИНЕРАГЕНИЯ, ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ <i>Гадиятов В.Г.* (Воронежский ГТУ)</i> .....	234
67. ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЛОМОРФНОГО КАССИТЕРИТА И МИНЕРАЛЫ IN, PV И AS В SN РУДАХ М-ИЯ ВЕРХНЕЕ (ПРИМОРЬЕ. РОССИЯ) <i>Гореликова Н. В. *, Таскаев В.И. (ИГЕМ РАН), Рассулов В.А. (ВИМС)</i> .....	237
68. ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОЦЕССОВ ИЗГОТОВЛЕНИЯ ОГРАНКИ ТОПАЗА В ФОРМЕ «КР-57» <i>Ахметшин Э.А. (РХТУ)*, Давыдов С.С. (НИТУ МИСИС)</i> .....	241

69. ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ ПРИ АЛЬБИТИЗАЦИИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ УРТАЛИК <i>Джуманиязов Д. И.*</i> , <i>Алишер Мусаевич (ИГГ, Узбекистан)</i> .....	245
70. ОСНОВЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОСТЫХ ФОРМ ИЗ ВОСКА ДЛЯ НАЧИНАЮЩИХ <i>Брусов А. А.* (МГРИ)</i> .....	249
71. НЕОБЫЧНЫЕ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОРИЧНЕВЫХ АЛМАЗОВ <i>Дорофеева А. И.* (МГРИ)</i> , <i>Титков С.В. (ИГЕМ РАН, РГГРУ)</i> .....	251
72. ИЗУЧЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ Р. ГЕНЕРАЛКА, СРЕДНИЙ УРАЛ <i>Дремов Л. С.* (СПГУ)</i> , <i>Уголков В.Л. (ИХС РАН)</i> .....	253
73. МИНЕРАЛОГЕ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОМЕТАТЕРРИГЕННОГО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРЫКУЛ) <i>Жураев М. Н.*</i> , <i>Шодмонов О.О.</i> .....	257
74. К СПЕЦИФИКЕ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЧАКЫЛКАЛЯНСКОГОМЕГАБЛОКА И ЕЕ ВЛИЯНИЮ НА ФОРМИРОВАНИЕ АПОГРАНИТОИДНОГО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ) <i>Жураев М. Н.*</i> , <i>Халматов У.А.</i> , <i>Нажмиддинов Б.У. (ТашГТУ.)</i> .....	261
75. МОДЕЛЬ РАЗДВОЕНИЯ ЛУЧА СВЕТА В КРИСТАЛЛЕ <i>Завьялов Е. Н.* (МГРИ)</i> .....	265
76. МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО МАССИВА (КАРЕЛИЯ) <i>Захарова А. А.*</i> , <i>Войтеховский Ю. Л. (С-ПГУ)</i> .....	269
77. ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ИМПУЛЬСНОЙ КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ В ГЕММОЛОГИИ <i>Иванов М. А.* (Институт криминалистики ФСБ России)</i> , <i>Соломонов В.И.</i> <i>Спирина А.В. (Институт электрофизики УрО РАН)</i> .....	272
78. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ РУТИЛА КАЛИШПАТ-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ВЕРХОВЬЯ Р.ДВОЙНАЯ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА) <i>Иванова Ю. А.</i> , <i>Власов Е.А. (МГУ)</i> .....	276
79. САМОСТОЯТЕЛЬНЫЕ МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ <i>Каримова Ф. Б.* (ИГГ Узбекистан)</i> .....	279
80. РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАМПРОФИРОВ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА. <i>Кенесбаев Б. К.* (Национальный исследовательский Томский политехнический университет)</i> .....	284
81. СООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В МАЛОСУЛЬФИДНОМ ГОРИЗОНТЕ ИНТРУЗИВА НОРИЛЬСК-I <i>Кондрикова А. П.* (МГУ)</i> , <i>Служеникин С.Ф.</i> , <i>Юдовская М.А. (ИГЕМ РАН)</i> .....	288
82. ГЕММОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗА ВЕРХНЕМУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЯКУТИЯ) <i>Коногорова Д. В.*</i> , <i>Криулина Г.Ю. (МГУ)</i> .....	290
83. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД <i>Кочанов А. Н.* (ИПКОН РАН)</i> , <i>Головин Ю.И.</i> , <i>Тюрин А.И.</i> , <i>Пирожкова Т.С. (ТГУ)</i> .....	293
84. АМОРФНЫЕ ВЕЩЕСТВА В АССОЦИАЦИЯХ С САМОРОДНЫМИ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИМИ СОЕДИНЕНИЯМИ В БОБРУЙСКОМ ВЫСТУПЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА <i>Левецкий В. И.*</i> , <i>Павлова Л.А.</i> , <i>Левецкий И.В. (СибИГ РАН)</i> , <i>Лукашова М.В. (Центр ООО «TESCAN»)</i> .....	297
85. ПИРОКСЕН ИЗ ПРОСЛОЕВ В РУДАХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ (КМА, МИХАЙЛОВСКИЙ ГОК) <i>Липницкий Т. А.*</i> , <i>Утенков В.А. (МГРИ)</i> .....	301
86. МИНЕРАЛЫ ТИТАНА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЮВЕЛИРНОГО СКАПОЛИТА ЧЕРНОГОРСКОЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР <i>Литвиненко А. К.*</i> , <i>Одинаев Ш.А. (МГРИ)</i> .....	305
87. РЕАКЦИОННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ШПИНЕЛЬЮ И ФОРСТЕРИТОМ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КУХИЛАЛ, ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР <i>Литвиненко А. К.* (МГРИ)</i> .....	307
88. ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ СОЕДИНЕНИЙ МЕДИ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ МЕДНОПОРФИРОВЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ <i>Лубкова Т. Н.*</i> , <i>Яблонская Д.А.</i> , <i>Шестакова Т.В. (МГУ)</i> .....	310
89. ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОНАЦИТА И КУЛАРИТА ИЗ ТИТАНОВЫХ РУД ПИЖЕМСКОГО И ЯРЕГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ (СРЕДНИЙ И ЮЖНЫЙ ТИМАН) <i>Макеев А. Б.*</i> , <i>Магазина Л.О. (ИГЕМ РАН)</i> .....	314

90. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ВНУТРИПЛИТНОЙ ГАББРОИДНОЙ АССОЦИАЦИИ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА <i>Мамарозиков У. Д.* (ИГГ Узбекистан)</i> .....	317
91. РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ЦИРКОНА В КАЧЕСТВЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТРУМЕНТА <i>Махмуд А. Ш.*, Дьяконов В.В., (МГРИ), Давуд М., (Университет Менуфия, Египет)</i> .....	321
92. СОВРЕМЕННАЯ МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КОМПЛЕКТА ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ МАСШТАБА 1:1 000 000 ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН <i>Мовланов Ж. Ж.*, Абдуллаев Л.А., Седелников Л.В., БаевГ.А. (ИМР Узбекистан)</i> .....	324
93. ВЛИЯНИЕ ГАЗООБМЕНА И ТЕМПЕРАТУРЫ НА ХИМИЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ <i>Насыров А.А.* (МГРИ)</i> .....	329
94. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЙ РЕНТГЕНОВКОЙ ТОМОГРАФИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ АРСЕНОПИРИТА <i>Наумов Е. А.*(ФГБУ «ЦНИГРИ», МГРИ), Войтенко В.Н. (ООО «Норильскгеология»), Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Пальянова Г.А. (ФГБУН «ИГМ СО РАН»)</i> .....	332
95. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЕЗАХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ <i>Немченко Е. И.*, Липатникова О.А. (МГУ), Демина Л.Л. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова)</i> .....	336
95. БАДДЕЛЕИТ КВАРЦЕВЫХ ГАББРО-НОРИТ-ДОЛЕРИТОВ ЛОЗОВСКОГО ИНТРУЗИВА. ЮЖНАЯ ОКРАИНА СИМФЕРОПОЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ. ГОРНЫЙ КРЫМ <i>Овсянников Г. Н.*, Шакуров Д. И (МГУ)</i> .....	338
96. КЕРСУТИТ И ГАСТИНГСИТ ОЛИВИНОВЫХ ГАББРО-НОРИТ-ДОЛЕРИТОВ И ЛАМПРОФИРОВ СРЕДИ НИХ. ИНТРУЗИВ У РЕКИ БОДРАК, ГОРНЫЙ КРЫМ <i>Овсянников Г. Н.* (МГУ)</i> .....	340
97. СПОСОБЫ СОЗДАНИЯ ИЗНОСОСТОЙКОГО ПОКРЫТИЯ ЧЕРНОГО ЦВЕТА НА СЕРЕБРЯНЫХ ЮВЕЛИРНЫХ СПЛАВАХ <i>Давыдов С.С., Овсянникова В. Е.*, Яременко Екатерина Геннадиевна (НИТУ МИСиС)</i> .....	342
98. ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЕ ВОДЫ НА ПРОЧНОСТЬ И ДЕФОРМИРОВАНИЕ СКАЛЬНЫХ ПОРОД <i>Панфилов П. Е.*, Панфилов Г.П., Зайцев Д.В., (УФУ), Кочанов А.Н. (ИПКОН РАН)</i> .....	345
99. МИНЕРАЛЬНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЮВЕЛИРНОГО ДЕРЕВЯНИСТОГО ОЛОВА РОССЫПИ ТЫНООКЕН, ЧУКОТКА <i>Петроченков Д. А.* (МГРИ)</i> .....	349
100. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕММОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АММОНИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОРОНДАВА, МАДАГАСКАР <i>Петроченков Д. А.* (МГРИ)</i> .....	353
101. АРХЕЙСКИЕ МАГНЕТИТОВЫЕ КВАРЦИТЫ КМА (УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ) <i>Пилюгин С. М.* (Старооскольский филиал МГРИ)</i> .....	357
102. МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ <i>Портнов А.М.* (МГРИ)</i> .....	359
103. СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КРАЕВОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНОГО БЛОКА КИВАККСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ) <i>Пчелинцева Н. Ф.*, М.В. Борисов (МГУ), Николаев Г.С. (ИГАХ РАН)</i> .....	363
104. ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА СВОЙСТВА ДЕФЕКТНЫХ ЗОН В КВАРЦЕ <i>Раков Л. Т*, Прокофьев В.Ю, Коваленкер В.А. (ИГЕМ РАН)</i> .....	367
105. КУЛЬТИВИРОВАННЫЙ ЖЕМЧУГ И ЖЕМЧУЖНЫЙ ПРОМЫСЕЛ В РОССИИ. ПЕРСПЕКТИВЫ: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ <i>Рафаелян В. В.* (МГРИ)</i> .....	371
106. СОСТОЯНИЕ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ КАМНЕСАМОЦВЕТНОГО СЫРЬЯ И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕММОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ <i>Садькова Л. Р.* (Узбекистан, ИГиГ), С.Т.Марипова (ГП ИМР)</i> .....	373
107. К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ НОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРУНДА (ГОЛУБОГО САПФИРА) В ШПИТЕЛЬ-ХЛОРИТ-МУСКОВИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ИЛЬМЕНСКИХ ГОД, ЮЖНЫЙ УРАЛ: НОВЫЕ ДАННЫЕ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И Rb-Sr ИЗОТОПНОГО СОСТАВА <i>Сорокина Е. С.*, Рассомахин М.А., Ильменский Г.З. (ГЕОХИ РАН)</i> .....	376



108. НОРИЛЬСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ: ПРЯМОЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВО ПНЕВМАТОЛИТОВОГО ГЕНЕЗИСА МИНЕРАЛОВ ПАЛЛАДИЯ В СПЛОШНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ <i>Спиридонов Э. М.* (МГУ), У.С.Н. Беляков (ГМК Норильск), О.В. Япаскурт, Н.Н. Коротаева, Н.Н. Кривицкая (МГУ) .....</i>	380
109. НОРИЛЬСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ: НОВАЯ МИНЕРАЛЬНАЯ АССОЦИАЦИЯ - ГРИНОКИТ, СЕРЕБРО, БОРНИТ, ГАЛЕНИТ, ГИЗИНГЕРИТ <i>Спиридонов Э. М.*, Н.Н. Коротаев, Н.Н. Кривицкая, Серова А.А. (МГУ), С.Н. Беляков (ГМК Норильск) .....</i>	384
110. НОВЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СОСТАВА ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ <i>Специус З. В.*, Иванов А.С. (НИГП АК «АЛРОСА») .....</i>	388
111. РУДОНОСНОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ И БАЗИТОВ ТЕСКУДУК-ЧЕНГЕЛЬДИНСКОГО МАССИВА СЕВЕРНОГО ТАМДЫТАУ (ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) <i>Суюндикова Г. М. " (ИГГ Узбекистан) .....</i>	392
112. МУСКОВИТ-ФЕНГИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ (ФИОЛИТЫ) ИЗ ЗОНЫ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ КАНДАЛАКШСКОГО ГРАБЕНА РИФЕЙСКОГО ВОЗРАСТА <i>Терехов Е. Н.*, Конилов А.Н. (ИЭМ РАН), Макеев А.Б. (ИГЕМ РАН) .....</i>	396
113. ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ КИМКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИАМУРЬЕ, ЕАО) <i>Утенков В. А. (МГРИ), Куртукова А.И. (МГРИ)* .....</i>	400
114. ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАБАЗИТОВЫХ ПОРОД О. СИДОРОВ (КЕРЕТСКИЙ АРХИПЕЛАГ, БЕЛОЕ МОРЕ) <i>П.Э.Синкин* Федоров Б. В. (МГРИ) .....</i>	403
115. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ПРОТОЛИТА ЭКЛОГИТОВ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА(ЮЖНЫЙ УРАЛ) <i>Федькин В. В.* (ИЭМ РАН), Щипанский А.А. (ГИН РАН) .....</i>	408
116. РОЛЬ МАЛАХИТА В ДЕКОРАТИВНО-ПРИКЛАДНОМ ИСКУССТВЕ <i>Чужанова Т. Ю*, Кикнадзе Я.С. (СПбГУПТД) .....</i>	412
117. СКРЫТЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ КИСЛОГО МАГМАТИЗМА В МЕДЛЕННО-СПРЕДИНГОВОЙ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (РУДНЫЙ УЗЕЛ АШАДЗЕ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА) <i>Шолухов К. Н.*, Борисовский С. Е., Жиличева О. М., Перцев А.Н. (ИГЕМ РАН) .....</i>	415
118. ПОДВИЖНОСТЬ ХРОМА ПРИ ПРОЦЕССАХ МЕТАМОРФИЗМА РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ <i>Юричев А. Н.*(Томский ГИ) .....</i>	417
119. ПОРОДЫ Г. АЮ-ДАГ (КРЫМ) <i>Юшин К. И.*, Туров А. В. Утенков В. А. (МГРИ) .....</i>	420
120. МИКРОДВОЙНИКИ И РАСТВОРЕНИЕ АЛМАЗА: ДЕФОРМАЦИОННАЯ ШТРИХОВКА, КАНАЛЫ РОЗЕ <i>Васильев Е.А.*(СПбГУ), А.А. Кудрявцев (ОАО ТЕСКАН).....</i>	424
121. ХРИЗОТИЛ-АНТИГОРИТОВЫЕ СКАРНЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КЛАРА ПИТКЯРАНТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ) <i>Булах М. О.*(МГУ, МГРИ) .....</i>	427
122. АЛГОРИТМ ПОИСКА РАВНОВЕСИЯ СИЛИКАТНЫЙ РАСПЛАВ – ТВЁРДЫЕ ФАЗЫ <i>Бычков Д. А.*, Коптев-Дворников Е.В. (МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии) .....</i>	431
123. УРАВНЕНИЕ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup> В БАЗИТОВЫХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ НОРМАЛЬНОГО РЯДА <i>Коптев-Дворников Е. В.*, Бычков Д.А. (МГУ) .....</i>	435
124. АРСЕНОПИРИТ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАРАСУН, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ <i>Кочетова К.Н.* (МГУ) .....</i>	439
125. РОЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИИ АМЕТИСТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕЛЬБУР (ЮЖНЫЙ ГИССАР, ТАДЖИКИСТАН) <i>А. Х. Хасанов С.Н. Гарибмахмадова.(Таджикский Национальный Университет. Душанбе. Таджикистан) 442</i>	442

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ ПОЗИЦИЙ И ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА РУД УНИКАЛЬНЫХ И КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И МЕДИ УЗБЕКИСТАНА

*Абдуллаев Л.А., Мовланов Ж.Ж., Седельников Л.В., Баев Г.А.,  
Омонов О.Г., Чиникулов А.Х.*

*ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии РУз,  
Ташкент, Узбекистан*

### **Аннотация**

Проведение сравнительного анализа рудных объектов – необходимый «инструмент» для лучшего познания сущности и характера образования разномасштабных (важно) и разнометальных (ещё важнее) месторождений, особенно если они расположены в одном регионе, но резко различной геологической среде.

**Ключевые слова:** Мурунтау, Чармитан, рудные тела.

Рассмотрен пример сравнительного анализа 2-х ведущих золоторудных месторождений Республики Узбекистан: Мурунтау и Чармитан. Месторождение Чармитан [1] находится на восточном фланге одноименного рудного поля, является наиболее крупным из трех составляющих его месторождений – Гужумсай, Промежуточное, Чармитан.

Золоторудные залежи этих месторождений приурочены к зоне крупного многошовного разлома, прослеживающегося по южной границе Кошрабадского габбро- (эссенсей)-сиенито-граносиенитового комплекса интрузива вдоль контакта с терригенными отложениями нижнего силура (песчаники, сланцы, туфопесчаники, подчиненно известняки и доломиты). Рудные тела образуют крутопадающие золотоносные кварцевые жилы и линейные маломощные зоны прожилкового окварцевания, развитые по трещинам зоны разлома. Выявлено 57 рудных тела, из них с промышленной золотоносностью 22. Рудные тела имеют определенные параметры, представляющие практический интерес. Содержание золота в пробах колеблется от 1,2 до 908,4 у.е.[2].

**Геолого-промышленный тип руд.** Руды золото-кварцевые малосульфидные. Золото самородное и в виде электрума. Самородное золото наблюдается в сростках с пиритом, арсенопиритом, кварцем. Размер золота – от 0,001 до 0,25 мм. Пробность – 740-980%**0**.

Промышленным ценным компонентом является золото, попутным серебро. Основные рудные минералы: пирит, арсенопирит, сфалерит, антимонит, галенит, буланжерит, халькозин, кераргирит, шеелит, самородное золото.

Площадь месторождения Мурунтау сложена метаморфизованными терригенными породами косманачинской толщи протерозоя (песчаники, алевролиты, углисто-кварцевые сланцы). В структурном плане золоторудные залежи расположены в тектоническом блоке между двумя крупными разломами – Южным и Структурным. Золотое оруденение локализуется в секущих крутопадающих кварцевых жилах с ореолами прожилкового окварцевания мощностью до 100 м, с отходящими от них полого-залегающими апофизами, в виде систем кварцевых и сульфидных прожилков.

Морфологически месторождение представляет собой мегаштокверк, состоящий из этажно расположенных жильно-прожилковых зон, мощных стержневых крутых и пологих существенно кварцевых жил, систем крутых сульфидно-кварцевых прожилков. Основной объем оруденения приурочен к окварцованным метасоматитам, наиболее высокие содержания золота связаны со стержневыми жилами.

Золоторудные залежи прослежены по простиранию на 800-1300 м, на глубину до 1000 м, мощность залежей колеблется от 15 до 280 м.

Геолого-промышленный тип оруденения золото-кварцевый и убогосульфидный золото-кварцевый. Золото самородное, преимущественно свободное, локализуется в кварце в виде тонкодисперсной вкрапленности, микропрожилков и гнезд, незначительное количество связано с арсенопиритом и пиритом. Пробность золота высокая – 830-930%**0**. [3].

Некоторая общность геолого-структурных позиций заключается всё таки в генетической связи с интрузиями магматических пород, но если на месторождении Чармитан это эндо – и экзоконтакты гранитоидного интрузива выходящего на поверхность, то на месторождении Мурунтау интрузивный массив (лейкограниты) вскрыт только на глубине 4005 м (СГ-10), а последнее значимое золоторудное сечение встречено в 50-ти метрах от его экзоконтакта.

Объединяет их масштабность (>500т Au) запасов и рудноформационная принадлежность - золото-кварцевая малосульфидная (1-10%), которая обусловлена характером метасоматических преобразований пород (березитовый, гумбеитовый с калишпатизацией, биотизацией), а последние, в свою очередь, обусловили и общность минерального типа руд (Au-Ag-полисульфидно-редкометалльно-карбонат-кварцевый) и, естественно, основных продуктивных минеральных ассоциаций (Au-пирит-арсенопирит-кварцевая, Au-шеелит-хлорит-калишпат-кварцевая) с главным продуктивным минеральным парагенезисом (Au-As/Au-Te/Au-W).

Но это всё - минерально-вещественные признаки обусловленные общностью характера условий прохождения гидротермального процесса, а условия эти, несмотря на отмеченную схожесть, что интересно, создавались в резко различных геолого-структурных позициях и характере вмещающих пород. Так, если Мурунтау приурочено к зонам смятия в ветвях крупного глубинного разлома способного обеспечить поступление гидротермальных растворов в объёме достаточном для образования и крупных стратиформных золоторудных залежей, которые при снижении бортового содержания Au до 0,5 г/т, можно увидеть как единый гигантский рудный штокверк в гидротермально подготовленной вмещающей среде - интенсивно метаморфизованные углистые сланцы, алевролиты и песчаники, то для месторождения Чармитан характерна резко иная геолого-структурная позиция – это преимущественно эндоконтакт и, частично, экзоконтакт весьма крупного интрузивного массива с многочисленными субпараллельными ветвями, также крупного глубинного разлома. Но здесь, резко иная вмещающая среда (преимущественно интрузивные породы), «позволила» образованию относительно маломощных (первые метры) кварцево-рудных тел, но протяжённых, многочисленных и обособленных.

Напрашивается вывод: только уникальные по масштабам подготовки к рудоосаждению геолого-структурные позиции способны концентрировать поступающие гидротермальные растворы в крупные и гигантские рудные объекты.

На востоке Республики к таким объектам можно отнести объекты медно-порфириновых руд Алмалыка: единое месторождение Кальмакыр-Дальнее и его ближайший саттелит – Кызата в рудах которых меди хватит больше чем на 100 лет вперёд, а попутного золота в них, в совокупности больше чем на сравниваемых выше объектах вместе.

В Букантауском регионе к крупным объектам Au можно отнести месторождение Кокпатас состоящее из 21 рудного тела, каждое из которых, по масштабам, можно рассматривать как собственно отдельное месторождение. А на северном его фланге нами рекомендовано к изучению и разведке Бозтауское рудное поле. Его геолого-структурная позиция – двойник Кокпатасскому рудному полю, отличаясь только меньшим масштабом. Используя метод аналогии (древнейший в геологии) здесь следует ожидать значительные запасы Au.

Можно сравнить 4 эталонных золоторудных месторождений Западного Узбекистана, где можно отметить значительную схожесть месторождений Гужумсай, Чармитан и Сармич несколько отличается от них месторождение Биран в основном большей сульфидностью руд, что обусловлено большей обогащённостью их полиметаллами. А первые два объекта вообще рассматривались ранее (и наверное правомерно) как единое месторождение.

Следует отметить, что в 4-х месторождениях Au Западного Узбекистана в золотосодержащих рудах в качестве полезных попутных компонентов содержатся металлы платиновой группы (МПГ) (Мурунтау, Амантайтау, Даугыз и Кокпатас).

В свете обсуждаемого вопроса показательное сравнение типоморфных черт объектов приведено в монографии «Золоторудное месторождение Мурунтау» [3]. Для этого были взяты два ведущих золоторудных объекта Западного Узбекистана – Мурунтау и Чармитан, которое показывает, что возникновение уникального и крупного месторождений связано с близкими физико-химическими условиями, несмотря на контрастность геологических (в т. ч. геодинамических) обстановок их возникновения (и делается вывод), которая обусловила лишь морфологическое различие объектов. Каждый фактор, объясняя причинность рудообразования, может рассматриваться как модель единой интегральной модели. [3]

Ограничиваясь объёмом тезисов и имеющихся у нас материалов мы не могли пойти по предложенному направлению и ограничились приведением отдельных интересных, по нашему мнению, факторов и критериев.

#### **Литература:**

1. Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана Т.2010
2. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. Т. «Университет», 1998
3. Золоторудное месторождение Мурунтау. Т. Издательство «ФАН» Академии наук Республики Узбекистан 1998.

## МИНЕРАЛЬНО - СЫРЬЕВАЯ БАЗА УРАНА МАССИВА ХОГГАР (АЛЖИР)

*Бадахмауи Т.\* (НИЯУ МИФИ, Россия, 115409, г. Москва, Каширское ш., 31, [tbadahmaoui@yahoo.fr](mailto:tbadahmaoui@yahoo.fr)), Бугриева Е.П. (АО"ВНИИХТ", Россия, 115409, г. Москва, Каширское ш., 33, [bugrieva@yandex.ru](mailto:bugrieva@yandex.ru))*

### Аннотация

В статье приведены результаты геологоразведочных работ на уран в массиве Хоггар, расположенного на юго-востоке Алжира и представляющего собой выступ кристаллического фундамента.

Описаны месторождения урана двух геолого-промышленных типов: связанных с гранитами и «несогласия». Дана краткая характеристика месторождений Тимгауин, Абанкор, Тинеф, Тахаггарт, геологическое строение и минерализация. Приведены запасы и содержания урана.

Сделаны выводы о перспективности массива Хоггар для поисков, разведки и отработки месторождений урана.

**Ключевые слова:** Уран, месторождение, Хоггар, Тимгауин, Абанкор, Тинеф, Тахаггарт.

Начиная с 1954 года, была запущена первая программа разведки урана в Хоггаре; что позволило подтвердить наличие урановой минерализации в районах Эль-Бема (ElBema), Фурон (Furon), Тимгауин (Timgaouine). [1, 2]

Начиная с 1971 года, была разработана и проведена обширная программа геологоразведки. Она включала аэроспектрометрическое обследование всей территории, радиометрическую съемку наиболее потенциальных геологических структур и геохимическую съемку наиболее перспективных участков. На основе радиометрических исследований в пределах выходов докембрийских пород фундамента и перекрывающего их чехла выявлено несколько перспективных районов и участков: Тамарт-Н-Иблис (Tamart-N-Iblis), Тимузелин (Timouzeline), а также осадочный бассейн Тин-Сериин, рядом с алжирско-нигерской границей, где было обнаружено месторождение Тахаггарт (Tahaggart).

С 1973 года, после впечатляющего подъема цен на уран, и до 1980 года, все обнаруженные аномалии были изучены и оценены. Пробурено более 80000 метров скважин.

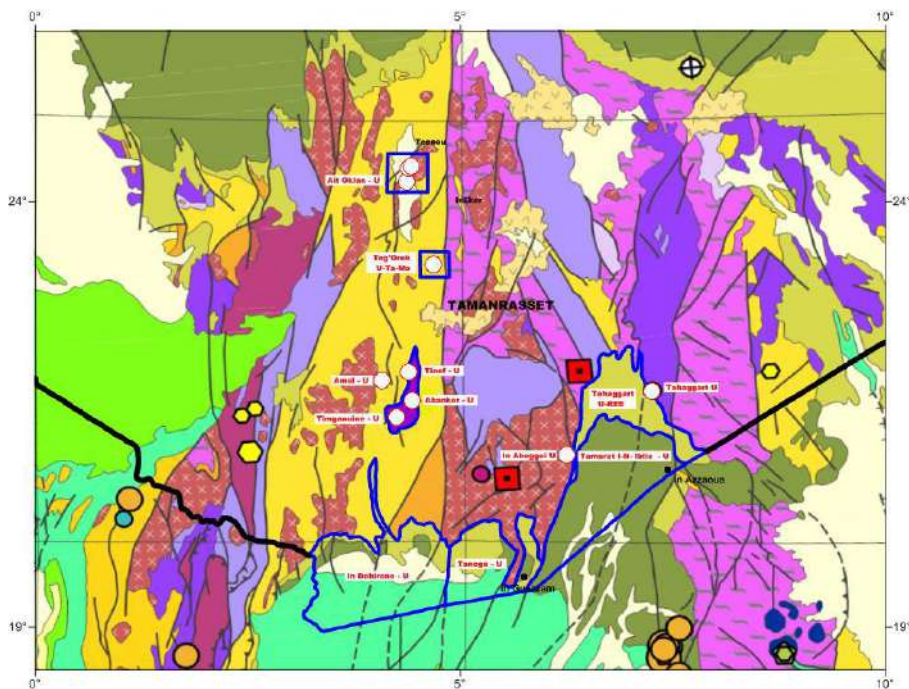
Основные результаты геологоразведочных работ:

- Определены основные геологические провинции, благоприятные для локализации уранового оруденения;
- Выделен район, включающий более десяти перспективных объектов;
- Установлены 78 точек минерализации, 319 геохимических аномалий и 80 аэроспектрометрических аномалий;
- Открыты четыре урановых месторождения (Тимгауин, Абанкор, Тинеф и Тахаггарт) с подсчитанными ресурсами, оцениваемыми более чем 13 млн. тонн руды (рис. 1).

### Геолого-промышленные типы месторождений урана:

В Алжире по данным МАГАТЭ запасы урана в недрах оцениваются в 26 тыс. т; они относятся к ценовой категории до 260 дол./кг. [3]

Запасы урана подсчитаны в месторождениях двух геолого-промышленных типов: связанных с гранитами и «несогласия» (табл. 1).



**Рисунок 1:** Урановые месторождения и рудопроявления, выявленные в массиве Хоггар (SONAREM, 1977).[1]

Месторождения первого типа локализованы в верхнепротерозойских жилах, связанных с разрывными нарушениями, которые пересекают Пан-Африканский гранитный батолит. К этому типу относятся месторождения Тимгауин (Timgaouine), Абанкор (Abankor) и Тинеф (Tinef) на юго-западе Хаггара. Запасы урана этого типа оцениваются в 24 000 т.

Второй тип представлен месторождением Тахаггарт, локализованным в выветрелых породах (реолитах) и в базальных конгломератах осадочных отложений бассейна Тин-Серирина (Tin-Seririne) в юго-восточной части массива Хоггар на границе между докембрийским фундаментом и несогласно залегающим палеозойским осадочным чехлом. Запасы урана этого типа оцениваются в 2000 т.

Таблица 1 – Общие запасы месторождений урана в Алжире [2]

Месторождение	Содержание U, %	Запасы	
		Руда, тыс. т	Металл, т
Абанкор	0,290	3 264	9 450
Тимгауин	0,157	7 442	11 732
Тинеф	0,100	374	374
Дэйра Южная	0,120	1 600	2 000
Всего по месторождениям в фундаменте	0,187	12 680	23 556
Тахаггарт	0,215	781	1 677
Всего	0,201	13 461	25 233

## Месторождения урана, связанные с гранитами

### 1. Месторождение Тимгауин

Месторождение Тимгауин расположено в 220 км к юго-западу от г. Таманрассет. Урановое оруденение контролируется тектонической зоной с системой параллельных разломов субмеридионального направления с падением 65 градусов на запад.

Месторождение Тимгауин расположено в верхнепротерозойском тектоническом блоке, занимающим площадь более 50 000 км<sup>2</sup>. Он ограничен на востоке и западе глубокими тектоническими зонами, сложенными милонитами и катаклазитами. Породы блока представлены вулканогенно-осадочными и песчаниковыми отложениями, локализованными в параллельных линейных зонах, протягивающихся с севера на юг.

Они отделены друг от друга батолитами кальциево-щелочных гранитоидов, которые занимают более 70% площади.

Минеральная ассоциация представлена настураном трех генераций (I, II, III), урановой чернью, содержащей молибден (молибдаты урана?), вторичными минералами урана (гуммит, отенит?), молибденитом, пиритом двух генераций, первый из которых образуется одновременно с настураном I, и некоторыми сульфидами (халькопирит, марказит, галенит, сфалерит).

## **2. Месторождение Абанкор**

Месторождение урана Абанкор расположено к востоку от месторождения Тимгауин. Рудное тело имеет форму штокверка. Оно контролируется двумя системами разрывных нарушений, ориентированных соответственно на 10°В и 40°-50°В. Эти разломы сопровождаются зонами милонитизации и катаклазитизации вмещающих рибекит-эгириновых щелочных гранитов.

Месторождение Абанкор представляет собой небольшой холм высотой 15 м с повышенным радиоактивным фоном (>50 мкр/ч) по сравнению с другими районами исследования в регионе. Оруденение характеризуется сетью жил, имеющих форму штокверка, или скоплениями различной формы. Центральная часть месторождения представлена двумя рудными телами. Это жила, названная "жильной стенкой", и большое скопление, называемое "перегибом", которые вместе составляют более половины запасов месторождения с высокими содержаниями (0,3-0,35% U).

## **3. Месторождение Тинеф**

Месторождение Тинеф расположено в 30 км к северу от месторождения Тимгауин, недалеко от западной границы гранитного батолита, и занимает площадь 21 км<sup>2</sup>.

Месторождения Тинеф, Тимгауин и Абанкор расположены в восточной части блока Искель, где проявлены отложения двух вулканогенно-осадочных циклов, разделенных несогласием: Фаризьен I и Фаризьен II. В основании цикла залегают базальные конгломераты, которые сменяются песчано-глинистыми отложениями. Осадочные толщи перекрываются основными эффузивами кальциево-щелочного вулканизма.

Урановые минералы представлены вторичными минералами желтого цвета (уранолит, гуммиты и спорадически отенит) и урановыми чернями (оксид урана). Эти минералы образовались в результате изменения первичных минералов группы настуран-уранинит и, может быть, коффинита.

Вторичные минералы желтого цвета, наиболее распространенные, визуально наблюдаются в виде миллиметровых корок со смолистым или стекляннным блеском, заполняющих трещины и щели. Минералогическая ассоциация в основном состоит из: уранолита, гуммита, карбонатов (кальцит, доломит, сидерит), кварца, оксидов и гидроксидов железа и минералов титана. Под микроскопом наблюдаются различные формы выделения гуммитов: густые кристоллические массы, в небольших диапазонах и спорадически агрегаты кристаллов.

## **Месторождения урана геолого-промышленного типа «несогласия»**

Бассейн Тин-Сериин является частью плато Тассили-Оуа-Н'Ахаггар, расположенного на юго-востоке массива Хоггар (рис. 1). Он составляет северное продолжение на алжирской территории бассейна Тим-Мерсой, находящегося на севере Нигера и известного своими месторождениями урана песчаникового типа, локализованными в литифицированных породах синеклиз и грабен-синклиналей (месторождения Арлит, Акута, Имурарен и др.). [4]

Месторождение Тахаггарт расположено в урановорудном районе Асseo, примерно в 300 км на ЮВ от г. Таманрассет. Помимо месторождения Тахаггарт, в

районе обнаружены рудопроявления урана (Тимузалин и Тамарт-Н-Иблис), открытие которых делает эту часть палеозойского бассейна (несколько сотен кв. км) перспективным рудным районом.

Урановая минерализация локализуется на контакте между кристаллическим фундаментом и песчано-глинистых отложений кембрий-ордовика. Она представлена вторичными минералами урана, богатыми фосфором (фосфаты урана: отенит, торбернит), в виде тонких ламеллитовых агрегатов, гнезд, участков, мелкозернистой вкрапленности в цементе и прожилках.

Общий объем запасов месторождения Тахагарт оценивается в 800 000 тонн руды с содержанием 0,215% U, или 1700 тонн урана.[2]

**Выводы:**

Урановорудный металлогенический пояс массива Хоггар является наиболее хорошо изученным и перспективным для поисков, разведки и отработки месторождений урана на территории Алжира.

Несогласие между панафриканским основанием и палеозойским осадочным чехлом создает геологическую обстановку, благоприятную для урановой минерализации.

Также перспективными являются осадочные отложения чехла, выявленные в палеозойском бассейне Тин Серирин.

**Литература**

1. Inventaire et prospective des ressources minérales du Hoggar // Rapports internes SONAREM. Alger. 1977.
2. Khaldi A. Essai de classification des ressources uraniferes decouvertes en Algerie dans la cadre de la CCNU-2009 / UNECE Consultancy Meeting Preparing a technical document on "Best Practices in the Application of the United Nations Frame work Classification for Fossil Energy and Material Reserves and Resources-2009 for Uranium and Thorium Projects" // IAEA, Genève. 2016
3. World Distribution of Uranium Deposits / IAEA-TECDOC-1843 // IAEA, Vienna. 2016. С. 262.
4. Synthèse des travaux de prospection géologique et géophysique dans le bassin sédimentaires de Tin Séririné, Tassili Oua N'Ahaggar, Sud-est du Hoggar // Rapports internes CREM, Alger. 1997.



## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ ВОЙКАРО- СЫНЬИНСКОГО МАССИВА

*Прудников И.А.\* (ФГБУ «ВИМС», prydnikov@gmail.com),  
Гайкович М.М. (ФГБУ «ВИМС», vims@vims-geo.ru), Зублюк Е.В. (ФГБУ  
«ВИМС», vims-zublyuk@mail.ru)*

### Аннотация

Изучены минералого-геохимические особенности хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Войкаро-Сыньинского массива. Выявлены закономерности распределения петро- и геохимических характеристик, а также петрофизических параметров в пределах рудных и околорудных интервалов разреза рудовмещающих структурно-вещественных комплексов. Определена минералого-геохимическая зональность в околорудных породах. Уточнены локальные геохимические и минералогические критерии и признаки хромитового оруденения необходимые для последующей разработки геолого-генетической модели

**Ключевые слова:** Хром, оруденение, гарцбургиты, ультрабазиты, зоны, хромшпинелид.

Хром - стратегический вид минерального сырья. Потребление хромовых руд в РФ обеспечено собственным сырьем только на 40%. Решением этой проблемы могло бы стать освоение месторождений хромовых руд в альпинотипных гипербазитах, которые обеспечивают треть мировой добычи. Высокие содержания  $Cr_2O_3$  позволяют вести рентабельную отработку даже мелких объектов подобного типа. Выявление таких месторождений на территории страны в непосредственной близости от основных потребителей позволило бы частично компенсировать импорт сырья.

Поисковые работы на хромитовое оруденение, осуществляемые в течении последних 20 лет, имели низкую эффективность. Одной из причин является отсутствие современных геолого-генетических моделей, позволяющих в сложных геолого-структурных обстановках, в том числе в условиях скрытого и слабопроявленного оруденения устанавливать факторы контроля оруденения, выбрать корректные поисковые признаки.

Разработка современных геолого-генетических моделей хромитового оруденения абсолютно актуальна и является необходимым условием повышения эффективности поисковых работ и обоснованного выбора перспективных площадей для проведения геологоразведочных работ.

В ходе работ по изучению минералого-геохимических особенностей хромитового оруденения с целью разработки критериев и признаков локализации месторождений хрома в альпинотипных гипербазитах был выполнен комплекс полевых исследований на участке Юньягинский Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал), включавший специализированные маршруты с отбором образцов для петрографических, минералогических и геохимических исследований, а также изучения петрофизических свойств пород (магнитной восприимчивости). Проведены полевые исследования на Нуралинском гипербазитовом массиве (Южный Урал), в пределах которого отмечаются все стадии деплетирования мантии от плагиоклазовых перцолитов до дунитов.

Изучено геологическое строение массива и слагающих его структурно-вещественных комплексов мантийного и нижнекорового уровней.

По результатам проведенных работ установлено, что процессы деплетирования в чистом виде не приводят к концентрированию хрома в рудные тела промышленных размеров, а способствуют увеличению хромистости аксессуарных хромшпинелидов, что подтверждается петрографическими и петрохимическими данными.

В результате работ на Войкаро-Сыньинском массиве, на основании детального геологического картирования, выявлена структурно-вещественная зональность крупных дунитовых тел и вмещающих их гарцбургитов. В пределах разреза ультрабазитов дунит-гарцбургитового комплекса от центра дунитового тела к периферии и во вмещающие гарцбургиты выделены следующие зоны: 1) зона дунитового ядра, 2) рудная зона, 3) зона «тневых» гарцбургитов, 4) зона дунитового штокверка, 5) зона пироксенитового прожилка, 5) зона неистощенных гарцбургитов, 6) зона клинопироксеновых гарцбургитов, 7) зона бесплагноклазовых лерцолитов.

Проведенные петрофизические исследования магнитной восприимчивости позволили определить различные магнитные свойства вмещающих пород и руд в пределах выявленной зональности.

Установлена приуроченность рудных концентраций хромшпинелида к контакту дунитовых тел с гарцбургитами, что определяет зоны локализации оруденения.

Сравнительный анализ измененных и неизмененных пород показал отсутствие влияния наложенного метаморфизма на закономерности распределения и концентрации микроэлементов, в том числе редкоземельных. Это позволит в дальнейшем применять анализ распределения редкоземельных элементов для классификации гипербазитов и получения информации об их генезисе, невзирая на степень метаморфических изменений пород.

Среди разрезов офиолитовых массивов можно выделить три крупных типа: лерцолитовый, гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый. Высокохромистое оруденение магнезиального типа приурочено только к последнему.

Выявлены некоторые параметры геолого-генетической модели оруденения высокохромистого типа в альпинотипных гипербазитах, среди которых наиболее важными являются следующие:

- формирование дунит-гарцбургитового комплекса происходит в надсубдукционных условиях молодых энсиматических дуг, а гарцбургитового комплекса, вмещающего глиноземистое оруденение, в условиях становления и развития срединно-океанических хребтов;
- для формирования хромистого оруденения недостаточно только процесса деплетирования, образование дунит-гарцбургитового типа разреза происходит за счет наложенных процессов по субстрату гарцбургитового структурно-вещественного комплекса;
- образование хромовых руд глиноземистого типа связано с миграцией и эволюцией магматических расплавов толеитовой серии типа N-MORB. Образование хромовых руд высокохромистого типа связано с миграцией и эволюцией магматических расплавов бонинитовой серии и контролируется параметрами магматических расплавов, мигрирующих в мантийном субстрате океанической литосферы. Высокохромистый тип оруденения является более поздним и наложенным относительно глиноземистого типа;
- в формировании хромовых руд высокохромистого типа большую роль играли сверхкритические флюиды, обусловившие структурное положение и морфологию рудных тел.

## ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ВЫСОКОТИТАНИСТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНО- КОЛЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

*Прудников И.А. \* (ФГБУ «ВИМС», prudnikov@gmail.com),  
Тюрин А.Б. (ФГБУ «ВИМС», 79262456520@ya.ru), Зублюк Е.В. (ФГБУ  
«ВИМС», vims-zublyuk@mail.ru), Луговская И.Г. (ФГБУ «ВИМС», lig\_vims@mail.ru)*

### Аннотация

Проанализированы геологические условия локализации высокотитанистого оруденения Центрально-Кольской металлогенической зоны. Изучены вещественный состав вмещающих пород и руд. Установлена взаимосвязь амфиболизации и содержания диоксида титана в приконтактных зонах массива Гремяха-Вырмес. Уточнены параметры обобщенной геолого-поисковой модели, рудоконтролирующие критерии и признаки локализации высокотитанистого оруденения для Центрально-Кольской металлогенической зоны.

**Ключевые слова:** Титан, оруденение, амфиболизация, автометасоматоз, метаморфизм, апатит-ильменитовые руды.

В Российской Федерации титановые месторождения не обрабатываются. После полной обработки Кусинского месторождения (Урал) титаносодержащие концентраты и губчатый титан импортируются из Украины, Австралии, Канады и других стран. В связи с острым дефицитом титана и полной зависимостью от украинского импорта начата подготовка к разработке Чинейского, Ярегского месторождения и др. Однако технические и технологические трудности в добыче руды и серьезные проблемы в получении высококачественных ильменитовых концентратов из титаносодержащих руд сдерживают введение в эксплуатацию этих объектов.

Одним из актуальных направлений для решения этой проблемы может считаться выявление в пределах известных массивов на территории Карело-Кольского региона геолого-промышленного типа руд, представленного апатит-ильменитовыми или ильменит-магнетитовыми разностями. Для проведения исследований выбрана территория Кольского п-ова, где по предварительным данным в краевых зонах массивов основного-ультраосновного состава Гремяха-Вырмес и Куроптевского впервые установлен безмагнетитовый (низкожелезистый) тип титанового оруденения.

В пределах массива Гремяха-Вырмес выделены участки апатит-ильменитового оруденения в восточном и западном обрамлении массива, на контакте основных пород с кристаллическими породами «рамы». Определен состав рудовмещающих пород и минералого-петрографические особенности высокотитанистого оруденения, локализованного в приконтактных зонах массива.

Расслоенные серии пород массива Гремяха-Вырмес содержат первично магматические рудные минералы – ильменит, титаномagnetит и апатит. Соотношение этих минералов различается в зависимости от состава первичных пород и положения их в разрезе ультраосновной и основной серий.

В составе габбро-сиенитов (оливиновые габбро-сиениты, троктолиты) рудная составляющая, представленная ильменитом и титаномagnetитом, незначительна (до 5 %), присутствует апатит, иногда содержание  $P_2O_5$  достигает 2,5 %.

Вмещающими породами для апатит-титаномagnetит-ильменитовых руд являются крупнозернистое и средне-крупнозернистое габбро, представленное лейкократовыми и меланократовыми разностями. В составе рудовмещающих пород выделяются оливиновые габбро, габбро-перидотиты, оливиниты.

Состав рудовмещающих пород различен в зоне Восточного и Западного контактов. На западе в их составе преобладают габброиды с незначительным количеством троктолитов, на востоке разрез массива большей частью представлен оливиновыми габбро, оливинитами, перидотитами.

Минералого–петрографический анализ показал, что в слабоизмененных рудовмещающих породах — разновидностях габбро, оливинитах, перидотитах — практически всегда отмечается силикатно–рудная эвтектика, которая имеет гиперстен — плагиоклаз — оливин — ильменит — титаномагнетит — апатитовый состав, иногда клинопироксен — гиперстен — плагиоклаз — ильменит — титаномагнетит — апатитовый состав, причем содержание отдельных компонентов в ней колеблется от 10–20 до 80–90 %. По данным предшествующих работ, часто вместо гиперстена в силикатной составляющей отмечается куммингтонит. В ходе текущих исследований предположительно установлено, что куммингтонит является вторичным минералом и формировался в результате амфиболизации.

Концентрация рудного компонента зависит от количества темноцветных минералов: отмечается преобладание рудных минералов в меланократовых разностях. Наложенный процесс амфиболизации в меланократовых разностях пород проявлен только в виде укрупнения зерен рудных минералов. В лейкократовых породах, при более низкой степени концентрации рудного вещества, происходит формирование крупных агрегатов зерен рудных минералов.

Процесс метасоматоза имеет многостадийный характер и связан как минимум с двумя этапами: первый — аутометасоматоза, второй — более позднего метаморфизма. На каждом этапе формировалась определенная минеральная ассоциация, которая в различной степени связана с процессом формирования ильменит-магнетитовых руд.

В составе вторичных метасоматических минералов наибольшее значение для прогноза ильменитового оруденения имеет наличие куммингтонита, роговой обманки 2-й генерации и субщелочных разностей роговой обманки или амфиболов (тремолит, актинолит).

Формирование куммингтонита происходит по первичному титан-авгиту, в результате этого процесса образуется также магнетит и ильменит. Роговая обманка второй генерации образуется по первичной роговой обманке железистого состава, биотиту и плагиоклазу, что приводит к дополнительному формированию магнетита и ильменита. Таким образом, процесс амфиболизации приводит к повышению содержания титана в первично магматических породах на 2–4 %. Интенсивность процесса зависит от первичного состава пород, характера контакта и степени тектонизации пород.

В рудовмещающих породах апатит-ильменитового оруденения отмечается прямая корреляционная связь содержаний  $P_2O_5$  и  $TiO_2$ , которая в минералогическом отношении реализуется в зависимости от содержания в породе апатита и ильменита. В первично магматических породах эта связь реализуется преимущественными включениями апатита в ильмените, а не в титаномагнетите.

Выявленные в ходе исследований закономерности позволили определить основные рудоконтролирующие критерии и признаки локализации высокотитанистого оруденения для Центрально-Кольской металлогенической зоны и выделить на этой территории перспективные объекты для поисковых работ.

## КРУПНОЕ CU-AU-FE-СКАРНОВО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЫСТРИНСКОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) – ПРИМЕР ПОСТКОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ

*Коваленкер В.А. \* (ИГЕМ РАН, kva@igem.ru), Абрамов С.С. (ИГЕМ РАН, westabra@yandex.ru), Киселева Г.Д.. (ИГЕМ РАН, kis60@rambler.ru), Крылова Т.Л. (ИГЕМ РАН, t-krylova@yandex.ru), Языкова Ю.И. (ИГЕМ РАН, yuliayazikova@yandex.ru)*

### Аннотация

Рассмотрены геологическая позиция, петрохимическая характеристика магматизма, возраст, минералого-геохимические особенности, последовательность и флюидный режим формирования рудной минерализации, источники серы связанной скарново-порфировой рудообразующей системы одного из наиболее крупных в РФ Cu-Au-Fe месторождения Быстринское (Восточное Забайкалье). Показано, что развитие этой системы происходило в постколлизийный период развития региона и было тесно связано с адакитовым магматизмом

**Ключевые слова:** Рудообразующая система, золото, Восточное Забайкалье, магматизм, адакиты, флюидные включения, изотопы серы.

Известно [1], что порфировые рудообразующие системы способны генерировать разнообразные типы рудной минерализации: собственно порфировый, скарновый, эпitherмальный, а также метасоматический, развивающийся по карбонат-содержащим породам (carbonate-replacement). Актуальность изучения месторождений этих систем определяется их выдающейся ролью в экономике, поскольку в них сосредоточена основная доля мировых ресурсов стратегических металлов - большая часть Re, около трех четвертей Cu, половина Mo, пятая часть Au, а также заметные количества Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn, Pb [1, 2], а также тем, что значительная их часть сосредоточена в относительно небольшом числе крупных и суперкрупных месторождениях [1, 3], обнаружение которых рассматривается как одна из ключевых целей поисково-разведочных работ [4].

Большая часть подобных рудообразующих систем известна в коллизийных обстановках и ассоциирует с известково-щелочными породами вулканоплутонических поясов Тихоокеанского обрамления, которые образовались при субдукции океанического слэба под континент [1, 5]. Менее широко распространены приуроченные к зонам растяжения постколлизийные порфировые системы, известные главным образом в Центрально-Азиатском складчатом поясе и его обрамлении, где они ассоциируют с высоко-К известково-щелочным магматизмом. К их числу мы относим изученную нами рудообразующую систему крупного (руда- 292 млн.т, Cu-2.07 млн. т, Au-236 т, Ag-1060 т, Fe - 68 млн.т; [6]) Cu-Au-Fe скарново-порфирового месторождения Быстринское. В этом сообщении мы акцентируем внимание на новых петрохимических, геохимических, термометрических и изотопных данных, которые позволили охарактеризовать условия формирования этого месторождения и обосновать его связь с адакитовым магматизмом.

Месторождение Быстринское расположено в юго-восточной части Восточного Забайкалья, представляющего собой окраину Монголо-Охотского орогенного пояса, который развивался в зоне палеосубдукции в обстановке коллизии континентов при закрытии Монголо-Охотского океана [7, 8]. Оно локализовано в вулкано-купольной структуре центрального типа, в строении которой участвуют терригенно-карбонатные образования (известняки, песчаники, алевролиты, аргиллиты, менее часто

конгломераты), от палеопротерозойского до средне-протерозойского и средне-мезозойского возраста, которые интрузируются диоритами, гранодиоритами и их порфирами, андезитами и дацитами расположенного в центре структуры интрузивного массива. Основные рудные тела приурочены к зоне скарнов, потягивающейся вдоль южного и восточного контактов штока с терригенно-карбонатными породами.

Рудная минерализация Быстринского месторождения ассоциирует с постколлизийными порфировыми интрузиями (штоки, дайки), которые представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, лампрофирами и базальтами. Эти магматические породы (как и в других месторождениях этого района – Бугдаинском, Шахтаминском, Култаминском, Ново-Широкинском) принадлежат к Шахтаминскому интрузивному комплексу ( $J_2$ - $J_3$ ). Возраст [8] плутонических монцодиоритов и кварцевых монзонитов этого комплекса (U-Pb, по циркону) соответственно составляет  $160.04 \pm 0.91$  и  $159.0 \pm 1.1$  млн. лет, монцодиорит-порфиров и кварцевых монзонит-порфиров -  $159.2 \pm 0.86$  и  $155.0 \pm 1.7$  млн. лет, а Rb-Sr возраст даек диоритовых порфиритов и гранит-порфиров -  $155 \pm 8$  и  $148 \pm 4$  млн. лет. Полученные нами датировки (K-Ar, «ЦКП ИГЕМ-аналитика», аналитик В.А. Лебедев; Ar-Ar, «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН», аналитик А.В. Травин) по флюопиту из скарнов Быстринского месторождения составляет  $163 \pm 3$  и  $160 \pm 1.6$  млн. лет., соответственно, что согласуется с возрастом внедрения диоритов-гранодиоритов ранней фазы шахтаминского интрузивного комплекса.

Порфировые породы Быстринского месторождения принадлежат к высоко-К известково-щелочной и шохонитовой сериям. С увеличением содержания  $SiO_2$  (от 52 до 68 мас. %) в порфировых породах содержания  $MgO$  остается высоким (4-9 wt. %), а  $Mg\#$  пород возрастает от 65 мол. % в основных породах до 75 мол. % в кислых. Породы характеризуются умеренными содержаниями Sr (50-300 ppm), низкими концентрациями Y (2-11 ppm) and Yb (0.5- 1.5 ppm), повышенными (3-32) значениями отношения  $(La/Yb)_N$ . Их петрохимические и геохимические особенности близки к таковым порфировых пород шахтаминского интрузивного комплекса [9]. Подобно им, в порфировых породах месторождения Быстринское отмечается снижение нормированных по мантии элементов от LILE к LREE и MREE, а также уменьшение содержаний HFSE (Nb, Ta и Ti) и HREE. На диаграмме Sr/Y vs. La/Yb составы этих пород располагаются в полях адакитов и островодужных известково-щелочных серий, а на диаграмме  $MgO$  vs  $SiO_2$  они попадают в поле низкокремнистых адакитов [10]. Такой переходный характер этих пород может быть объяснен их генерацией одновременно с (или после) утолщением коры, связанного с субдукцией. На основе изотопных и геохимических характеристик предполагается [9], что эти породы образовались в результате плавления утолщенной деляминированной нижней коры.

Гидротермальная минерализация Быстринского месторождения сформировалась в течение трех стадий: **магматической** - формирование магнезиальных скарнов, совпадающее с интрузией диоритовых порфиритов, **постмагматической** - ретроградное изменение магнезиальных скарнов, формирование известковых скарнов и их ретроградное изменение, и синхронно со скарнами – образование КПШ- и биотитовых метасоматитов в магматических породах, и **рудно-гидротермальной** - формирование магнетитовой, шеелит-молибденитовой, сульфидной, полиметаллической, золоторудной, редкометальной-редкоземельной минерализаций, которые накладывались и на скарны, и на магматические породы и сопровождалась зонально распределенными калиевыми и кварц-серицитовыми метасоматитами, аргиллизитами и пропилитами.

Изучение (THSMG-600 Linkam, Раман-спектроскопия) флюидных включений (ФВ) в минералах из разных типов минерализации показало, что порфировая

минерализация образовалась из высокотемпературных (>530 до 300°C) флюидов умеренной (19 до 17 мас. % NaCl-экв.) солености. Формирование скарнов происходило при более низких температурах (420 - 180°C) из водных Na-K-Mg-Ca-хлоридных флюидов ( $T_e$  от -50 до -21°C) с уменьшением солености от 36-33 до 13-8 масс. % при падении температуры, а золотополиметаллическая минерализация отлагалась из Na-хлоридных флюидов с соленостью не выше 10-12 мас. % NaCl-экв. и температурах, не более 300°C.

Для выяснения возможных источников серы в минералообразующем флюиде, был изучен изотопный состав серы сульфидов месторождения Быстринское, а также других месторождений региона (Мо-порфировые Шахтаминское, Бугдаинское и Ау-полиметаллическое эпиптермальное Ново-Широкинское), которые также ассоциируют с магматическими телами шахтаминского интрузивного комплекса. Установлено, что значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов Быстринского месторождения варьируют от +6.0 до +13.4 ‰ (среднее +10.0 ‰ при  $n = 31$ ), что существенно отличается от значений сульфидов Бугдаинского месторождения ( $\delta^{34}\text{S}$  - от -1.7 до +4.7 ‰; среднее +1.8 ‰,  $n = 24$ ), которые близки к значению магматической серы (0±5 ‰; [11]). В то же время, они практически совпадают с таковыми расположенного рядом месторождения Ново-Широкинское (от +8.8 до +11.5 ‰; среднее +10.3 ‰,  $n = 25$ ), для которых предполагается заимствование серы из окружающих осадочных пород, содержащих захороненную морскую воду [12] (В.Ю. Прокофьев и др. 2017). Значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов Шахтаминского месторождения (от +5.8 до +9.6 ‰, среднее +6.9 ‰,  $n = 19$ ) занимают промежуточное положение между месторождениями Бугдаинское и Быстринское. Это означает, что контаминация серой осадочных пород, которая могла иметь разную природу, проявилось в изученных месторождениях в разной степени. При этом важно отметить, что наиболее высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  характеризуют сульфиды наиболее золотоносных Быстринского и Ново-Широкинского месторождений. Можно предположить, что добавка серы из корового источника могла являться одной из причин высокой золотопродуктивности минералообразующих систем этих месторождений.

Рассмотренные данные показывают, что Быстринское месторождение представляет собой пример высокопродуктивной на Cu и Au скарново-порфировой рудообразующей системы, которая образовалась в постколлизивной обстановке и ассоциировала с внутриплитным адакитовым магматизмом.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ в рамках грантов 18-05-00673а и 19-05-00476а.

### Литература

1. Sillitoe R. Porphyry-copper systems // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 3-41
2. Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M., Einaudi M., Zurcher I., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features // *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary vol.* 2005. P. 251-298
3. Коваленкер В.А. Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфировых и эпиптермальных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С.143-214
4. Cooke D.R., Agnew P., Hollings P. et al. Porphyry indicator minerals (PIMS) and porphyry vectoring and fertility tools (PVFTS) – indicators of mineralization styles and recorded of hypogene geochemical dispersion halos // “Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration” (Ed. V. Tschirhart and M.D. Thomas). 2017. P. 457–470

5. Richards J. (2005) Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits. In Porter TM (ed) Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective, v. 1: Adelaide, PGC Publishing, 2011. P. 7–25.
6. Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области. Инвестиционные предложения (Харитонов Ю.Ф., ред.). Чита: ЗабНИИ, 2003.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. // М: Недра, 1990
8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплем в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. №5. С. 3-29
9. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Серов П.А. Магматизм Шахтаминского Мо-порфирического месторождения (Восточное Забайкалье) и его источники по геохимическим и изотопным данным // Минералогия Северо-Восточной Азии. Улан-Удэ, ИД Экос, 2011. С. 30-32
10. Martin H, Smithies RH, Rapp R., Moyen J-F, Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V.79. P. 1 – 24
11. Field C.W., Fifarek R.H. Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. // Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Rev. in Econ. Geology. 1985. V. 2. P. 99-117
12. Прокофьев В.Ю., Киселева Г.Д., Доломанова-Тополь А.А. и др. Минералогия и условия формирования Новоширокинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2017. Т.59. №6. С.542-575



## МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СВИНЦОВО – ЦИНКОВЫХ РУДНЫХ ТЕЛ В РУДНЫХ ПОЛЯХ ЧОДОН – ЧОДЬЕН СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА

Нгуен З.Х.<sup>1,2</sup>, Игнатов П.А.<sup>1</sup>, Нгуен М.Х.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ-РГГРУ),  
117997 Россия, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая 23;

<sup>2</sup>Ханойский университет горного дела и геологии, Вьетнам, г. Ханой, ул. Фо Вьен  
e-mail: [nguyenduyhung@humg.edu.vn](mailto:nguyenduyhung@humg.edu.vn), [petrignatov@gmail.com](mailto:petrignatov@gmail.com),  
[nguyenmh289@yandex.ru](mailto:nguyenmh289@yandex.ru).

### Аннотация

В рудных полях Чодон, Чодьен локализованы свинцово-цинковые месторождения, включающие порядка 40% всех запасов Pb-Zn руд Вьетнама. В результате геолого - разведочных работ установлено, что рудные тела имеют сложные формы и различные параметры. Морфологические данные целесообразно использовать при изучении генезиса свинцово-цинковых месторождений в исследованном районе.

**Ключевые слова:** свинцово-цинковые месторождения, формы рудных тел, рудные поля Чо Дон – Чо Дьен.

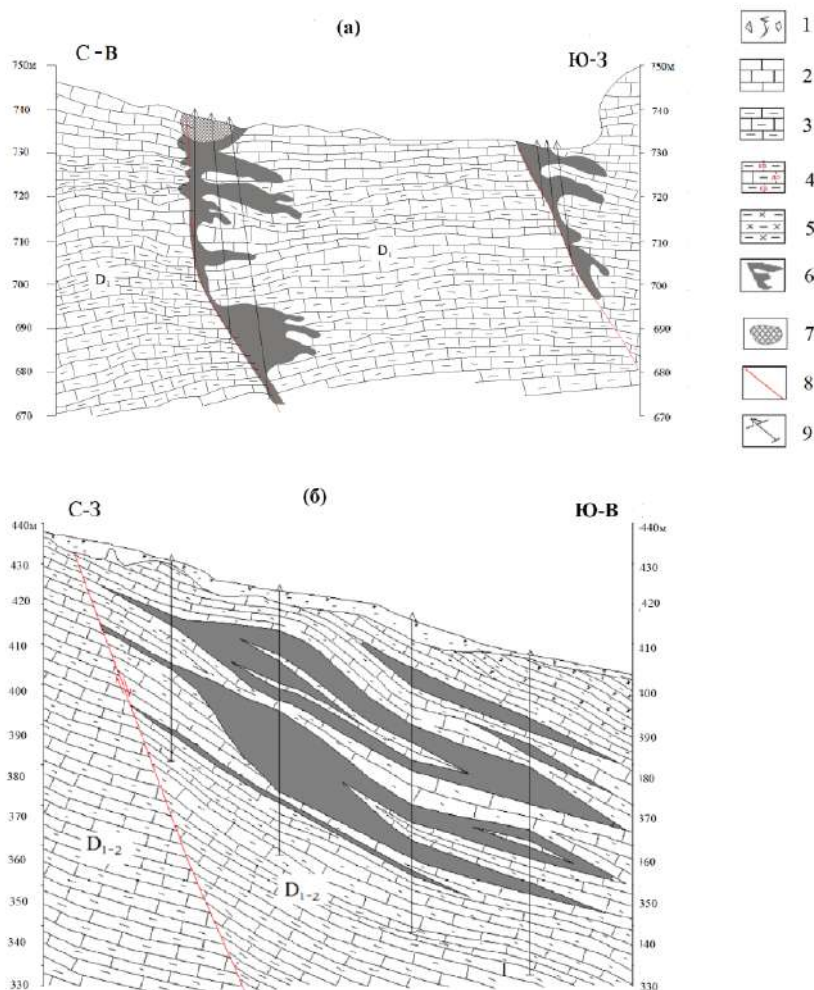
Рудные поля Чо Дон и Чо Дьен находятся в восточной части структуры Ло Гам, где распространены более 50 свинцово-цинковых месторождений. В поле Чодон известны месторождения На Тум, Ба Бо, Лунг Ванг, На Боп, Пу Шап, поля Чо Дьен – Лунг Хоай, Део Ан, Бинь Чай. Залежи свинцово-цинковых руд сосредоточены в замках и крыльях антиклиналей складчатой зоны Фья Хао, сложенной нижнедевонскими карбонатными, терригенными и вулканогенно-осадочными породами. Оруднение связано с позднепермско-триасовым комплексом гранитов Фья Биок.

Выделено два морфологических типа рудных тел - линзы и сложные жилы. Они встречаются изолированно или совместно, слагая сложные многоярусные залежи.

Линзообразные рудные залежи залегают субсогласно с пластами карбонатных пород. Они распространены в рудном поле Чодон на месторождениях Ба Бо, На Тум, На Боп. Рудные тела находятся на границе кварц-серицитовых сланцев и светло-серых, черных известняков, известковистых аргиллитов. Они имеют пологие углы падения ( $20^{\circ} - 30^{\circ}$ ). Размеры рудных тел относительно большие, их длина может достигать 900 м например, рудное тело № 6 месторождения На Тум. Мощность колеблется от 1,2 м (залежь № 6В месторождения Ба Бо) до 24м (рудное тело № 4, месторождения На Тум).

Секущие сложные жилые рудные тела имеют, как правило, крутые углы падения. Такие рудные тела преимущественно распространены в месторождениях Фья Хао, Лунг Хоай, Део Ан, Бинь Чай рудного поля Чо Дьен. Жильные рудные тела приурочены к диагональным разломам, откартированным на юго-востоке района, их углы падения составляют  $70^{\circ} - 80^{\circ}$ . Для них характерны малые мощности от 0,51м (рудное тело № 6 месторождения Бинь Чай) до 2,3м (рудное тело № 13 месторождения Лунг Хоай). Их длина варьирует от 150 м до 700 м.

Ранее выявлены заметно различающиеся соотношения свинца и цинка и концентрации элементов-примесей в рудах месторождений рудных полей Чо Дон и Чо Дьен [Нгуен и др., 2018]. В какой-то мере это коррелируется с распространением выделенных разных по форме рудных тел. Следовательно, надо предполагать существенно разные физико-химические обстановки рудообразования.



**Рисунок 1.** Геологические разрезы рудных тел месторождений рудных полей Чо Дон и Чо Дьен, а – Лунг Хоай, б – Ба Бо.

1 - почвенно-растительный слой и латериты; 2 - известняки; 3 - известковистые аргиллиты; 4 - доломитизированные известковистые аргиллиты; 5 - кварц-серицитовые и глинистые сланцы; 6 - сульфидные рудные тела; 7 - окисленные руды; 8 - разрывы; 9 - разведочные скважины.

### Литература

1. Довжиков А.Е., Буй Фу Ми, Василевская Е.Д. и др.. Геология Северного Вьетнама. Ханой, Вьетнам: Наука и Техника. 1965. 668с.
2. Чан Ван Зьон: Геологическое строение и условия формирования полиметаллических рудных полей Северо-Восточного Вьетнама. Автореферат на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Баку. 1990
3. Нгуен Ч.Тх, Нгуен К.З, Ву Л.Т.. Рудные характеристики и генезис свинцово-цинковых руд месторождения На-Тум, Чо Дон, Баккан. Ханой, Вьетнам: Журнал природных ресурсов и охраны окружающей среды, 2014.
4. Нгуен З.Х., Игнатов П. А., Нгуен Ч. Тх., Танг Д. Н.. Минералого-геохимические характеристики свинцово-цинковых месторождений района Чодон-Чодьен Северного Вьетнама. 2018, Известия вузов: геология и разведка. № 5, с.31-38.
5. Отчеты по разведочным работам рудных полей Чо Дон – Чо Дьен в период с 1960 г.

## К ВОПРОСУ О СОСТОЯНИИ, СТЕПЕНЕЙ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВАХ РАСШИРЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА (УЗБЕКИСТАН)

*А.А.Варисов<sup>1</sup>, Н.М.Хакбердиев<sup>1</sup>, Д.Х.Асабоев<sup>2</sup>, Х.А.Ахмедов<sup>1</sup>*

*<sup>1</sup>ГП «Госгеолинформцентр», <sup>2</sup>ГП «Институт минеральных ресурсов»  
Госкомгеологии Республики Узбекистан, Ташкент, Узбекистан*

### **Аннотация**

В тезисе докладов приведена информация о современном состоянии, степени использования и перспективах расширения минерально-сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых Восточного Узбекистана.

**Ключевые слова:** месторождения, неметаллические полезные ископаемые.

В 2013-2018 гг. ГП «Госгеолинформцентр» и ГП «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии Республики Узбекистан при активном участии специалистов ряда производственных организаций провел комплексную прогнозно-минерагеническую, аналитико-технологическую и геолого-экономическую оценку минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых Восточного Узбекистана охватывающая территории Ташкентской, Наманганской, Ферганской и Андижанской областей. Восточный Узбекистан располагает крупными разведанными и потенциальными ресурсами неметаллических полезных ископаемых (НПИ) среди других регионов Узбекистана: более 90 видов полезных ископаемых – горно-рудное, горно-химическое сырье, камнесамоцветное и строительные материалы.

**Наманганская область.** По состоянию на 01.01.2019 г. в регионе разведаны 62 месторождений НПИ. Наибольшее количество месторождений приходится на долю строительных материалов. Запасы горно-рудного сырья представлены сырьем для производства минерального волокна и плавикового шпата (флюорит), запасы строительных материалов – кирпичным, песчано-гравийным материалом, строительными, облицовочными камнями, известняками для извести.

**Андижанская область.** По состоянию на 01.01.2019 г. в регионе разведаны 38 месторождений НПИ, представленных строительными материалами и цементным сырьем [83]. Наибольшее количество месторождений приходится на долю строительных материалов. Область не отличается многообразием видов сырья для строительной индустрии. Имеющиеся запасы позволяют производить довольно скромный перечень видов продукции: кирпич-сырец и жженный, песок и цемент.

**Ферганская область.** По состоянию на 01.01.2019 г. в регионе разведаны 70 месторождений НПИ, представленных горно-химическим сырьем и строительными материалами. Наибольшее количество месторождений приходится на долю строительных материалов.

**Ташкентская область.** По состоянию на 01.01.2019 г. в регионе разведаны 197 месторождений НПИ. Наибольшее количество месторождений приходится на долю строительных материалов, представленных всеми типами полезных ископаемых, что позволяет производить различные виды продукции и строительных материалов: кирпич-сырец, жженный кирпич различных марок, щебень, песок, гравий, песчано-гравийная смесь, цемент различных марок, известь, стекло, и керамзит.

И так, на территории Восточного Узбекистана учтены 367 месторождений по 26-ми видам НПИ, представленных горно-рудным, горно-химическим, камнесамоцветным

сырьем и строительными материалами. (табл.). 253 объектов вовлечены в отработку, остальная часть по разным причинам не отрабатывается.

Таблица

**Распределение месторождений неметаллических полезных ископаемых  
Восточного Узбекистана (по состоянию на 01.01.2019 г.)**

Вид полезного ископаемого	Всего месторождений / из них неразрабатываемые (обл.)			
	Андижан	Наманган	Фергана	Ташкент
Высокоглиноземное сырье				2/2
Плавиновый шпат		1/1		3/3
Полевошпатовое сырье				1/1
Сырье как минеральная подкормка для сельскохозяйственных животных и птиц			1/1	1/1
Сырье для производства мин. волокна		1/1		
Барит				5/2
Минеральные краски			1/-	1/1
Цветные камни				8/7
Глины для буровых растворов			2/1	
Глины для грубой керамики			1/1	
Известняки для обжига на известь	1/1	2/1	2/-	3/2
Йод		1/1		
Каолины				1/1
Керамзитовое сырье			3/-	1/-
Кирпично-черепичное сырье	22/7	38/5	19/10	118/18
Камни пильные				1/-
Мелоподобные породы		1/-		
Пески для строительных работ и производства силикатных изделий			3/3	1/-
Песчано-гравийные материалы	9/4	8/4	25/5	21/1
Природные облицовочные камни		7/1	1/-	16/8
Стекольное сырье			1/1	2/2
Строительные камни	2/2	2/-	3/1	2/1
Суглинки для рекультивации земель				3/2
Сырье для производства мин. ваты				1/-
Сырье для строительства плотин			5/2	
Цементное сырье	4/2	1/-	2/-	13/3
Гипс и ангидрит			2/1	1/1
<b>Всего</b>	<b>38/16</b>	<b>62/14</b>	<b>70/27</b>	<b>197/57</b>

Район также располагает многими видами НПИ, их проявления и площади выявлены в ходе геолого-съёмочных и других специализированных работ. Из них многие являются востребованными на мировом и внутреннем рынке на сегодняшний день. В качестве высокотехнологичных видов сырья нами предлагается к изучению особо чистое сырье, представленное жильным кварцем, монокварцитами, используемыми для стекольно-керамического производства, технический и металлический кремний для электронной промышленности, полевошпатовое сырье,



*«Новые идеи в науках о Земле»*



широко используемое в керамическом производстве и строительной индустрии, породы группы базальта, применяемые в камнелитейном производстве, в тепло- и звукоизоляционных материалах.

## О ВТОРИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЯХ, СООТВЕТСТВУЮЩИХ РУДНЫМ РАЙОНАМ И УЗЛАМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

*Алексеенко В.А. (ЮФУ, vl.al.alekseenko@gmail.com),  
Швыдкая Н.В. (КГАУ, nepeta@mail.ru)*

### **Аннотация**

Рассматриваются особенности вторичных геохимических полей, соответствующих рудным районам и узлам месторождений полезных ископаемых, а также использование полей для оценки территорий с не выходящими на поверхность рудами.

**Ключевые слова:** месторождения полезных ископаемых; геохимические аномалии; поля концентрации и перераспределения рассеяния.

Оконтуривание районов и узлов, перспективных для поисков, не выходящих на поверхность рудных тел и месторождений, важно в регионах с обрабатываемыми и отработанными месторождениями. Важно оно и в новых регионах, где к настоящему времени выявлены только отдельные, часто неперспективные до проведения серьезных оценочных работ, рудопроявления и даже точки минерализации и аномалии. Такое оконтуривание представляет собой выделение полей концентрации и перераспределения химических элементов. Эти поля можно рассматривать как совокупность крупных (до  $n \cdot 100 \text{ км}^2$ ) геохимических аномалий. Для их выявления необходимо проведение геохимических исследований в масштабе не крупнее 1: 500 000. Желательно для выявления вторичных полей использовать ландшафтно-геохимическую основу, а для выявления первичных – данные термобарогеохимических исследований [2,3,4].

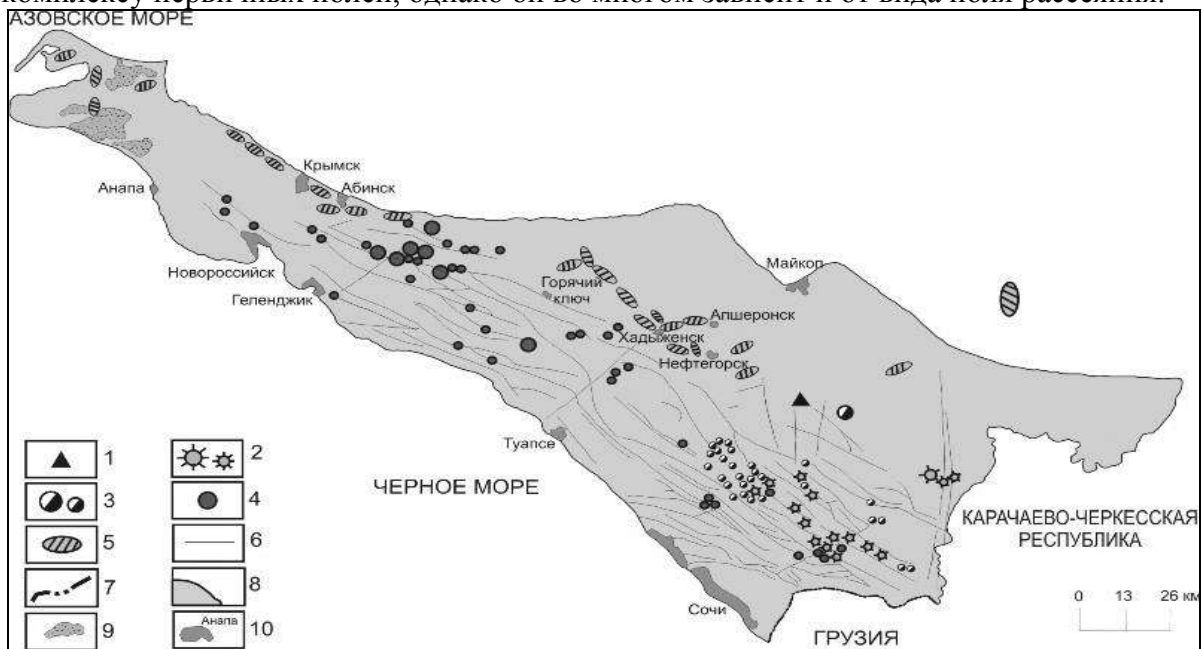
Прогнозирование и выделение рассматриваемых первичных геохимических полей связаны с именами таких ученых, как Н.И. Сафронов, И.И. и А.И. Гинзбург, К.М. Мукаков, Л.В. Таусон, Г.М. Гундобин, Ф.Л. Думлер. По данным последнего, сетку отбора проб можно увеличить до 500x500 м. При такой сети опробования и высокой степени обнаженности им был выделен Карагайлинский рудный узел площадью около 400 км<sup>2</sup> в Центральном Казахстане. Одной из причин сравнительно редкого выявления первичных полей является недостаточная степень обнаженности коренных горных пород на больших участках.

Впервые вторичные (литохимические и биогеохимические) поля рассеяния были предсказаны и выявлены В.А. Алексеенко (1981) при проведении работ в масштабе 1:500 000 на Северном Кавказе [1]. В результате этих работ была установлена принадлежность известных месторождений и рудопроявлений (рис. 1) к определенным вторичным полям (литохимическим рис. 2), (биогеохимическим рис. 3).

Геохимические особенности вторичных полей рассеяния объясняются, с одной стороны, унаследованием особенностей первичных геохимических полей концентрации и перераспределения, а с другой стороны – особенностями процессов миграции элементов в конкретных ландшафтно-геохимических условиях. Основными особенностями вторичных полей являются следующие:

- размеры их превышают размеры первичных полей и в изученных районах (Северный Кавказ) достигают 1500 км<sup>2</sup>;
- соотношение между размерами вторичных полей различных видов непостоянно: над ртутными районами биогеохимические поля рассеяния значительно превышают литохимические, а над нефтегазоносным районом выявлена обратная картина;

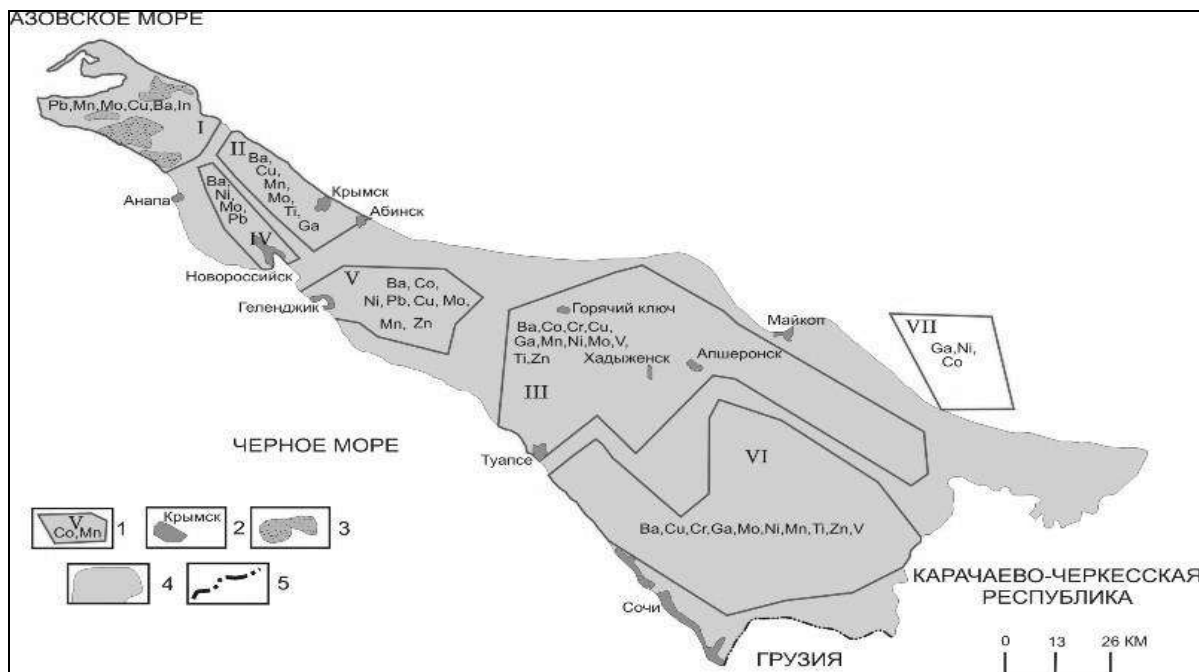
- комплекс элементов-индикаторов в большинстве случаев подобен такому же комплексу первичных полей, однако он во многом зависит и от вида поля рассеяния.



**Рисунок 1.** Карта месторождений полезных ископаемых

Условные обозначения:

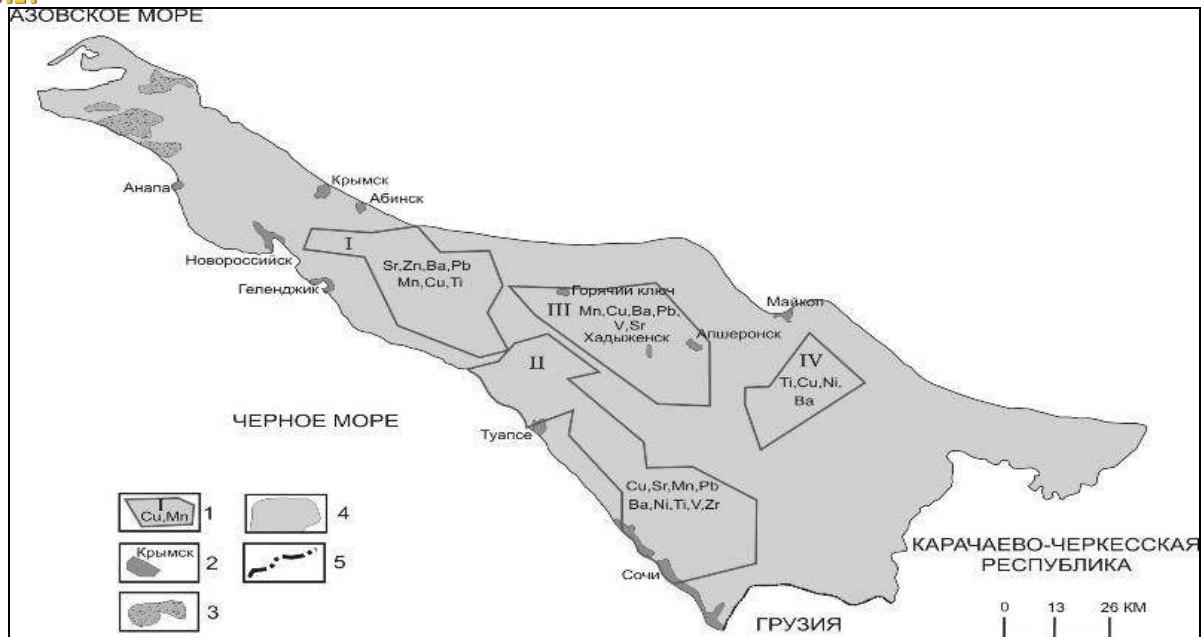
- 1-месторождения золота; 2- месторождения и рудопроявления меди; 3- месторождения и рудопроявления полиметаллов; 4-месторождения и рудопроявления ртути; 5-месторождения нефти и газа; 6-разрывные нарушения; 7-государственная граница; 8-граница исследуемого региона; 9-лиманы; 10-населенные пункты



**Рисунок 2.** Карта вторичных литохимических полей, соответствующих районам и узлам месторождений полезных ископаемых Северо-Западного Кавказа

Условные обозначения:

- 1-граница литохимического поля; 2-населенные пункты; 3-лиманы; 4-граница исследуемого региона; 5- государственная граница;



**Рисунок 3.** Карта вторичных биогеохимических полей, выявленных по распространности и распределению химических элементов в листьях граба обыкновенного  
Условные обозначения:

1-граница литохимического поля; 2-населенные пункты; 3-лиманы; 4-граница исследуемого региона; 5- государственная граница;

Так, литохимическое поле ртутного Сахалинского района (на Западном Кавказе) образуют, кроме прямого индикатора, Ba, Mn, Ti, Co, Pb, Cu, Zn и Ga, а биогеохимическое — Ba, Mn, Pb, Cu, Zn и Ni;

- элементы-индикаторы во вторичных геохимических полях распределены более равномерно, чем в первичных, однако зоны концентрации даже одного и того же элемента не представляют единого участка;
- различные элементы-индикаторы обычно концентрируются в разных частях поля рассеяния. Часто такие участки частично перекрывают друг друга;
- содержание элементов-индикаторов в обогащенных зонах незначительно превышает фон (коэффициент аномальности мал);
- распределение элементов во вторичных полях существенно зависит от ландшафтно-геохимических особенностей района, в связи с чем, колебания фоновых содержаний элементов в почвах и растениях различных геохимических ландшафтов, слагающих поле рассеяния, иногда превышают разницу между фоновым и аномальным содержанием этих же элементов в одном конкретном ландшафте.

### Литература

1. Алексеенко В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых, 1973, 1974 (Казахстан); 1979 (М.: Недра); 1989 (М.: Высшая школа); 2000, 2005 (М.: Логос). 354 с.
2. Алексеенко В.А. Эколого-геохимические изменения в биосфере. Развитие, оценка. М.: Логос, 2006. 520 с.
3. Алексеенко В.А., Суворинов А.В., Власова Е.В. Металлы в окружающей среде. Лесные ландшафты Северо-Западного Кавказа. М.: Универ. книга, 2008. 264 с.
4. Алексеенко В.А., Швыдкая Н.В., Пузанов А.В. О ландшафтно-геохимических особенностях районов отработываемых рудных месторождений //III Международная школа-семинар для молодых исследователей «Биогеохимия химических элементов и соединений в природных средах», г. Тюмень, 23-28 апреля 2018 года. С. 27-48



## ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРАКАТИНСКОЙ ВПАДИНЫ

*Оловов Х.Х. (ГУП «Уранредметгеология» РУз, h.h.olovov@gmail.com),  
Ахмедов М.Ш. (ГП «ИМП» РУз, musher@inbox.ru)*

### Аннотация

Уран является для Узбекистана одним из важных, стратегических видов минерального сырья. По запасам и объемам годовой добычи республика входит в первую десятку стран мира. Весь производимый Узбекистаном урановый концентрат реализуется на рынке природного урана, на котором республика занимает достаточно прочные позиции. Восполнение и развитие минерально-сырьевой базы урана являются первоочередными для геологической отрасли Узбекистана.

**Ключевые слова:** Центрально-Кызылкумская урановорудная провинция, рудопроявление Янгикудук, Кракатынская впадина, зона пластового окисления, средне эоценовые отложения, урановое оруденение.

Центрально-Кызылкумская урановорудная провинция является уникальным геолого-экономическим регионом, где сконцентрированы основные месторождения урана. Уран составляет основную часть полезного ископаемого региона, и добыча его ведется уже более 60 лет. Большая часть месторождений и перспективных площадей относятся к месторождениям «песчаникового типа» оруденения.

В 1975-1979 гг. Букинайской партией №18 ПГО «Краснохолмскгеология» проведены специализированные поиски на уран бурением по сети 12,0-6,4×3,2-0,1 км (масштаб 1:100 000) на Восточно-Терекудукской площади расположенного в восточной части Каракатынской впадины. Развитие уранового оруденения было установлено на 4-х буровых профилях в виде узкой полосы по предварительно откартированным границам выклинивания зоны пластового окисления (ЗПО) в песчаных отложениях среднего эоцена. По некоторым профилям выявлены единичные урановорудные пересечения с забалансовыми параметрами. Зона пластового окисления Восточно-Терекудукской площади обрамляет предгорно-равнинную часть западного окончания гор Северный Нуратау от северной до юго-западной части.

Основные перспективы Восточно-Терекудукской площади (рис. 1) были связаны с доизучением морфологии ЗПО и связанного с ней уранового оруденения в песчаных отложениях среднего эоцена. Кроме этого, перспективными на выявление уранового оруденения в связи с развитием ЗПО являются песчаные отложения маастрихтского горизонта верхнего мела. Отложения маастрихтского горизонта являются основными рудовмещающими толщами близрасположенного уранового месторождения Терекудук.

В 2011 году было принято решение Госкомгеологии РУз о проведении опережающих специализированных поисковых работ на уран в пределах Восточно-Терекудукской площади силами Государственного предприятия «Комплексная геолого-съёмочная поисковая экспедиция». Поисковые работы были направлены на выявление уранового оруденения в отложениях маастрихтского горизонта верхнего мела, среднего и нижнего эоцена, с оценкой прогнозных ресурсов урана и попутных полезных компонентов по категории Р<sub>2</sub>.

Опережающие специализированные поисковые работы были направлены на изучение потенциальной рудоносности и морфологии ЗПО в песчаных горизонтах маастрихта и среднего эоцена по сети бурения 3,2-1,6-0,8×1,6-0,8-0,05 км. Но по результатам ранее проведенных работ на площади были выявлены пласты битуминозных глин. В связи с этим, геологическим заданием было предусмотрено

попутное изучение потенциальной рудоносности отложений нижнего эоцена на битуминозные глины по сети скважин 3,2-1,6×1,6-0,8 км.

По результатам работ в отложениях нижнего эоцена были вскрыты пласты битуминозных глин, которые представлены серыми и темно-серыми запесоченными глинами, с чешуей рыб, обугленной растительной органикой. В фациальном отношении осадки нижнего эоцена типичные морские накопления. Отложения нижнего эоцена широко развиты в северо-западной части изучаемой площади и залегают на карбонатных отложениях маастрихтского горизонта. Мощность отложений нижнего эоцена от 10 до 45 м.

Радиометрические исследования керн скважин показали наличие небольшой гамма-активности в битуминозных глинах. Лабораторные исследования керновых проб по глинам показали наличие радия и урана в них. По результатам рентгеноспектрального анализа в отложениях нижнего эоцена практически во всех скважинах, вскрывающих пласт битуминозных глин, установлены интервалы с повышенными содержаниями молибдена.

На стадии опережающих поисковых работ проводилось доизучение наличия рудоносности в маастрихтском горизонте связанная с границей выклинивания зоны пластового окисления на восточном фланге месторождения Терекудук. В результате проведенных работ было уточнено положение ранее установленной границы выклинивания ЗПО, где вскрыты аномальные зоны радиоактивной интенсивностью до 40 мкР/час, которые приурочены к крыльевым частям ЗПО. Рудных тел с промышленным оруденением урана в маастрихтском горизонте не было выявлено.

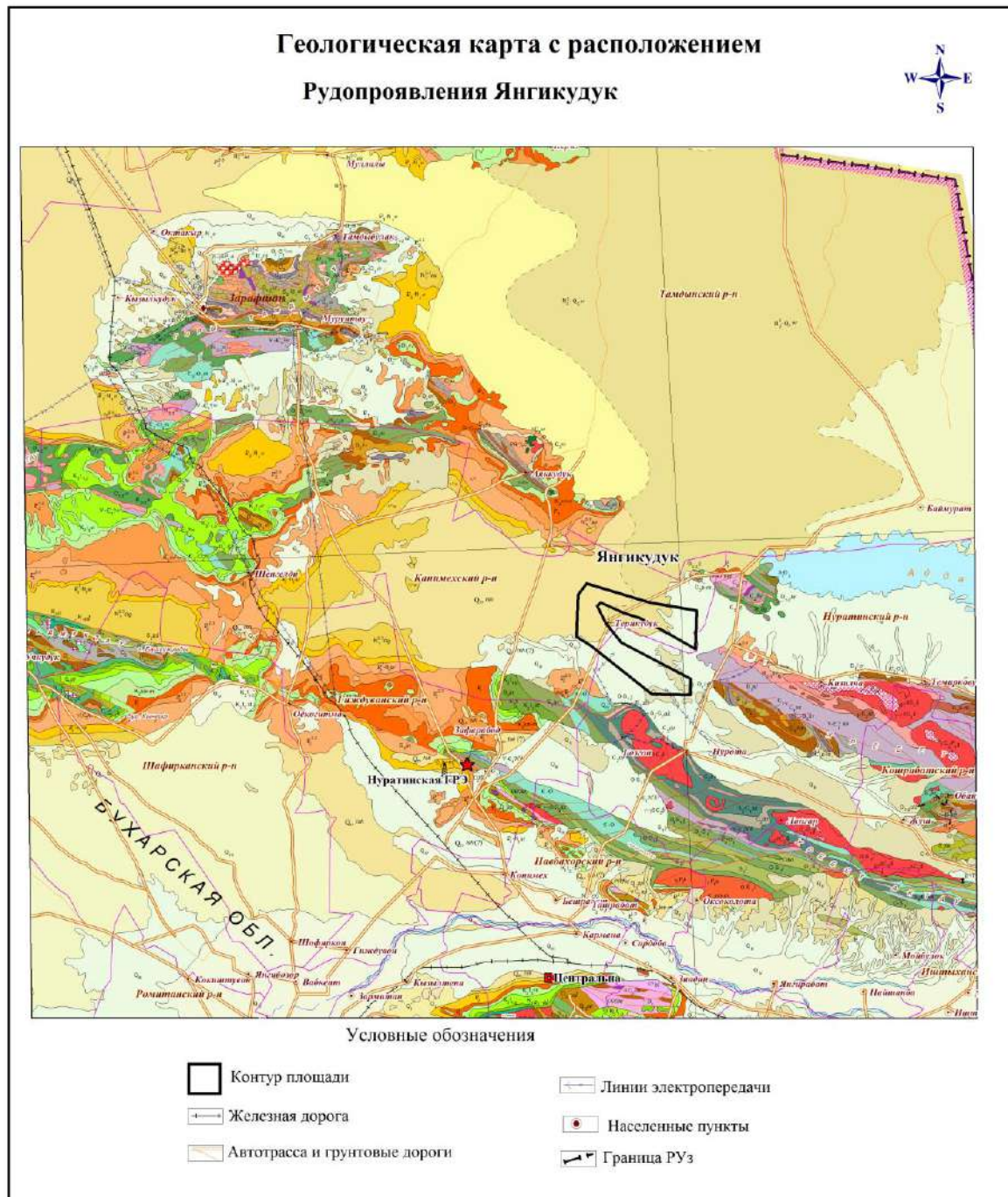
В песчаных отложениях среднего эоцена была сформирована рудоносная зона, которая четко контролируется границей развития зоны пластового окисления. В ряде скважин были установлены высокие содержания и кондиционное урановое оруденение. Урановое оруденение зафиксировано в начале радиометрическим прослушиванием керн, затем методом гамма каротажа скважины и проверены лабораторными исследованиями. В разрезе урановое оруденение приурочено к крыльевым и мешковым частям зоны пластового окисления. Морфология рудной залежи простая. Протяженность рудоносной части границы выклинивания ЗПО составляет в плане порядка 35 км. Глубина залегания оруденения от 64 до 172 м. Мощность отложений среднего эоцена меняется в сторону увеличения в направлении от востока к северо-западу в северной предгорной части и от юго-восточного в восточном направлении по юго-западной предгорной части в пределах значений от 15 м до 45 м. Мощность руды от 0,3 до 3,2 м, в среднем составляет – 2,0 м, содержание урана от 0,017 до 0,416% (ураганное в мешковых частях), в среднем - 0,087%. При этом, Средняя ширина урановорудных тел от 50 м до 200 м в мешковых частях, в среднем составляет 81 м.

Кроме того, в контуре урановорудных тел в отложениях среднего эоцена установлены высокие содержания попутного полезного компонента (ППК) рения, что повышает промышленную значимость выявленного оруденения, поскольку рений может извлекаться в продуктивные растворы попутно с основным металлом. Прогнозные ресурсы рения подсчитаны по категории  $R_2$ .

Результаты проведенных опережающих специализированных поисковых работ показали перспективность Восточно-Терекудукской площади на выявление уранового месторождения. Решение НТС Госкомгеологии Восточно-Терекудукская площадь была переименована на рудопроявление урана Янгикудук (рис.1), с рекомендацией по проведению дальнейших стадий геологоразведочных работ.

Рудопроявление урана Янгикудук (рис.1) расположено в непосредственной близости от разрабатываемых месторождений рудоуправления №5 Государственного предприятия «Навоийский ГМК». Проведение оценочных и разведочных стадий работ

на рудопроявлении урана Янгикудук дадут возможность расширить минерально-сырьевую базу урана в Западно-Нуратинском горнорудном районе.



*Рисунок 1. Схематическое расположение рудопроявления Янгикудук на геологической карте Центральных Кызылкумов.*

### Выводы

Восточно-Терекудукская площадь, выявленная в процессе прогнозно-оценочных работ, была оценена как перспективная на выявление уранового оруденения в кампан-маастрихтских отложениях мелового возраста. Но проведенные опережающие специализированные поисковые работы выявили урановое оруденение связанное с границей пластового окисления в отложениях среднего эоцена палеогенового возраста. Выявленное оруденение имеет относительно неглубокое залегание от 64 до

172 м, с мощностью рудного тела от 0,3 до 3,2 м, в среднем составляет – 2,0 м, содержание урана от 0,017 до 0,416%, в среднем - 0,087%. Средняя ширина урановорудных тел от 50 м до 200 м, в среднем составляет 81 м. Несомненно, выявленное рудопроявление в будущем расширит минерально-сырьевую базу урановой отрасли страны, с обеспечением запасов не только урана, но и рения и других сопутствующих металлов.

### **Литература**

#### *Опубликованная*

1. Каримов Х.К., Бобонаров Н.С. и др. «Учкудукский тип урановых месторождений Республики Узбекистан», Ташкент, 1996 г. 128 с.

2. Временное методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, 1993 г. 12-45 с.

3. Методические указания по проведению геологоразведочных работ на уран по стадиям (прогнозно-геологические, поисково-оценочные и разведочные работы) в породах осадочного чехла. Ташкент, 2011, 23-66 с.

#### *Фондовая*

4. Сининький Л.А. и др. Отчет о поисково-оценочных работ по району Каракатинской впадины и Западному обрамлению Нуратинских гор за 1975-1979 гг. 174 с.

5. Оловов Х.Х. Абдурахманова З.Т. и др. Отчет о результатах опережающих специализированных поисковых работ на рудопроявлении урана Янгикудук за 2011-2014 гг. 198 с.

## ВОЛЬФРАМ-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — НЕТРАДИЦИОННЫЙ ДЛЯ РОССИИ ТИП ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Лаптева А.М.\* (Москва, ФГБУ «ВИМС», [lapteva@vims-geo.ru](mailto:lapteva@vims-geo.ru)),  
Березнев М.В. (Москва, ФГБУ «ВИМС», [bereznev\\_m@vims-geo.ru](mailto:bereznev_m@vims-geo.ru))*

### Аннотация

В докладе рассматриваются основные характеристики и геолого-структурная позиция месторождений нетрадиционного для России вольфрам-порфирового типа, их роль и перспективы в мировой добыче вольфрама. Также оценены перспективы обнаружения месторождений данного типа на территории России.

**Ключевые слова:** вольфрам, нетрадиционные типы месторождений, порфировые месторождения, вольфрам-порфировые месторождения, мировые ресурсы вольфрама, мировая добыча вольфрама.

Сопоставление отечественной и зарубежной классификаций месторождений вольфрама позволяет увидеть разное отношение специалистов разных школ к объектам, содержащим прожилково-вкрапленное оруденение. Если в российской (а до этого — в советской) классификации все объекты, ее содержащие, относятся к одному — штокверковому — типу, то за рубежом они подразделяются на собственно штокверковые и порфировые. Штокверковые месторождения (как и родственные им в генетическом плане жильные) залегают в породах надынтрузивных зон гранитных интрузивов или в самих гранитах, порфировые, в свою очередь — в пределах или вблизи эпизональных и субвулканических интрузивов кислого состава [4]. При этом вольфрам-порфировые месторождения рассматриваются как компонент непрерывного ряда порфировых объектов, крайними членами которого являются молибден-порфировые и оловопорфировые объекты [2].

В мире вольфрам-порфировые объекты известны примерно с 1950-х гг. В большинстве своем они выявлены на территории Канады и Китая — именно здесь располагаются эталонные для этого типа месторождения: в Канаде Маунт-Плезант (Mount Pleasant), Сиссон (Sisson) и Нортерн-Дансер (Northern Dancer; ранее известного как Логтанг — Logtung), в Китае — Синлокэн (Xingluokeng), Ляньхуашань (Lianhuashan) и Янчулинь (Yanchuling).

На сегодняшний день более пятой части мировых ресурсов вольфрама приходится на долю порфировых объектов.

Несмотря на низкие (на уровне сотых — первых десятых долей процента) содержания  $WO_3$  в заключенных в них рудах, их разработка ведется в Китае (они обеспечивают не менее 10 % мировой добычи вольфрама), а в недалекой перспективе начнется эксплуатация вольфрам-порфировых месторождений в Канаде. Первым среди них будет месторождение Сиссон, на базе которого создается рудник производительностью 11 млн т руды в год, что позволит получать около 5,5–6 тыс. т  $WO_3$  в товарной продукции; его пуск ожидается в 2020 г. В период до 2030 г. в Канаде может быть начата разработка еще двух таких месторождений — Маунт-Плезант и Нортерн-Дансер. Если это произойдет, то порфировые объекты будут обеспечивать примерно треть мировой добычи вольфрама. И это без учета возможных аналогичных событий в Китае. Таким образом, можно утверждать, что в будущем именно вольфрам порфировые месторождения станут одним из важнейших источников вольфрамового сырья, сравнимым по значимости со скарновыми объектами.

Заметим: интерес к вольфрам-порфировым объектам со стороны горных компаний обусловлен возможностью создания на их базе крупных высоко

производительных предприятий, ведущих добычу открытым способом, а пробуждение этого интереса вызвано новыми технологическими возможностями в сфере переработки бедных и убогих руд, делающими эту переработку экономически эффективной.

В свете глобальной тенденции вовлечения в отработку крупных и особо крупных месторождений бедных и убогих руд, доступных для открытой отработки, вообще и вольфрам-порфировых в частности возникает закономерный вопрос о перспективах выявления таких объектов на территории России. В первую очередь — в районах, характеризующихся достаточно развитой инфраструктурой и приближенных к потребителям. Для оценки этих перспектив следует, прежде всего, представить «портрет» вольфрам-порфировых месторождений. Их характеристические особенности в виде модели представлены В.Д. Синклером [3].

Согласно модели Синклера, вольфрам-порфировые объекты обычно представляют собой крупные и сверхкрупные штокверки, образованные кварцевыми жилами и прожилками, содержащими минералы вольфрама (преимущественно шеелит) с попутной молибденовой минерализацией, приуроченные к эпизональным интрузивным и субвулканическим телам пород фельзического состава. В тектоническом отношении они приурочены к зонам слабого до умеренного растяжения в кратонах, особенно в постколлизийных зонах на площадях с утолщенной корой. Их образование протекало в широком временном диапазоне — от палеозоя до кайнозоя, при этом преобладают объекты мезозойского и кайнозойского возраста. Вмещающими оруденение породами в основном служат генетически связанные с минерализацией интрузивные породы, но оно может также размещаться во вмещающих интрузивы осадочных, вулканогенных и метаморфических образованиях. Фельзические интрузивные, генетически связанные с оруденением породы, обычно богаты фтором и имеют порфировую структуру; могут присутствовать слои гребенчатого кварца. На месторождениях, связанных с субвулканическими интрузивами, могут присутствовать туфы и другие вулканические породы.

Гидротермальные изменения, развитие которых контролируется трещиноватостью, часто характеризуются концентрически-зональным строением. Обычно для них характерно развитие минералов грейзенов. Так, на месторождении Маунт-Плезант калишпатизация редка, вольфрамовое оруденение связано с процессами грейзенизации. Богатое вольфрамовое оруденение ассоциирует с зоной кварц + топаз ± серицит ± хлоритовой минерализации, которая, по латерали сменяется контролируемой трещиноватостью, зоной кварц-биотит-хлорит-топазовой минерализации, в пределах которой локализованы более бедные вольфрамом участки. Зона развития пропицитов простирается на расстояние до 1500 м за пределы минерализованных зон. Локально в центральных частях области объемной грейзенизации проявлена калишпатизация. Другие порфировые объекты (в частности — месторождение Синлокэн) характеризуются развитием окварцевания и калиевых изменений; может быть проявлена слабая грейзенизация с развитием мусковита и флюорита. Серицитизированные породы образуют обширный ореол вокруг центральной калишпатовой зоны, а неправильной формы зоны аргиллизации могут накладываться как на калишпатовую, так и на серицитовую зоны. В деталях схемы развития гидротермальных изменений могут быть сложными; в частности, на месторождении Нортерн-Дансер различные этапы образования жильно-прожилковой минерализации характеризуются разными парагенезисами рудных и метасоматических минералов.

Штокверки, образованные кварцевыми прожилками и минерализованными трещинами, сформировавшимися, как правило, в несколько стадий, обрамляют или накладываются на небольшие штоки обогащенных фтором пород. Форма штокверков

обычно цилиндрическая, неправильная или «перевернутой чаши», их протяженность составляет сотни метров при глубине распространения от десятков до сотен метров. В их пределах часто бывают развиты минерализованные брекчии (являются неотъемлемой частью порфировых систем), образующие тела трубообразной или неправильной формы.

Исходя из параметров геодинамической обстановки, в которой находятся известные в мире вольфрам-порфировые месторождения, в России можно выделить несколько регионов, перспективных на обнаружение объектов этого типа [1]. К таковым относятся восточная и северо-восточная части Дальневосточного региона, Алтайский и Забайкальский края и некоторые другие. В частности, вольфрам-порфировые объекты могут быть выявлены в районах известных жильных месторождений (например, Бом-Горхонского); подобный опыт уже имеется в Китае, когда в районе жильного месторождения Дахутан (Dahutang) в провинции Цзянси было выявлено сверхкрупное порфировое месторождение с ресурсами более 1 млн т  $WO_3$ . При этом отсутствие открытий вольфрам-порфировых месторождений в стране в прежние годы можно объяснить нацеленностью проводившихся поисковых работ на выявление объектов с богатыми рудами, тогда как порфировое оруденение характеризуется относительно низкими содержаниями, варьирующими в диапазоне от сотых процента до 0,3–0,4 %  $WO_3$ , и потому не принималось во внимание.

### Литература

1. Митрофанов Н.П. Геодинамические проблемы металлогении олова, вольфрама, молибдена // Отечественная геология. 2018. №6. С. 3–13.
2. Sinclair, W.D. Porphyry Deposits // Goodfellow, W.D., Ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, Canada, Newfoundland, 2007. pp. 223-243.
3. Sinclair, W.D. Porphyry W // British Columbia Mineral Deposit Profiles. B.C. Geological Survey, 1995–2013, pp. 335–338. URL: [http://cmscontent.nrs.gov.bc.ca/geoscience/PublicationCatalogue/Miscellaneous/BCG\\_S\\_MP-86.pdf](http://cmscontent.nrs.gov.bc.ca/geoscience/PublicationCatalogue/Miscellaneous/BCG_S_MP-86.pdf) (дата обращения 24.02.2019)
4. International Strategic Mineral Issues Summary Report: tungsten / by Antony B.T. Werner, W. David Sinclair, and Earle B. Amey. USGS, 1998–2014. URL: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/cir9300> (дата обращения 24.02.2019)

## ПРИКЛАДНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕНДЕНЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ

*Верчеба А.А. (МГРИ, e-mail: aa\_ver@mail.ru),  
Каржева О.В. (МГРИ)*

### **Аннотация**

Рассмотрены особенности прикладной геологии, её места в системе геологического изучения недр и в кластере геологического образования. Отмечено, что необходимо координировать подготовку квалифицированных кадров для геологической службы с перспективными задачами геологического изучения недр. Предложено разработать новую концепцию геологического образования.

**Ключевые слова:** геологическое изучение недр, минерально-сырьевая база, прикладная геология, подготовка квалифицированных кадров, новая концепция геологического образования

Геология как наука и одновременно сфера практической деятельности учёных и инженеров развивалась и развивается в двух взаимосвязанных и взаимно обогащающих направлениях. Первое из них: геология - наука об истории, строении, геодинамических процессах, составе Земли и её космических связях. Это направление образует ядро геологии — классическую, фундаментальную геологию в её широком смысле.

Второе направление, - прикладная геология, на фундаменте первого образует комплекс дисциплин по прогнозу, поискам и разведке минеральных ресурсов, укреплению минерально-сырьевой базы России.

Современное состояние минерально-сырьевой базы прежде всего отличается снижением количества открытий крупных месторождений твёрдых полезных ископаемых, не востребованностью части разведанных запасов как недоступных для освоения, исчерпанием существенной доли поискового задела прогнозных ресурсов, созданного в советское время.

Это связано с недостаточным объемом общегеологических региональных работ, проводимых за счёт государственного бюджета. Доля региональных работ в расходах федерального бюджета по подпрограмме «Воспроизводство минерально-сырьевой базы, геологическое изучение недр» государственной программы Российской Федерации «Воспроизводство и использование природных ресурсов», утвержденной постановлением Правительства Российской Федерации от 15 апреля 2014 г. № 322 в четыре раза ниже расходов на работы по воспроизводству минерально-сырьевой базы.

Согласно стратегии развития геологической отрасли Российской Федерации до 2030 года, утвержденной распоряжением Правительства от 21 мая 2010 года; геологическая отрасль является базовой составляющей экономики страны и обеспечивает минерально-сырьевую, энергетическую и экономическую безопасность Российской Федерации, реализацию ее геологических интересов. Развитие отрасли на перспективу должно быть взаимоувязано с подготовкой инженерных и научных кадров, способных организовывать и проводить геологические исследования недр на мировом уровне.

Постоянное присутствие этого вопроса в резолюциях съездов свидетельствует о системном характере проблем связанных с современным геологическим образованием.

На это на VIII съезде геологов указывал генеральный директор холдинга АО «Росгеология», который подчеркнул, что решение кадровых проблем отрасли является залогом ее развития. Повышение качества образования и мотивация талантливой молодежи для работы в области прикладной геологии, формирование кадрового



потенциала - те важнейшие задачи, которые бизнес, государство и учебные заведения должны решать совместно.

Данный подход к формированию кадрового потенциала для воспроизводства и использования минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых России поддерживается и форсайт-проектом «Геология будущего», предложенным АО «Росгеология». В форсайт-проекте подчёркнуто, что геология – стратегически значимая отрасль экономики, стоящая на защите государственных интересов и что геология – наукоёмкая отрасль современности с высоким инновационным потенциалом, который должен быть заложен в системе высшего геологического образования.

Поэтому подготовка специалистов по прикладной геологии должна обеспечиваться не только современным учебно-методическим уровнем преподавания фундаментальных и прикладных геологических дисциплин, но и сочетаться с научной работой профессорско-преподавательского состава с привлечением к научно-исследовательской деятельности обучающихся и обязательным прохождением учебных, технологических, производственных и преддипломных практик в экспедиционных условиях проведения всего комплекса геологоразведочных работ [1,2].

Только таким образом может быть реализовано динамичное развитие геологической отрасли и геологоразведочных работ и формирование эффективной, инновационной системы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы, обеспечивающей решение поставленных задач на современном этапе и в долгосрочном периоде [3]. Поэтому сохранение высокого качества геологического образования, достигнутого геологической школой России и основанного на принципе триединства: геологическая наука - обучение - геологическая практика является вызовом для высших учебных заведений горно-геологического профиля.

Однако в отношении качества подготовки выпускников геологическое образование имеет ряд проблем.

Не разработаны профессиональные стандарты и основные трудовые функции для выпускников горно-геологических вузов.

В сфере подготовки геологических кадров возникли серьезные проблемы, угрожающие перспективам отечественных геологических школ. Существенно ослаблен кадровый состав российских геологических школ, он нуждается в пополнении молодыми и инициативными специалистами, имеющими производственный опыт.

В учебных программах до низкого уровня сокращены объемы точных и естественных наук, дисциплин по фундаментальным направлениям геологического цикла. В такой ситуации даже через новейшие образовательные технологии невозможно подготовить кадры геологов высокой квалификации.

Особое внимание следует уделять организации и проведению учебных, учебно-исследовательских и производственных практик. Необходимо систематизировать проведение работы по усилению связи производственных подразделений с учебными заведениями на основе создания научно-образовательных центров и базовых кафедр.

Нуждается в финансовой поддержке вузовская наука, оснащение геологических факультетов компьютерной техникой и цифровыми программными продуктами, геофизическими приборами и оборудованием, а также издание учебников, учебно-методических пособий, учебно-методических комплексов и т.д.

Инновационные изменения в геологической отрасли и недропользования предъявляют новые требования к содержанию и качеству геологического образования, вызывают необходимость изменения подходов в организации образовательного процесса. Формирование новых экономических и правовых отношений в обществе

требуют государственной поддержки в решении проблем подготовки кадров геологического профиля.

Изучение геологических дисциплин должно являться неременной составляющей фундаментального естественнонаучного образования, существенно повышая профессиональную компетентность специалистов негеологических специальностей.

Развитие непрерывного геологического образования придаст новое содержание и качество образованию в целом, содействуя укреплению экономического и интеллектуального потенциала России.

Дальнейшее совершенствование качества геологического образования, интеграцию вузовской и академической науки возможно реализовать на основе новой парадигмы – создания научно-производственных центров в академических геологических институтах и базовых кафедр в научно-производственных предприятиях.

Необходимо приступить к разработке новой концепции геологического образования вузов Российской Федерации. В концепции геологического образования Министерство науки и высшего образования (Минобрнауки РФ) совместно с Министерством природных ресурсов и экологии (МПРиЭ РФ) следует определить ответственные организации за разработку профессиональных стандартов, основных трудовых функций для выпускников горно-геологических вузов и техникумов и обосновать потребность в специалистах и научных кадрах (количество, уровень подготовки, требуемые специальности) для воспроизводства минерально-сырьевой базы.

В качестве первоочередной задачи геологического образования в новой концепции следует оказать содействие горно-геологическим вузам в внедрение, в том числе с предприятиями – партнерами, новых образовательных программ в соответствии с профессиональными стандартами приоритетных отраслей экономики по новым направлениям и специальностям в области недропользования с использованием сетевой формы их реализации.

Геологическое образование, как системообразующее естественно-научного образования должно инициировать:

- создание и внедрение системы показателей для оценки качества профессиональных компетенций выпускника, а также получение профессионально-общественной аккредитации образовательных программ (по необходимости);
- осуществление перехода от предметно ориентированного подхода к личностно ориентированным формам организации образовательного процесса и к созданию системы элитной подготовки выпускников;
- развитие практикоориентированных технологий обучения для закрепления навыков, умений в реальных экспедиционных условиях на выездных практиках;
- увеличение доли самостоятельной работы студентов за счет сокращения обязательных аудиторных занятий с расширением доступа обучающихся к образовательным информационным ресурсам;
- обновление содержания всех образовательных программ с учетом развития науки, техники, культуры, экономики, технологий и социальной сферы;
- формирование профессиональные компетенции с учетом потребности всех субъектов и потребителей высшего образования по результатам мониторинга рынка труда и обратной связи с потребителями и выпускниками;
- расширение ассортимента образовательных услуг, создания уникальных программ повышения квалификации и переподготовки специалистов МСК;

- возрождение системы краткосрочного (три года) распределения выпускников с предоставлением им социальных льгот;
- обеспечение стабильного финансирования геологического изучения недр отрасли и, в первую очередь, направить средства на подготовку геологоразведчиков и горняков, которые будут специализироваться в геологическом изучении недр и воспроизводстве минерально-сырьевой базы стратегических видов полезных ископаемых.

Преодоление трудностей в подготовке квалифицированных специалистов для экономики МСБ возможно, исходя из того, что воспроизводство минерально-сырьевой базы следует рассматривать совместно, неотрывно от подготовки кадров для отрасли и модернизации материально-технических ресурсов. Для этого следует установить в стоимости добываемых ликвидных видов полезных ископаемых дисконтированные проценты отчисления на подготовку и переподготовку кадров для геологического изучения недр [4].

Глобализация мира требует от молодых специалистов кроме умения реализовывать на практике профессиональные компетенции, обладать навыками свободного владения интернет-технологиями и английским языком. Следует отметить, что с введением новых форм обучения, в частности дистанционного образования, резко повышается роль самодисциплины обучаемых студентов.

### Литература

1. Резолюция VIII Всероссийского съезда геологов. – Геологический вестник, 2016. №11 (50).
2. Верчеба А.А., Игнатов П.А., Пилипенко Г.Н. О подготовке геологов для урановой отрасли в Российском государственном геологоразведочном университете. Материалы по геологии, поискам и разведке месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Информационный сборник. Вып. 159. Москва, 2015. С 16-18.
3. Концепция геологического образования в России. Материалы совместного заседания коллегии Минобразования РФ и МПР РФ от 19.05.1999. – М.: НИИ-Природа, 2000. – 135 с.
4. Косьянов В.А., Верчеба А.А., Брюховецкий О.С. Геология – отрасль государственная. Металлы Евразии. 2018. №6. С. 24-26.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗОЛОДОДОБЫЧИ В ЕГИПТЕ

*Шарафелдин Х. Э. МГРИ. hanisharfeldin@gmail.com),  
Верчеба А.А ((МГРИ. aa\_ver@mail.ru)*

### Аннотация

В статье приведены сведения о золотодобыче в Египте за период почти 4000 летней истории государства. Несмотря на богатое прошлое, в нынешнем состоянии золотодобывающая промышленность Египта не является ведущей отраслью в экономике страны. Интерес к добыче египетского золота постепенно растет, чему способствовали успехи золотодобывающей компании “Centamin” на руднике Сукари.

**Ключевые слова** золотодобывающая промышленность Египта, месторождений, ресурсы, запасы, история

История золотодобычи в Египте насчитывает более 4 тыс. лет. Древний Египет по праву считается первым в мире золотодобывающим государством, «великой страной золота», и в истории добычи золота занимает особое место. С древнейших времен, находя самородки золота, люди выделяли особые свойства золота. Блеск и цвет самородков позволяли их сопоставлять с Солнцем. Египтяне обожествляли золото, сделав его главным материалом для изготовления украшений фараонов, которые были согласно мифологии сыновьями бога солнца Ра [Старостин, 2014]. Nebu является египетским символом для золота (𐀎) [Dietrich, 2001].

Первыми рудознатцами были египтяне, находившие золото в руслах сухих рек (вади) ещё 4-5 тыс. лет до н.э. Артефакты свидетельствуют о том, что Египет за свою многовековую историю организовал крупную для своего времени золотодобычу, которая была под контролем фараонов. Египетские фараоны накопили у себя огромное количество золота и в древнейшие времена ходили легенды об их богатстве. Всё это золото в основном добыто египтянами. Древний Египет сыграл огромную роль, как в истории человечества, так и в истории золота [Голенков, 2015].

Именно в Египте начались первые в мире систематические поиски и масштабные разработки россыпных и рудных месторождений. В районе Вадии-Хаммамат (высохшее в древности русло притока Нила) выявлено более 45 древних горных разработок, рядом с которыми были построены поселения золотодобытчиков, проложены дороги. Промывка и продувка золотоносного песка были основными технологическими способами, которые применяли древнеегипетские старатели для мелкого золота. Уже в те времена разведка золота отличалась от кладоискательства и старатели доказали, что выгоднее перерабатывать всю толщу песков, нежели вылавливать отдельные самородки.

Разработка золота продолжилась и в бронзовом веке, когда золотоносная провинция Египта достигла наибольшего расцвета. За 900 лет здесь было добыто 1,6 тыс. тонн золота. При правлении фараона Тутмоса III (1479–1425 гг. до н.э.) добыча золота превышала 40 тонн в год.

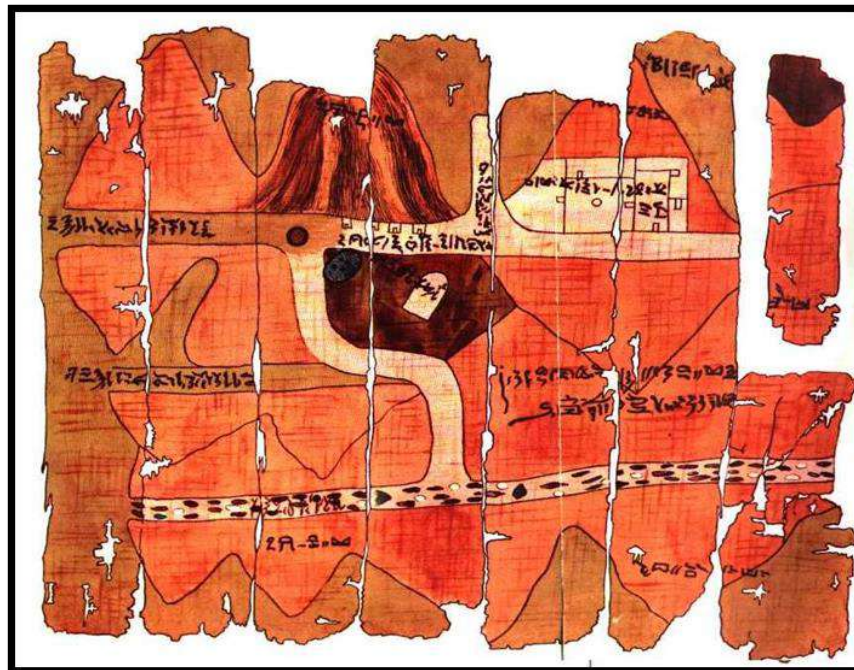
Артефактом существования золотой лихорадки в Древнем Египте является карта местоположения золотых рудников. Это самая древняя в мире карта месторождений, известная историкам как «Туринский папирус», изготовлена на папирусе естественного коричневого цвета (рис.1). На папирусе изображен участок сухого русла Вадии-Хаммамат протяженностью в 15 км с указанием деревень, холмов, золотых копей и каменоломен, а также расстояния между ними. Карта составлена около 1160 г. до н.э. для участников организованной Рамзесом IV экспедиции по поискам золота.

Карта соответствует времени царствования фараона Рамзеса II, если полагать, что на ней обозначена Чистая гора, которая упомянута в Луксорском перечне золотоносных районов Древнего Египта. Большие габариты здания святилища бога Амона показывают, что поселок золотоискателей был крупным населенным пунктом, а время разработки золота было весьма продолжительным.

С геологической точки зрения территория на карте изображена очень подробно, как на современных крупномасштабных картах. Разные цвета, окраски «гор золота», очевидно, отражают разную степень изучения и освоения месторождений.

Историческая золотодобыча в те времена была сосредоточена на неглубокой разработке кварцевых жил и россыпей высохших аллювиальных отложений. Доказательствами деятельности древнейшего горного производства являются древние горные выработки глубиной до 20 м в кварцевых жилах и отвалы горной массы, указывающие на места древних разработок.

Великую золотую историю Египта завершил железный век (1200–50 гг. до н.э.), а всего ко времени захвата Римом египтяне добыли около 6 тыс. тонн золота.



*Рисунок 1. Карта на папирусе изображает 15-километровый участок Вади-Хаммамат. [Harrell, J.A., 1992]*

Таким образом, территория Египта, расположенная на Аравийско-Нубийском щите, являлась первой золотоносной провинцией в мире.

В последние несколько лет золотодобывающая отрасль Египта испытывает ренессанс, хотя современное состояние минерально-сырьевой базы золота Египта не отличается высоким уровнем развития. Запасы золота (Proved + Probable) составляют 256 тонн, прогнозные ресурсы (Identified) оценены в 478 тонн. В то же время территория Египта достаточно перспективна с точки зрения разведки уже известных и новых месторождений золота. Стоит заметить, что до недавнего времени разведкой с помощью современных технологий компании не занимались, поэтому египетские недра изучены достаточно слабо.

В настоящее время производство золота в Египте сосредоточено в трех районах Восточной пустыни: Сукари (Centamine Limited и Pharaoh gold mine), Хамаш (Hamash Company) и Вади-Аллаки (Shalatin Exploration Company). Тем не менее, на данный

момент единственным крупным промышленным золотодобывающим предприятием Египта остается рудник Сукари.

Доказанные и вероятные ресурсы и запасы золота на месторождении оцениваются в 340 тонн. В настоящий момент на объекте производится доразведка глубоких горизонтов, направленная на наращивание подземной добычи руды с высоким содержанием металла [Smith, 2017]. Кроме того, ведется изучение всего участка на предмет возможного наличия попутных компонентов.

Добыча золота на месторождении Сукари началась в 2010 г. Производство золота на руднике Сукари в 2017 г. составило 15,6 тонн, себестоимость добычи унции золота в 2017 г. — 580 \$ US.

### Литература

1. Старостин В.И. Минеральные ресурсы и цивилизация: учебное пособие по межфакультетскому курсу лекций: М.: МАКС Пресс, 2014. – 160 с.
2. Голенков В.А. История добычи золота в разных регионах мира. Экономика и предпринимательство. 2015. № 4-1 (57). С. 625-628.
3. Dietrich K., Rosemarie K., Andreas M. Gold of the Pharaohs – 6000 years of gold mining in Egypt and Nubia, Journal of African Earth Sciences, 2001, v. 33, Issues 3–4, pp. 643-659.
4. Harrell, J.A. and V.M. Brown, 1992b, «The oldest surviving topographical map from ancient Egypt: (Turin Papyri 1879, 1899 and 1969)», Journal of the American Research Center in Egypt. 1992, v. 29, pp. 81-105.
5. Smith, P.; Osman, R.; Franzmann, D.; Johnson, N.; and Boreham, C., Mineral Resource and Reserve Estimate for the Sukari Gold Project, Egypt. 2017 annual results report, Centamin Egypt Ltd, 70p.

## О ВЕРОЯТНОМ ИСТОЧНИКЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА РУЧ. КУРАНАХ И РУЧ. СНЕЖНЫЙ (ВЕРХОЯНСКИЙ РАЙОН, ЯКУТИЯ)

Владимирицева О.В. (МРГИ, аспирант II курса, olga\_9\_4@mail.ru)

### Аннотация

Известно, что источниками современных россыпей могут являться, как коренные рудные скопления золота, так и промежуточные коллекторы. Решение этого вопроса имеет важное практическое и научное значение для прогнозирования золотоносных объектов. На основе морфологического и гранулометрического анализа золотин будет локализован вероятный источник золота россыпей руч. Куранах и руч. Снежный (Верхоянский район, Якутия).

**Ключевые слова:** золото, россыпи, коренной источник, промежуточный коллектор, техногенные отложения, гранулометрический анализ, морфологический анализ, Адычанский район.

Территория работ является частью Адычанской золотоносной зоны, которая прослеживается в бассейне среднего и верхнего течения р. Адыча на 280 км при средней ширине 60-75 км (Верхоянский улус Республики Саха). Ручей Снежный является правым притоком ручья Куранах, впадающего в р. Ирюнджа, которая является правым притоком р. Адыча – главной водной артерии района.

Фактический материал для исследования представлен сведениями об исходных россыпях руч. Куранах – объемы разведки и добычи [2], распределение золота по классам крупности, пробность металла, а также данными шлихового опробования техногенных отложений руч. Снежный и нижнего течения руч. Куранах, проведенного в 2018 г. в объеме 25 проб руч. Снежный и 40 проб из отложений руч. Куранах. Всего было проанализировано 107 золотин.

В долинах ручьев Куранах и Снежный распространены террасы I, II, III эрозионных уровней (рис. 1). Промышленно золотоносной являются отложения террасы III эрозионного уровня [1]. Ее цоколь повсеместно перекрыт аллювиальными отложениями, достигающими мощности 10 м. Золотоносность террасы III эрозионного уровня, не исключает возможности золотоносности террас I и II эрозионных уровней, которые могут являться источниками металла для современных аллювиальных россыпей.

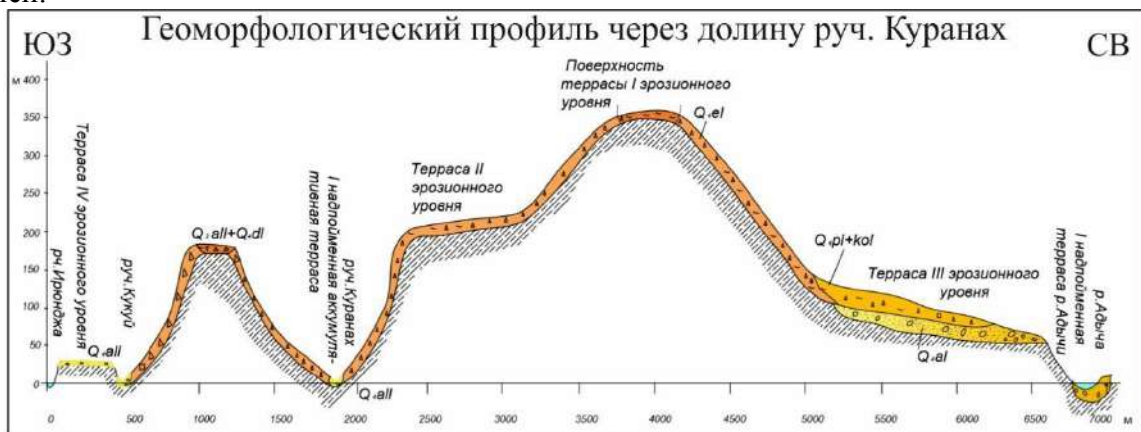


Рисунок 1. Геоморфологический профиль через долину руч. Куранах

Аллювиальные россыпи руч. Куранах

Ручей Куранах берет свое начало из водораздела уровня 900 м. Длина ручья 6 км, уклон ручья составляет 100 м/км. Долина ручья имеет корытообразную форму с шириной долины от 25 до 100 м. Ручей Куранах прорезает фрагменты террас I и II

эрозионного уровня реки Адыча. Поскольку часть аллювиальной россыпи ручья Куранах на данный момент отработана, долину ручья следует разделить на две части. Первая освоенная часть охватывает нижнее течение руч. Куранах – от устья до слияния с руч. Снежным. Всего из россыпи нижнего течения р. Куранах было добыто 140 кг золота [2]. Золото в рассматриваемой россыпи было представлено следующими классами крупности [2]: -5мм – 9,7%; -5+2мм – 24,3%; -2+1мм – 24,8%; -1+0,5мм – 26,2%; -0,5+0,25мм – 12,6%; -0,25+0,1мм – 2,3%; -0,1мм – 0,1% (рис. 2. А).

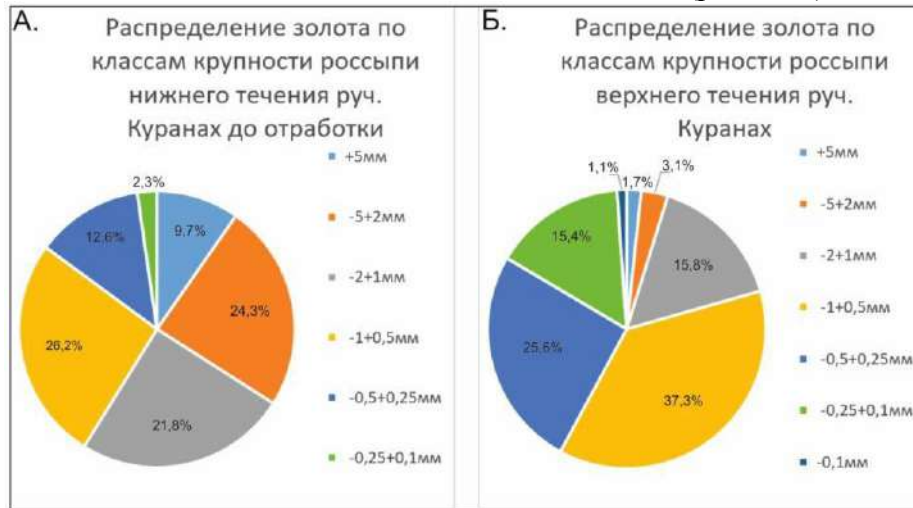


Рисунок 2. Распределение золота по классам крупности исходных россыпей нижнего (А) и верхнего (Б) течения ручья Куранах

Вторая неосвоенная часть россыпи охватывает верхнее течение руч. Куранах – от слияния с руч. Снежный до истока. Долина ручья Куранах представлена русловыми отложениями, отложениями низкой и высокой поймы, а также первой надпойменной террасы. Отложения второй надпойменной террасы представлены фрагментарно и промышленного интереса не представляют [2]. Золото в россыпи было представлено следующими классами крупности: -5мм – 1,7%; -5+2мм – 3,1%; -2+1мм – 15,8%; -1+0,5мм – 37,3%; -0,5+0,25мм – 25,6%; -0,25+0,1мм – 15,4%; -0,1мм – 1,1% (рис. 2.Б).

Пробность золота составляет 765. По результатам разведочных работ [2], промышленного значения россыпь верхнего течения р. Куранах не имеет.

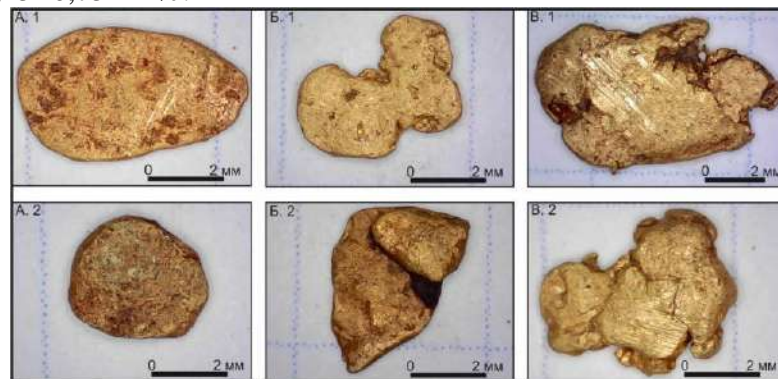
Сравнивая два рассмотренных участка долины руч. Куранах, следует отметить, что доминирующими для нижнего течения руч. Куранах является крупное и среднее золото, которые суммарно составляют 58%, а доминирующим для верхнего течения руч. Куранах является золото средних классов крупности, которое составляет 79%. Это позволяет предположить, что источник россыпи у нижнего и верхнего течения руч. Куранах был различный.

#### Ручей Снежный

Ручей Снежный представляет имеет протяженность 1 км, является правым притоком р. Куранах, который впадает в р. Ирюнджу – правый приток реки Адыча. Долина ручья имеет V-образную форму. Уклон ручья Снежный достигает 100м/км. Исток руч. Снежный располагается на поверхности террасы II эрозионного уровня р. Адыча. Россыпь руч. Снежный была отработана в 2005 году. Данные по разведке и отработке руч. Снежный, а также о морфологии и гранулометрии золота весьма отрывочны. Среднее содержание золота составляло 15 г/м<sup>3</sup>. На фракцию >2мм приходилось порядка 90% металла. Пески начинались на глубине всего 0,2 метра под поверхностью. Мощность аллювиальных отложений не превышала 3 м. В настоящее время русло ручья Снежный заполнено гале-эфельными отвалами,



сложенными несортированным песчаным материалом с валунами и глыбами. Золото из техногенных отложений руч. Снежный можно разделить на три типа по форме (рис. 3): золото хорошо окатанное, имеет форму от округлой до овальной (рис. 3. А.1, А.2); золото комковидное, относительно простой формы с округлыми краями (рис. 3. Б.1, Б.2); золото комковидное со сложными краями (рис. 3. В.1, В.2). Характерной особенностью золота техногенных отложений ручья Снежный является уплощенность золотин. Цвет золотин преимущественно желтый. Степень окатанности золотин – высокая и средняя, отсутствуют зерна рудного облика. На 30% золотин отмечаются гнезда от растворенных сульфидов. Также встречены золотины – «сростки» (рис. 3. Б.2). Тяжелая фракция представлена исключительно золотом, отсутствуют сростки золота с другими минералами. Встречаются золотины в «рубашке» (15 шт из 58), обнаружение которых может указывать на то, что золото поступило в ручей Снежный из промежуточного коллектора – мощной толщи с контрастными гидрохимическими условиями. Распределение золота по классам крупности отложений руч. Снежный имеет следующие параметры:  $-5+2,5$  - 47%;  $-2,5+1,25$  - 51%;  $-1,25+0,75$  - 2%.



**Рисунок 3.** Различные типы золотин техногенных образований руч. Снежный по форме. Класс крупности  $-5+2,5$  мм. А.1, А.2 – золото хорошо окатанное округлой и овальной формы; Б.1, Б.2 – золото комковидное, относительно простой формы с округлыми краями; В.1, В.2 – золото комковидное со сложными краями

Характеристика техногенных образований нижнего течения ручья Куранах

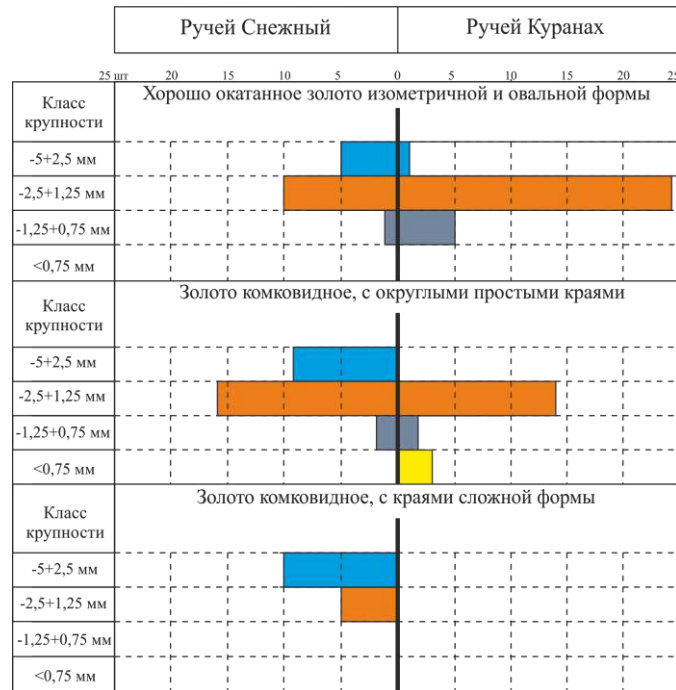
На данный момент отработанная часть русла руч. Куранах перекрыта техногенными отложениями, сформировавшиеся в период отработки россыпи: плохо сортированные гравийно-галечные отложения, с включениями валунов. Тяжелая фракция представлена исключительно золотом.

Золото из техногенных отложений руч. Куранах (рис. 4) можно разделить на два типа по форме: золото хорошо окатанное, имеет форму от круглой до овальной (рис. 4.А); золото комковидное, относительно простой формы с округлыми краями (рис. 4.Б.1, Б.2). Распределение золота по классам крупности ручья Куранах следующее:  $-5+2,5$  - 7%;  $-2,5+1,25$  - 72%;  $-1,25+0,75$  - 17 %;  $<0,75$ мм - 4%.



**Рисунок 4.** Различные типы золотин техногенных образований руч. Куранах по форме. Класс крупности  $-2,5+1,25$  мм.

Золото руч. Снежный и золото руч. Куранах можно охарактеризовать как высокой-средней степени окатанности. Отличительные особенности – отсутствие золота рудного облика и отсутствие сростков золота с другими минералами. Тяжелая фракция представлена исключительно золотом.



**Рисунок 5.** Соотношение количества золотинок техногенных отложений руч. Снежный и руч. Куранах в зависимости от сложности форма по классам крупности

Сравнивая сложность форм золотинок техногенных образований руч. Снежный и руч. Куранах (рис. 5), выясняется, что золото из отложений руч. Снежный имеет более сложную форму. Это означает, что золото руч. Снежный проделало меньший путь от источника до своего нынешнего местоположения, нежели золото из техногенных образований руч. Куранах.

Полученный материал по техногенным отложениям, с учетом данных разведки первичной россыпи руч. Куранах, позволяет сделать несколько выводов. Во-первых, источник россыпей верхнего течения руч. Куранах и нижнего течения руч. Куранах различный, так как в верхнем течении руч. Куранах преобладает золото средних классов крупности, в то время как для нижнего течения характерно крупное золото. Во-вторых, однотипность гранулометрических характеристик и распространенность различных форм золота руч. Куранах и руч. Снежный, вероятно, отражает их единый источник. В-третьих, хорошая и средняя окатанность золотинок, отсутствие сростов золота с кварцем и сульфидами и отсутствие других минералов тяжелой фракции, скорее всего указывает на источник россыпей золота в виде промежуточных коллекторов. Таким источником может быть аллювий террасы II эрозионного уровня, расположенной в верховьях руч. Снежный.

#### Литература

1. Отчет о работе Средне-Адычанской детальной геологопоисковой партии м-ба 1:50000 за 1959 г. /Q-53-57, Q-53-58, Q-53-69, Q-53-71/Лаврухин В.А. и Царьков В.М., 1960
2. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейне руч. Соревнование (выше развед. линии 101), руч. Вечерний, руч. Зеленый, руч. Горняк, руч. Куранах /Бурмакина И.Н. и др. 2007

## ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВА ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

*Дробаденко В.П. \*(МГРИ, drobadenko@mail.ru), Вильмис А.Л. (МГРИ, drobadenko@mail.ru), Луконина О.А. (МГРИ, lu-19\_12@mail.ru)*

### Аннотация

Приводится современное состояние геологоразведочных и горно-технологических работ для освоения заявленного участка железомарганцевых конкреций площадью 75 тыс. км<sup>2</sup>, глубоководного месторождения во впадине Клариион-Клиппертон в средней части Тихого океана, арендуемого Россией. В отличие от геологоразведочных работ отмечается отставание в разработке эффективных технических средств добычи, связанных с выемкой и подъемом горной массы на плавсредство. Поэтому, в связи с планированием промышленного освоения месторождения ЖМК в 2021-2022гг. существует острая необходимость ликвидировать этот технологический разрыв. МГРИ-РГГРУ имеет более 25 летний опыт исследований по решению этих проблемных вопросов на основе патентночистых технологий зарегистрированных в РФ и зарубежных странах. Некоторые из них успешно прошли натурные морские испытания в акватории Черного моря, шельфе Намибии и в других регионах.

**Ключевые слова:** конвенция по морскому праву, железомарганцевые конкреции, кобальто-марганцевые корки, рудное поле Клариион-Клиппертон, гидроподъем, морские испытания, эрлифтные установки, грунтозабор, подготовка инженерных кадров, патентночистые технологии.

В настоящее время все промышленно-развитые страны занимаются решением проблем освоения минеральных ресурсов дна морей и океанов.

Среди групп основных стран по минерально-сырьевому потенциалу твердых полезных ископаемых (ТПИ) в Мировом океане Россия относится ко второй группе, валовая стоимость ресурсов, которых составляет ~ 960,9 млрд. долларов – 12,4 % от общей стоимости ТПИ основных стран (США, Франция, Япония, Китай, Индия). Валовая стоимость железомарганцевых конкреций (ЖМК) Российского заявочного участка площадью 75 тыс. км., арендуемом в рудном поле Клариион-Клиппертон в Тихом океане таких ценных компонентов как Ni, Co, Mn, Si, оцениваются в ~164 млрд. долларов США [1].

Россия активно участвует в Конвенции по морскому праву, работает в Международном органе по морскому дну (МОМД ООН), который в 2001-2002 г. подписал пятнадцатилетние контракты на разведку месторождений полиметаллических конкреций с семью подрядчиками, в частности с ФГУП «Южморгеология» и консорциумом «Интерокеанметалл» в который входят: Российская Федерация, Болгария, Польша, Чешская Республика, Словакия. В 2012г. утвердил российскую заявку на разведку участка глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС), расположенного в северной приэкваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта на глубинах 2-4 км., кобальтомарганцевых корок (КМК) с 2015г. Основными условиями контракта являются изыскание и анализ залежей полезных ископаемых в выделенном районе на исключительных правах, разработка и испытание технологических схем добычи, подъема, транспортирования, обогащения, проведение исследований по экологическим, техническим, экономическим, коммерческим и другим факторам, которые должны учитываться при освоении минеральных ресурсов Мирового океана.

В результате обширных научных геологоразведочных работ, проводимых более 40 лет определен перечень основных видов минерального сырья, содержащий стратегически важные ценные компоненты: ЖМК, включающие Ni, Co, Mn, Si; КМК, имеющие в своем составе Ni, Co, Mn и глубоководные сульфиды, богатые Si, Zn, Pb, Au, Ag. В ближайшее время для освоения наиболее перспективными считаются ЖМК.

Однако, между геологоразведочными и добычными работами в части технического и технологического оснащения образовался существенный разрыв. В 2016г. на Российском заявочном участке, арендуемом в пределах рудного поля Кларифон - Клиппертон, согласно контракту с МОДМ ООН заканчиваются разведочные работы. В 2021-2022гг. планируется промышленное освоение: вначале опытная, затем промышленная добыча. Наиболее слабым местом в этой проблеме считается отсутствие высокоэффективных технических средств добычных работ, связанных с выемкой и подъемом горной массы на плавсредство.

МГРИ-РГГРУ имеет более 25 летний опыт научных, экспериментальных и натурных (в морских условиях) исследований и может внести определенный вклад в решение технологических задач по добыче твердых полезных ископаемых шельфовых и глубоководных месторождений.

В результате научно-исследовательских работ был разработан способ и технические средства для гидроподъема горной массы с морских глубин, новизна которого защищена отечественными и зарубежными патентами (США, Канада, Япония, Франция, Германия), два из которых получили золотую и серебряную медали на Всемирной выставке изобретений в Брюсселе [2]. Они прошли морские испытания в акватории Черного моря с борта НИС «Полигон» с глубины до 100 м [3]. Работы проводились совместно с сотрудниками ЦКБ «Океангеотехника», ПО «Южморгеология» и Черноморской опытно-методической экспедицией. В итоге была выявлена высокая эффективность предлагаемого способа за счет формирования и стабильной подачи высоконасыщенной гидросмеси (более 40%), что позволило разработать технологическую схему глубоководного гидроподъема для условий добычи ЖМК с океанического дна. Эти материалы были представлены на международной конференции «Oceanology international» в Брайтоне (Великобритания).

Сотрудники РГГРУ (МГРИ) в 2005 г. также участвовали в разработке морских алмазосодержащих гравийно-галечно-песчаных отложений на шельфе Намибии, на котором работали несколько алмазодобывающих судов, переоборудованных на базе военных крейсеров. На одном из них «Namibian Gem» (фирмы "Samikor") проводились испытания на глубинах до 200 м. эрлифтного грунтозаборного устройства, разработанного сотрудниками Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе, новизна которого подтверждена патентом РФ.

Корабль был снабжен двумя эрлифтными установками с диаметром пульпоподъемного трубопровода 500 мм, которые расположены на разных его бортах. Одна из них оснащена традиционным грунтозаборным устройством, применяющимся на судне несколько лет. Другая установка — с эрлифтным грунтозаборным устройством нового типа с маятниковым фартуком и механогидравлическим рыхлителем для предварительного гидровзвешивания добываемой горной массы [4].

Результаты проведенных испытаний, основанных на различных экспертных оценках производительности эрлифта с новым грунтозаборным устройством, показали увеличение часовой производительности по твердому в среднем более чем в два раза (>150 м<sup>3</sup>/ч); продолжительность (стабильность подачи) такой часовой производительности по горной массе составляла 67 % против 12 % у применяемой ранее конструкции.

В 2012 г. кафедрой геотехнологии и комплексного освоения месторождений полезных ископаемых проведены аналитические расчеты технологических и энергетических параметров глубоководного подъема горной массы с 400 м. до 6000 м. Результаты этих исследований совместно со специалистами «ИНС DeepSea Dredging» (Нидерланды) представлены на Международной конференции по Океану в 2012г. в Рио-де-Жанейро (Бразилия) [5].

В учебно-научной лаборатории кафедры геотехнологических способов и физических процессов горного производства функционирует уникальная стендовая установка (УСУ) национальной значимости, зарегистрированная в Минобрнауки под № 4-73, на которой студенты проходят лабораторные и практические занятия по комплексному изучению учебных дисциплин, связанных с освоением морей и океанов.

Для совершенствования подготовки специалистов этого профиля МГРИ-РГГРУ совместно с институтом океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук (ИО РАН) организован научно-образовательный центр (НОЦ) «Геологическое изучение и освоение морских месторождений полезных ископаемых», в лабораториях которого проводятся учебные занятия и практики в морских условия (г. Геленджик) по данной специализации.

В ноябре 2015 года на совместном заседании комитета Государственной Думы по природным ресурсам и экологии и Высшего горного совета НП «Горнопромышленники России» по вопросу «О создании морской горнодобывающей отрасли России» был представлен наш доклад о кадровом обеспечении морских горно-разведочных работ. В итоговом документе этого совещания за подписью председателя комитета В.Н. Кашина и председателя совета Ю.К. Шафраника рекомендуется (*... подготовку научных и инженерных кадров в областях морской геологоразведки и разработки месторождений твердых полезных ископаемых Мирового океана с учетом более 25 летнего опыта научных, экспериментальных и натурных (в морских условиях) исследований и выпуска специалистов по данной проблеме возложить на ФГБОУ ВО «МГРИ-РГГРУ»*).

#### Литература

1. Дробаденко В.П., Калинин И.С., Малухин Н.Г. Методика и техника морских геологоразведочных и горных работ. Из-во: «Ин-фолио», 2010 г. 352 стр.
2. Дробаденко В.П., Малухин Н.Г., Луконина О.А., Козлов М.Ю. Перспектива освоения шельфовых и глубоководных месторождений полезных ископаемых. Вестник Российской академии естественных наук, 2013/5 том, стр.102-106.
3. Дробаденко В.П., Малухин Н.Г., Вильмис А.Л., Щемеров А.А. Технология и технические средства для освоения прибрежно-морских шельфовых месторождений. Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2013. № 5. С. 58-61.
4. Дробаденко В. П., Малухин Н. Г., Вильмис А. Л., Козлов М. Ю Морские испытания новой технологии подводной добычи алмазосодержащих пород на шельфе Намибии. Общественно-научный журнал «Вестник Российской академии естественных наук», 2013/6.1, том 13. С. 71-75.
5. ASSESSMENT OF DIFFERENT TECHNOLOGIES FOR VERTICAL HYDRAULIC TRANSPORT IN DEEP SEA MINING APPLICATIONS. Stanislav V., Drobadenko V., Malukhin N., Vilmis A., Heeren J., Bob van Doesburg. Proceedings of the ASME 2012 31st International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering OMAE2012 July 1-6, 2012, Rio de Janeiro, Brazil OMAE2012-8.

## НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПАХ РУД И СТАДИЙНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МОЛИБДЕНА БАДИС (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

*Выдрич Д.Е. (ФГБУ «ВИМС», devrich@mail.ru)*

### **Аннотация**

Комплексные исследования позволили установить несколько морфологических типов оруденения на рудопроявлении молибдена Бадис: вкрапленный, штокверковый, жильный, брекчиевый и мономинеральные прожилки. По результатам изучения минеральных ассоциаций гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород и их пространственных взаимоотношений предложена последовательность минералообразования и выделены следующие стадии: кварц-калишпатовая, кварц-магнетитовая, кварц-молибденитовая и кварц-карбонатно-сульфидная. Минеральное и текстурно-структурное разнообразие руд обусловлено спецификой развития тектонических, метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов, сопровождающих становление мезозойского гранитоидного комплекса рудного поля Бадис, расположенного на сочленении южной окраины Алданского щита со Становой складчатой областью.

**Ключевые слова:** молибденовое рудопроявление Бадис, морфологические типы руд, стадийность минералообразования, линейный штокверк, Становая шовная зона.

Объектом исследования является рудное поле Бадис с одноименным рудопроявлением, расположенным в Нерюнгринском районе Республики Саха (Якутия) в 300 км на юго-восток от пос. Чульман. Поле находится в пределах потенциального Чакатай-Бадисского золото-молибденоворудного узла на сочленении южной окраины Алданского щита со Становой складчатой областью, в зоне пересечения Станового и Таксакандинского глубинных разломов. Площадь рудного поля сложена протерозойскими, мезозойскими гранитоидами и дайками гранодиорит-порфиоров и диорит-порфиоров. Вдоль шовных зон гранитоиды умеренно (до интенсивного) динамометаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций с последующим наложением эпизонального динамометаморфизма высших степеней. Наиболее часто встречаемые гидротермально-метасоматические изменения располагаются в следующем временном порядке (от ранних к поздним): калишпатизация, биотитизация, метасоматическое и прожилково-жильное (штокверковое) окварцевание, пропилитизация, карбонатизация и аргиллизация [1, 3, 5]. Рудопроявление Бадис приурочено к штоку гранит-порфиоров второй фазы раннемелового интрузивного комплекса, вытянутого в плане в западных румбах.

*Цель исследований:* установление геологических факторов образования молибденовых руд, их морфологических разновидностей рудопроявления Бадис.

*Методика работ* включала:

- анализ и научное обобщение фондовых и опубликованных литературных источников и материалов;
- проведение петрографических и минераграфических исследований;
- проведение лабораторно-аналитических работ: рентгенографический фазовый, рентгеноспектральный панорамный, масс-спектральный с индуктивно-связанной плазмой анализы;
- обобщение и интерпретация результатов проведенных исследований.

В процессе исследований проводился комплексный геолого-минералогический анализ, включавший уточнение особенностей геологического строения рудного поля

Бадис: изучение минеральных ассоциаций (парагенезисов), вещественного состава рудовмещающих пород и околорудных изменений по полевым наблюдениям, каменному и фондовым материалам.

Результаты исследований:

Проведенные исследования позволили установить следующие морфологические типы оруденения: вкрапленный, штокверковый, жильный, брекчиевый и мономинеральные прожилки. Ведущим типом, представляющим промышленный интерес, является штокверковый.

Штокверковый тип приурочен к зонам штокверкового окварцевания в эндоконтакте штока гранодиорит-порфиров. Зоны образуют линейные штокверки северо-восточного простирания (60–70°) с падением на юго-восток 80° до субвертикальных. Мощность зон окварцевания с видимой рудной минерализацией колеблется от первых метров до 150 м. Нередко в зонах умеренного и интенсивного штокверкового окварцевания встречаются единичные «стержневые» кварцевые жилы, мощностью 0,1–1,2 м с богатой молибденитовой минерализацией. Данный тип оруденения преобладает и образует основные рудные тела.

Вкрапленный тип распространен довольно широко и связан с зонами кварц-полевошпатового метасоматоза в штоке гранодиорит-порфиров. Содержание молибденита в кварц-полевошпатовых метасоматитах достигает промышленных концентраций при развитии по ним штокверкового окварцевания.

В южной и юго-западной частях штока выделяется жильный тип, образующий прожилково-жильные зоны мощностью 100–200 м с редкими кварцевыми жилами, контролируемые зоной повышенной трещиноватости северо-восточного простирания. Она характеризуется широким развитием субпараллельных маломощных (10–20 см, реже до 30 см) жил и прожилков.

Брекчиевый тип приурочен к зоне взрывных брекчий, которые развиты в северной части штока гранодиорит-порфиров. Несмотря на наличие молибденитовой минерализации в обломках кварца и гранодиоритов, брекчии промышленного интереса не представляют.

Тип мономинеральных прожилков представлен редкими и маломощными (1–3 мм, редко до 10–15 мм) прожилками молибденита «сажистого» облика в штоке гранодиорит-порфиров, реже в взрывных брекчиях.

Изучение вещественного состава минеральных ассоциаций рудовмещающих пород и гидротермально-метасоматических изменений, их взаимоотношений и пространственного распределения позволило определить принципиальную последовательность и выделить основные стадии минералообразования (от ранней к поздней): динамометаморфическую, кварц-калишпатовую, кварц-магнетитовую, кварц-молибденитовую, кварц-карбонатно-сульфидную.

С динамометаморфической стадией связано образование многочисленных линейных тел бластомилонитов (северо-восточного простирания) различной мощности и протяженности. На этой стадии в гранитоидах образовались зоны с одноосной ориентировкой слюдистых минералов и гнейсовидной, линзовидно-полосчатой, полосчатой текстурой.

С кварц-калишпатовой стадией связана калишпатизация гранитоидов, а также формирование многочисленных кварц-эпидотовых, эпидот-хлоритовых прожилков с пиритом и халькопиритом. Наиболее интенсивная калишпатизация выражена на северо-западном и юго-восточном флангах рудопроявления — в эндо-, в меньшей степени в экзозоконтакте штока гранодиорит-порфиров.

В кварц-магнетитовую стадию образуются кварцевые прожилки с магнетитом и небольшим количеством пирита, выявленные на северо-западе и востоке рудного поля,

чаще в калишпатизированных гранодиорит-порфирах. Магнетит наблюдается в виде включений в кварце, а также зачастую приурочен к трещинам спайности в хлоритизированном биотите.

Кварц-молибденитовая стадия является основной рудной стадией. На этой стадии идет развитие зон штокверкового окварцевания. Молибденит ассоциируется с пиритом и халькопиритом. Выделяется три разновидности (генерации) молибденита. Ранний молибденит I генерации формирует рассеянные мелко- и крупночешуйчатые мономинеральные вкрапления в зонах калишпатизации. Молибденит II генерации связан со штокверковым окварцеванием и образует гнездово-вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. А молибденит III генерации представлен редкими и маломощными (1–3 мм, редко до 10 мм) мономинеральными прожилками «сажистого» облика. Каких-либо гидротермальных изменений, связанных с ними, не установлено.

Кварц-карбонатно-сульфидная стадия является самой поздней и с ней связано образование кварц-карбонатных прожилков, пересекающих кварцевые и кварц-молибденитовые прожилки в зонах штокверкового окварцевания, реже в эксплозивных брекчиях. Сульфидная минерализация образует гнездово-вкрапленные текстуры руд и представлена халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, реже блеклыми рудами.

Выводы:

Закономерности локализации оруденения и формирование разных морфологических типов рудной минерализации обусловлены различной тектонической подготовленностью отдельных участков рудного поля Бадис, последовательным развитием тектоно-магматических и рудно-метасоматических процессов.

На примере рудопроявления Бадис выявлены и описаны особенности каждого морфологического типа оруденения (вкрапленные, штокверковые, жильные, брекчиевые и мономинеральные прожилки) и составлены схемы расположения типов оруденения и зональности гидротермально-метасоматически изменённых пород. Доминирующим в промышленном отношении являются зоны штокверкового окварцевания северо-восточного простирания. Для минерального состава рудных тел характерно преобладание молибденита, отложившегося в главную кварц-молибденитовую стадию, при резко подчиненном значении халькопирита, галенита, сфалерита и пирита, связанных с кварц-карбонат-сульфидной стадией.

Изучение вещественного состава минеральных ассоциаций рудовмещающих пород и гидротермально-метасоматических изменений, их взаимоотношений и пространственного распределения позволило разработать схему последовательности минералообразования и выделить следующие стадии: динамометаморфическая (рудоподготовительная или дорудная), кварц-калишпатовая и кварц-магнетитовая (предрудные), кварц-молибденитовая (рудная), кварц-карбонатно-сульфидная (пострудная), гипергенная (оксидная).

Оптические методы (петрографический, минераграфический, оптико-минералогический, микрозондовый) и лабораторно-аналитические исследования (рентгеноспектральный панорамный, масс-спектральный с индуктивно-связанной плазмой, рентгенографический фазовый анализы) позволили для каждой минеральной ассоциации стадий минералообразования дать минералого-петрографические и минералого-геохимические характеристики.

На основании анализа состава минеральных ассоциаций и характера околорудных изменений рудопроявление Бадис отнесено к группе месторождений молибденовой формации по классификации В.Т. Покалова [6, 7]. Исходя из геохимической, минералогической, рудной латеральных и вертикальных зональностей



для рудопроявления Бадис установлен надрудный-верхнерудный уровень эрозионного среза [2, 3, 4, 5].

Выявленные особенности рудопроявления Бадис: вещественный состав руд, зональность морфологических типов оруденения, гидротермально-метасоматическая зональность и стадийность минералообразования являются составной частью геолого-поисковой модели ранга рудного поля. Оценка перспектив рудного поля Бадис базируется на установленных особенностях рудопроявления Бадис, которое может быть использовано для оценки малоизученных аналогичных рудопроявлений Северный и Чопа, а также точек минерализаций, потоков и вторичных ореолов рассеяния в пределах Чакатай-Бадисского рудного узла.

## Литература

1. Выдрич Д.Е. Геолого-структурные особенности штокверковых месторождений молибденовой формации Восточной Сибири и Якутии (на примере Жирекенского и Бугдаинского месторождений и рудного поля Бадис) / Материалы IV Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 16–20 февраля 2015 г., Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. — С. 89–91.
2. Выдрич Д.Е. Интерпретация аномальных геохимических полей медно-молибденового оруденения (рудное поле Бадис) // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Роль геохимии в развитии МСБ ТПИ. Прогноз, поиски, оценка и инновационные технологии освоения редкометалльных объектов», 21–23 ноября 2016 г., Москва, ФГУП «ИМГРЭ». — М.: ИМГРЭ, 2016. — С. 48-49.
3. Выдрич Д.Е. Новые данные о геологическом строении и промышленных перспективах рудопроявления молибдена Бадис (Южная Якутия) // Разведка и охрана недр, 2016, № 6. С. 15–21.
4. Выдрич Д.Е. Особенности молибденового рудопроявления Бадис (Южная Якутия) / Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых. Тезисы докладов шестой научно-практической конференции молодых ученых и специалистов. — М.: ФГУП «ВИМС», 2015. — С. 44–46.
5. Кастрькин Ю.П. Геологические особенности нового рудопроявления молибдена «Бадис» // Геология и геофизика. — 1978. — № 4. — С. 47–56.
6. Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. — М.: Недра, 1972.
7. Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. — М.: Недра, 1992.

## АФРИКАНО-АРАВИЙСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС ДРЕВНЕЙ АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СВЯЗАННАЯ С НИМ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

*Л.Г. Гайсина\** (ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», [lggaysina@zgeo.org](mailto:lggaysina@zgeo.org))

### Аннотация

Рифтовые зоны, зарождающиеся в зонах растяжения земной коры и представляющие собой совокупность продольных грабенов, всегда привлекали внимание геологов, однако в последнее время интерес к ним возрос в связи с открытием на дне океанов рифтовых зон (поясов) огромной протяженности. Хотя линейно-вытянутые впадины, обнаруженные на территории Восточной Африки в XIX веке, в настоящее время относятся к категории рифтов, они долгое время не привлекали к себе должного внимания и считались второстепенными структурными формами. Однако позже было установлено, что с рифтами связана целая группа рифтовых нефтегазоносных бассейнов, формирование которых началось в конце юрского или начале мелового периодов (мезозой) и происходило обычно в течение трех стадий вплоть до олигоцена (кайнозой).

**Ключевые слова:** Африкано-Аравийский рифтовый пояс, нефтегазоносность, рифтовая зона, вулканизм, земная кора, древняя Африканская платформа, нефтегазоносность.

Рифтогенезом (в англоязычной литературе рифтингом) называют процесс горизонтального растяжения земной коры, приводящий к возникновению в ней или ее верхней части весьма протяженных, удлинённых, морфологически четко выраженных впадин, ограниченных, по крайней мере, с одной стороны, и осложненных глубокими продольными разломами. Английский геолог Грегори, описавший подобные структуры в конце прошлого века в Восточной Африке, назвал их рифтами (от англ. – rift – разрыв, трещина, щель), а цепочки из нескольких рифтов обычно именуют рифтовыми зонами.

Африкано-Аравийский рифтовый пояс был заложен на платформенном основании. Африкано-Аравийская платформа и одноименный щит охватывают территорию почти всего Африканского материка, кроме сравнительно небольших областей на северо-западе и крайнем юге, представленных складчатыми зонами. Общая площадь Африканско-Аравийской платформы около 30 млн. км<sup>2</sup>.

Африкано-Аравийская платформа – наиболее крупная среди платформ гондванской группы. По географическим признакам и геологическому строению на территории платформы выделяют пять крупных регионов: Северная Африка, Центральная Африка, Южная Африка, Западная Африка, Восточная Африка с о. Мадагаскар.

Со стороны Атлантического и Индийского океанов Африкано-Аравийская платформа обрамлена периконтинентальными прогибами, которые начали развиваться в режиме рифтов в разное время: с позднего карбона (Намибия, ЮАР, Мадагаскар), перми (Мозамбик, Танзания, Кения, Сенегал, Мавритания), поздняя юра, неоком (Ангола, Гвинея, Сьерра-Леоне, Либерия), апта (Кот-д'Ивуар-Гана, Габон, Экваториальная Гвинея), альба (Камерун, Нигерия). Мезозойское рифтообразование привело к обособлению грабенов Чад и Бенуэ. В мезозое (юра, мел) по краям платформы, совпадающим с границами современного континента, произошло обособление грабенов - зон ступенчатого погружения по Атлантическому побережью (Западно-Сахарский, Мавритано-Сенегальский, Гвинейский и другие прогибы), а также по побережью Индийского океана (Сомалийский, Кенийский, Мозамбикский прогибы)

с чехлом морских верхнемезозойских осадков. Особенно активно погружалась в мезозое северная часть платформы, примыкающая к структурам Средиземноморского пояса.

Новейший этап развития характеризуется становлением гигантской *Восточно-Африканской системы рифтов*. С начала неогена северо-восточная часть платформы вошла в состав Азиатского континента в связи с формированием *Красноморского рифта*.

На Африкано-Аравийской платформе широко представлены образования эпикратонного магматизма разного возраста: архея (вулканы Претория, Понгола, Вентерсдорп Каапвальского кратона, Великая дайка на Зимбабвийском кратоне), раннего протерозоя (Бушвельдский комплекс Каапвальского кратона, базиты на Зимбабвийском кратоне и щите Шайу кратона Конго), рифея (базиты на Танзанийском кратоне щелочные граниты на Туарегском и Аравийско-Нубийском щите, пегматиты Восточно-Африканского пояса складчатости), палеозоя (щелочные комплексы плато Аир в Нигере, Красноморских гор Судана), мезозоя (траппы Каапвальского и Западно-Африканского кратонов, щелочные гранитоиды юры плато Джос Нигерии, меловые кимберлиты на древних кратонах), кайнозоя (щелочные базальты и их дифференциаты на щитовых поднятиях панафриканского фундамента). [1]

Древний континент Африки, начиная с олигоцена, подвергся сильному дроблению и деформациям с образованием огромных *рифтовых впадин* и *сводовых поднятий*. Это обусловило развитие молодого вулканизма в более крупных масштабах по сравнению с другими континентами. На востоке сформировался **Восточно-Африканско-Аравийский рифтовый пояс**, где молодой вулканизм проявился в максимальных масштабах и возникла так называемая **Высокая вулканическая Африка**. Западнее - на территории Сахары - процессы активизации древней платформы выразились преимущественным развитием больших и малых сводов, осложненных горстами и грабенами. Таковы, например, являются своды *Дарфур*, *Тибести*, *Ахаггар* и др. С ними также было связано сильное развитие молодого вулканизма, образование огромных вулканов. Проявления молодого вулканизма в каждом из этих районов имели свои характерные особенности. Однако для всей Африки было характерно, главным образом, развитие базальтов как толеитовой, так и щелочной магмы.

В строении *Африкано-Аравийского рифтового пояса* можно выделить четыре основные ветви, отличающиеся по своему структурному положению, строению земной коры, масштабу и характеру кайнозойских тектонических деформаций, типам рифтогенных структур, роли вулканизма и особенностям развития процесса рифтообразования во времени. Каждая из ветвей состоит из нескольких рифтовых зон:

- 1) западную, или Ньяса-Танганьикскую ветвь;
- 2) восточную, или Кенийско-Эфиопскую ветвь;
- 3) северную, или Красноморско-Левантинская ветвь (рифтовая зона Красного моря);
- 4) Аденскую ветвь (рифтовая зона Аденского залива). [2]

Таким образом, **Центральная Африка** (*Камерун, Чад, ЦАР, Экваториальная Гвинея, Сан-Томе и Принсипи, Габон, Конго, Демократическая республика Конго (ДКР, бывший Заир), Ангола*) и **Восточная Африка** (*Эфиопия, Джибути, Сомали, Кения, Уганда, Танзания, Руанда, Бурунди, Замбия, Малави*) - это районы древних платформ, активизированных на новейшем этапе развития и превращенных в системы больших сводов, рифтов и грабенов. А главную роль в развитии новейшего вулканизма здесь сыграло длительное (начиная с олигоцена) движение и поднятие сводов. При локализации вулканических процессов в той или иной местности большое значение имело **рифтообразование**. Эти два процесса взаимно дополняли один другой.

## Литература

1. Высоцкий В.И. Нефтегазовая промышленность мира (информационно-аналитический обзор) // ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», 2017.
2. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов // Недра, 1976, 279 с.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТЕПЕНИ САМОВОЗГОРАЕМОСТИ УГЛЕЙ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГОРАЗВЕДЧНЫХ РАБОТ С ПРИМЕНЕНИЕМ МЕТОДА МНОГОМЕРНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПО ЭТАЛОННЫМ ТОЧКАМ ПОЛЯ ШАХТЫ «КОКСОВАЯ» КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

*Голынская Ф.А. (Национальный исследовательский технологический университет «МИСиС», [golynskaya@yandex.ru](mailto:golynskaya@yandex.ru))*

### Аннотация

В основе разработанной авторами методики прогноза самовозгорания углей лежит ранговая модель данных и идея, состоящая в классификации этих данных по «близости» к эталонным точкам. В ходе изучения данных геологоразведки угольного пласта III поля шахты «Коксовая» Кузнецкого бассейна установлены параметры геологических факторов самовозгорания углей. Переход от исходных данных к ранговой шкале осуществлялся с использованием граничных значений уровней опасности. Полученные данные использованы при построении карты прогноза самовозгорания углей исследуемого пласта с помощью программы ArcMap 10.2.

**Ключевые слова** самовозгорание углей; геологические факторы; ранговая модель; эталонные группы; нормативы; эталонные точки-концентраторы; степень опасности самовозгорания; карта прогноза самовозгорания углей.

Кузнецкий бассейн занимает лидирующее положение в России по самопроизвольному возгоранию углей. Это связано с большим объемом горнодобывающих работ, ведущихся на месторождениях бассейна, и с весьма сложными условиями залегания угольных пластов. О самопроизвольном загорании углей в Кузнецком бассейне свидетельствуют следы древних пожаров, представляющие собой обширные зоны выгорания с поверхности угольных пластов «Мощный», «Прокопьевский», «Спутник» и др. на глубину до 150 – 200 м. В этих зонах обожженные породы образуют положительные формы современного рельефа – «горельники» [2].

Задача проводимых авторами исследований состояла в том, чтобы, используя данные об угольном месторождении, полученные на стадии геологоразведочных работ, составить прогноз самовозгорания углей для исследуемого угольного пласта. Предварительный анализ собранных данных о месторождениях угольных бассейнов и угленосных площадях, произведенный с помощью статистического пакета STATISTICA 6.1, показал, что параметры рассматриваемых геологических факторов, во-первых, не могут быть признаны нормально распределенными, во-вторых, эти факторы, как правило, не имеют значимых корреляций. Кроме того имеются данные как непрерывные, так и дискретные с малым числом значений и различным диапазоном этих значений. Таким образом, большинство классических методов многомерного статистического анализа не может быть использовано. Вследствие этого, для решения поставленной задачи была разработана новая оригинальная методика, в основе которой лежит *ранговая модель* данных и идея, состоящая в классификации этих данных по «близости» к *эталонным группам наблюдений* [3].

Прогноз самовозгорания углей с применением метода многомерной классификации по эталонным точкам осуществлен в границах поля шахты «Коксовая», которое расположено в пределах Распадского месторождения Кузнецкого бассейна.

Таблица 1

**ФРАГМЕНТ ТАБЛИЦЫ РАНГОВ ПО СТЕПЕНИ ОПАСНОСТИ  
САМОВОЗГОРАНИЯ УГЛЕЙ ПЛАСТА Ш  
ПОЛЯ ШАХТЫ «КОКСОВАЯ» КУЗНЕЦКОГО БАСЕЙНА**

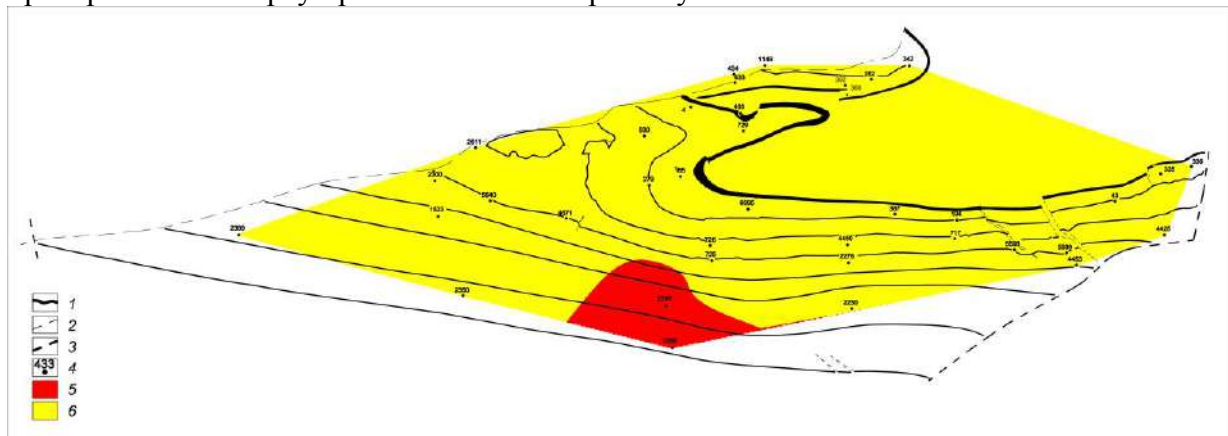
веса	6	5	4	6	6	6	6	4	5	6	5	4	5	Уровень пожарной опасности
высокий	1	1	1	1	1	1	1	1	3	1	1	1	1	
средний	2	2	2	2	2	2	3	3	2	2	2	2	2	
низкий	3	3	3	3	3	3	2	2	1	3	3	3	3	
нижняя граница	2	20	2	20	2	0,01	10	25	5	1,5	8	50	15	
верхняя граница	3	60	3	30	4	0,03	15	35	8	2,5	30	70	25	
Номер скважины	Мощность, м	Глубина залегания угольного пласта, м	Строение (количество угольных паклов)	Угол наклона, град	Тактоническая нарушенность, км/км <sup>2</sup>	Карбонатная нарушенность, ф <sub>д</sub>	Влажность, W <sub>b</sub> , %	Зольность, A <sup>d</sup> , %	Метан, CH <sub>4</sub> , %	Сера общая, S <sub>с</sub> , %	Выход летучих веществ, V <sub>л</sub> , %	Вытравит, V <sub>t</sub> , %	Инертинг, I, %	
726	13,0	220,0	1	25,0	0,3	0,00	0,49	9,00	0,00	5,90	21,00	63,80	31,50	Средний
729	8,7	42,7	2	40,0	5,3	0,00	0,91	7,70	30,90	7,20	19,50	60,10	30,90	Средний
1146	12,4	80,5	1	46,0	7,9	0,00	0,80	13,60	51,40	7,50	18,50	66,70	28,10	Средний
1523	10,7	401,5	1	40,0	1,9	0,00	0,90	11,30	9,90	9,20	21,50	63,50	26,00	Средний
2230	12,6	609,6	1	50,0	1,4	0,00	1,04	12,20	9,60	6,60	19,10	66,70	26,00	Средний
2250	14,0	591,5	1	52,0	0,5	0,00	0,52	10,80	0,20	7,30	20,60	65,70	26,00	Высокий
2276	19,0	244,0	1	55,0	0,0	0,00	0,76	7,40	0,00	7,70	18,00	70,40	24,90	Средний
2280	15,7	814,0	1	60,0	0,7	0,00	1,10	12,30	0,00	8,20	14,00	60,80	30,40	Высокий
2300	8,5	571,4	1	25,0	8,5	0,00	0,60	9,30	48,00	0,34	19,70	67,20	23,80	Средний
2350	13,1	754,8	1	55,0	1,7	0,00	0,80	8,40	12,70	13,10	17,90	58,40	28,50	Средний

Исследуемые угольные пласты отличаются повышенной мощностью (7,75-11,6 м) и крутым падением (до 55-73°). Метаноносность пластов составляет 20 м<sup>3</sup>/т. Преимущества исследуемых углей – низкие зольность (A<sup>d</sup> 13,7 %) и сернистость (S<sub>с</sub><sup>d</sup> 0,4 %) [4].

Переход от исходных данных угольного пласта, полученных в результате геологоразведочных работ, к ранговой шкале (табл. 1) осуществлялся с использованием *нормативов* (граничных значений) уровней опасности самовозгорания углей, установленных в Кузнецком бассейне: высоким, средним и низким. При этом исходные данные по конкретному шахтному полю (месторождению) могут содержать не все факторы. В этом случае в ранговой шкале данные заменяются нулями. Параметрам в преобразованной ранговой таблице присваиваются веса (коэффициенты) тем более высокие, чем больше их значимость для повышения степени опасности самовозгорания углей. Точки многомерного пространства рангов классифицируются по близости (минимуму расстояния) к трем эталонным *точкам-концентраторам*, являющихся центрами тяжести эталонных групп, составленных из неопасных, малоопасных и опасных наборов рангов. Все необходимые преобразования исходных данных и вычисления производились автоматически программой (макросом) на языке Visual Basic для Excel [1].

В результате проведенных расчетов в каждой точке наблюдений (скважине) в пределах угольного пласта Ш установлена степень опасности самовозгорания углей. Полученные данные были использованы при построении карты прогноза самовозгорания углей исследуемого пласта (рис. 1). С этой целью была применена программа ArcMap 10.2 из семейства геоинформационных программ ArcGIS. В программе были размещены данные о расположении скважин и степени опасности самовозгорания углей в формате AutoCad (dxf). Далее по имеющимся значениям методом интерполяции была построена непрерывная поверхность, отражающая степень

опасности самовозгорания углей в каждой точке месторождения, которая была преобразована в карту прогноза самовозгорания углей.



**Рисунок 1.** Карта прогноза самовозгорания углей пласта III шахты «Коксовая» Кузнецкого бассейна: 1 – выходы угольного пласта под наносы; 2 – граница шахтного поля; 3 – тектонические нарушения; 4 – разведочная скважина и ее номер; уровни опасности самовозгорания углей: 5 – высокий, 6 – средний

Анализ карты прогноза показал, что бóльшая часть, около 95 % угольного пласта в границах шахтного поля «Коксовая», содержит угли средней степени опасности самовозгорания. На долю углей с высокой степенью опасности самовозгорания приходится около 5 %, которые установлены в южной части шахтного поля.

*Резюме.* Было показано, что для определения степени самовозгораемости угольного пласта по данным геологоразведочных работ целесообразно применение метода многомерной классификации по эталонным точкам, который состоит в классификации данных по «близости» к эталонным группам наблюдений. Полученные в каждой точке наблюдений данные о степени самовозгораемости углей позволяют показать пространственное распределение разных по степени опасности самовозгорания углей в пределах шахтного поля, отдельного месторождения и пр. путем применения геоинформационных программных продуктов, например, семейства ArcGIS.

### Литература

1. Голынская Ф.А., Смирнова О.С., Никонов Р.А. Применение метода многомерной классификации по эталонным точкам для определения степени самовозгораемости углей на примере шахты «Распадская» Кузнецкого бассейна // Известия вузов. Серия «Геология и разведка». № 4. 2015. С. 15–21.
2. Миронов К.В. Разведка и геолого-промышленная оценка угольных месторождений. М.: «Недра», 1977. С. 12.
3. Смирнова О.С., Голынская Ф.А. Статистические методы в прогнозировании самовозгорания углей // Горн. инф.-анал. бюлл., 2016. № 1. С. 281–288.
4. Соколовский А.В., Лапаев В.Н., Каплан А.В. и др. ТЭО постоянных кондиций и пересчет запасов каменных углей Распадского месторождения. Кемерово, 2004, С. 14-16.

**WORLD-CLASS MINERAL DEPOSITS OF NORTHEASTERN TRANSBAIKALIA.  
PRESENTATION OF THE BOOK**

*Гонгальский Б.И. (ИГЕМ РАН), [brgon@mail.ru](mailto:brgon@mail.ru) ,  
Криволицкая Н.А. (ГЕОХИ РАН), [nakriv@mail.ru](mailto:nakriv@mail.ru)*

**Аннотация**

В юго-западной окраинной части Алданского щита размещается уникальный рудный район с суперкрупными месторождениями серебра и меди (Удокан), железа, титана, ванадия, меди, благородных металлов (Чиней), урана, редких и редкоземельных элементов (Катугин). Достаточно многочисленны менее изученные месторождения, как перечисленных типов, так и новых: Fe-Au-Ag-Cu месторождения в осадочных породах (Ункур, Красное, Правоингамакитское, Бурпала и др.), уран-редкометалльных Чинейского массива (Гудымовское, Базальтовое). Месторождения и вмещающие рудные тела породы имеют палеопротерозойский возраст. Их происхождение связано с фракционированием ультрамафит-мафитовых магм.

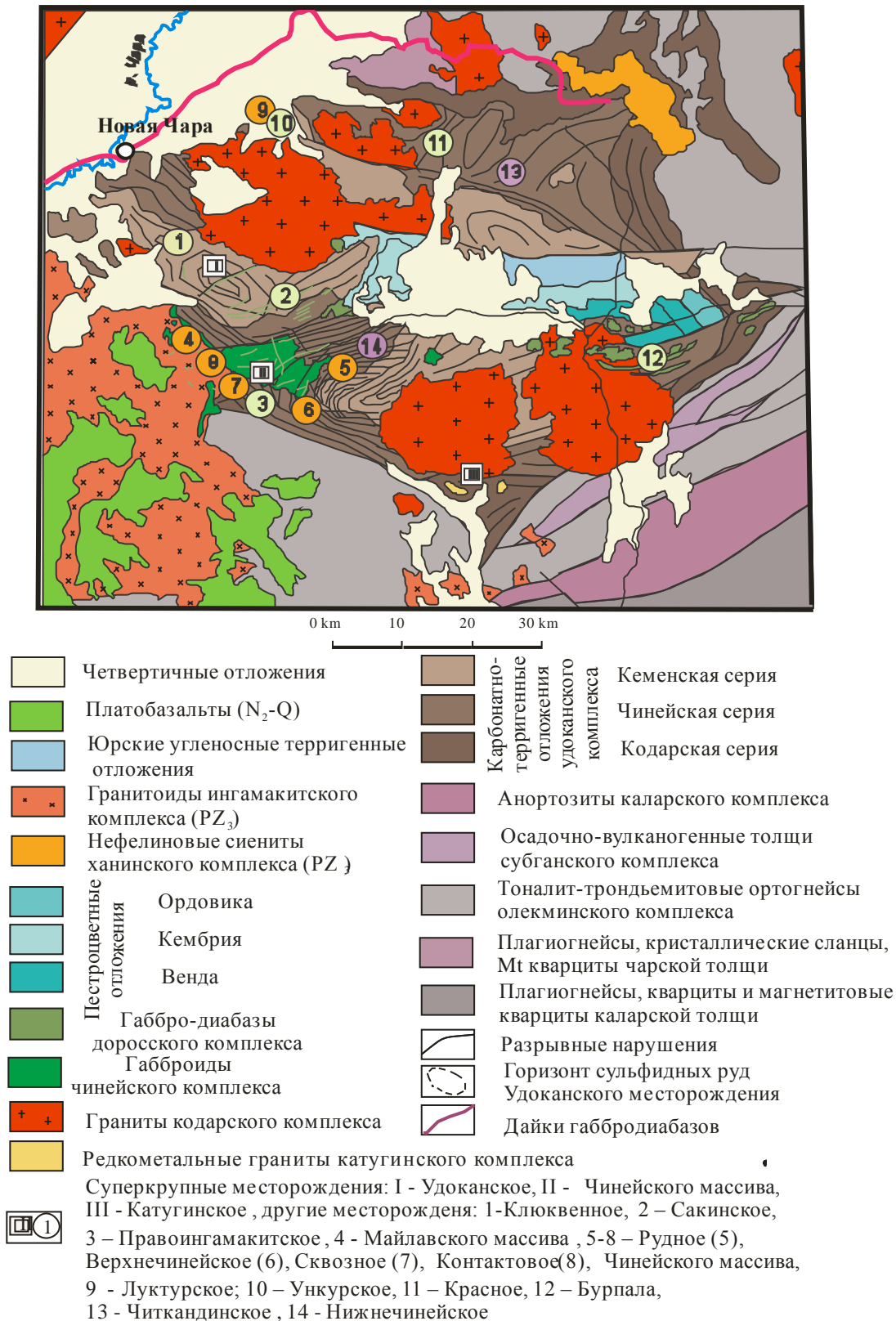
**Ключевые слова:** Удокан, Чинейский массив, медистые песчаники, халькопирит, борнит-халькозиновые руды, медь, ванадий, уран.

Суперкрупные концентрации меди, ванадия, редких элементов в Кодаро-Удоканском районе западного окончания Алданского щита более полувека вызывают дискуссии их происхождения. Большинство месторождений имеют палеопротерозойский возраст, равно как и вмещающие осадочные и магматические породы (Гонгальский, 2015; Gongalsky, Krivolitskaya, 2019). По реконструкциям последних лет в палеопротерозое большинство блоков земной коры составляли единый суперконтинент Колумбия. Расколы последнего привели к обособлению Сибири, Лаврентии (Канада), южного и северного Китая, Фенноскандии (Карелия, Кола) и др. Именно в палеопротерозое формировались многокилометровые прогибы терригенных пород (Кодаро-Удоканский и др.). Тектонические процессы сопровождались внедрением магм ультрамафит-мафитового и гранитоидного состава.

Основу геологического строения Кодаро-Удоканского региона (в который входит Удокан-Чинейский район) представляют блоки архейских пород, разделенные субмеридиональными позднеархейскими зеленокаменными поясами, перекрытыми нижнепротерозойскими карбонатно-терригенными отложениями. Последние, сохранились в крупном Кодаро-Удоканском прогибе и ряде мелких грабенов (Угуйском, Олдонгсинском, Нижнеханинском). Магматические породы палеопротерозоя представлены крупными массивами гранитоидов кодарского комплекса (Кодарский, Кеменский и др.) и ультрамафит-мафитовыми массивами чинейского комплекса (Чинейский, Луктурский, Майлавский и др. (рисунок) Вертикальные перемещения блоков на этом участке земной коры достигали нескольких километров, поэтому на поверхности оказались разноглубинные составляющие вулcano-плутонических и рудно-магматических систем: расслоенные массивы и дайки чинейского комплекса, магматические, гидротермальные и осадочные месторождения меди и других металлов.

Fe-Au-Ag-Cu месторождения в осадочных породах (медистые песчаники) представлены суперкрупным Удоканским (27,6 млн т. меди) и другими крупными месторождениями (Ункурское, Правоингамакитское, Сакинское, Красное, Бурпала) и рядом рудопроявлений. Месторождения, относимые к сателлитам, мало изучены, их ресурсы оцениваются более чем в 12 млн. т. Рудные тела месторождений и рудопроявлений ассоциирующих с ультрамафит-мафитовыми интрузиями чинейского





**Рисунок 1.** Схематическая геологическая карта Удокан-Чинейского района (Гонгальский, 2015)

комплекса, залегают как в магматических породах (эндоконтактовые руды) так и в осадочных породах ближайшего обрамления расслоенных массивов, представляющих собой промежуточный тип руд. Это месторождения Чинейского массива: Рудное, Верхнечинейское, Сквозное, Контактное), рудопроявления Майлавского и

Луктурского массивов. Месторождения Магнитное и Этырко Чинейского массива содержат высокие концентрации ванадия, в них также присутствуют разноориентированные сульфидные прожилки, образующие штокверки в титаномагнетитовых рудах. В строении рудных тел наблюдается последовательная смена пирротин-халькопиритовых руд магматических месторождений халькопиритовыми экзоконтактовыми рудами, далее преимущественно пирит-халькопиритовыми рудами на Правоингамакитском, Сакинском и других месторождениях, борнитовыми и халькозин-борнитовыми рудами Удоканского, Ункурского, Бурпалинского месторождений. Среди главных минералов сульфидных руд существенную долю составляет новообразованный магнетит (до 50% в массивных халькозин-борнитовых рудах) или титаномагнетит в магматических месторождениях.

Следует подчеркнуть присутствие редкоземельных и урановых минералов в сульфидных рудах, которые при метасоматических преобразованиях (альбитизация, пропилитизация) образуют высокие концентрации этих металлов, вплоть до небольших месторождений в осадочных (Читкандинское) и магматических (Гудымовское) породах.

**Обсуждение.** Подтверждением единства рудно-магматических систем с магматическими, разноглубинными гидротермальными и гидротермально-осадочными месторождениями является Удокан-Чинейский район. Его формирование сопоставляется по времени с внутриконтинентальным рифтогенезом суперконтинента Колумбии (1890-1850 млн. лет), с образованием крупнейших медно-никелевых месторождений в Канаде, Австралии и на других континентах.

Крупные глобальные тектонические перестройки отражены в геологическом строении Удокан-Чинейского района массивами и дайками габброидов в палеопротерозое, неопротерозое, базальтами вулканических прогибов мезозоя и Удоканским лавовым плато неоген-четвертичного возраста. Фракционирование магм в разноглубинных магматических камерах приводило к перераспределению и телескопированию рудных компонентов в палеопротерозое, что предопределило формирование крупной металлогенической провинции в Северном Забайкалье.

Наблюдаемая последовательность - магматические месторождения расслоенных массивов (эндо- и экзоконтактовые руды) - разно удаленные от контактов гидротермальные месторождения, близкие по своим характеристикам к экзоконтактовым рудам расслоенных массивов и месторождения медистых песчаников с участием гидротермальных процессов в рудоотложении, позволяют рассматривать их в рамках единой длительно развивавшейся Удокан-Чинейской рудно-магматической системы.

На трехмерных диаграммах (3D модели) глубинного строения этого сегмента земной коры наблюдается чередование антиклинальных и синклинальных структур. В Ункурской и Намингинской синклиналях расположены месторождения меди Ункур и Удокан. Антиклинальные структуры образованы при внедрении магм с формированием разноглубинных расслоенных массивов (Чинейский, Луктурский, Майлавский). Аномальные геофизические поля прослеживаются вниз, где на глубине около 20 км располагалась магматическая камера, которая могла быть питающей для верхних камер – расслоенных массивов. В строении Чинейского массива установлено несколько разновозрастных групп пород, образованных при последовательных внедрениях в разной степени дифференцированных расплавов из ниже расположенной магматической камеры.

Редкие выходы на поверхности габброидов Майлавского массива на глубине образовали единый с Чинейским массивом плутон над которым в осадочных вмещающих породах находятся месторождения и проявления меди (Удокан, Саку,

Правоингамакитское, Клюквенное). В экзоконтакте Луктурского массива находится месторождение Ункур.

Разновозрастные группы пород Чинейского массива, разноранговая ритмичность в их строении отражают сложный путь формирования пород и руд. Выделены серии, макроритмы, ритмы и микроритмы, образованные в результате магматической дифференциации, в которых только оксидные титаномагнетитовые руды, являясь породообразующими, наряду с пироксенами и плагиоклазом, принадлежат к магматическому этапу минералообразования. Кристаллизация сульфидов в лейкократовых обособлениях микроритмов происходила при более низких температурах, после кристаллизации основного объема пород. В них кристаллизовались биотит, амфибол, K и Na полевые шпаты, сульфиды, апатит, более чем на порядок повышены концентрации редких и редкоземельных элементов. Этот тренд наблюдается также в монцодиоритах апикальных зон массива, приподошвенных силлах и рассекающих массив дайках флюидно-магматических брекчий с которыми ассоциируют сульфидные руды месторождения Рудное и др. Процессы альбитизации широко проявлены на месторождении Читканда и многочисленных проявлениях урана в песчаниках. Альбитизация песчаников также широко проявлена в контурах Удоканского месторождения.

Смешение и фракционирование расплавов определило разнообразие магматических пород чинейского комплекса. Фракционирование расплавов привело к образованию пород с постепенными изменениями содержаний главных породообразующих минералов, в том числе и рудных вплоть до образования мономинеральных титаномагнетитов, орто- и клинопироксенитов, плагиоклазитов, массивных халькопиритовых и пирротиновых руд.

**Заключение** Наблюдаемая последовательность – магматические месторождения расслоенных массивов (эндо- и экзоконтактовые руды) – разно удаленные от контактов гидротермальные месторождения, близкие по своим характеристикам к экзоконтактовым рудам расслоенных массивов и месторождения медистых песчаников с участием гидротермальных процессов в рудоотложении, позволяют рассматривать их в рамках единой рудно-магматической системы (Gongalsky, Krivolutskaya, 2019). Суперкрупные концентрации меди, ванадия и других металлов обусловлены длительным фракционированием ультрамафит-мафитовых магм в разноглубинных магматических камерах. Широкое развитие гидротермальных руд на месторождениях, ранее относимых к медистым песчаникам, может существенно увеличить ресурсный потенциал меди и других металлов в Удокан-Чинейском рудном районе.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 17-05-01167, 18-05-70094).*

### Литература

1. Гонгальский Б.И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС. 2015. 248 с.
2. Bronislav Gongalsky, Nadezhda Krivolutskaya. World-Class Mineral Deposits of Northeastern Transbaikalia, Siberia, Russia. Springer. 2019. 321 p.

## МИНЕРАЛОГИЯ, ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ САН-ФЕРНАНДО РЕГИОНА ЦЕНТРАЛЬНАЯ КУБА

*Де ла Нуэс Колон. Д.\* (МГРИ, deysydelanuez2015@gmail.com)  
Оникиенко. Л. Д. (МГРИ)*

### Аннотация

Горные породы свиты Лос-Пасос, Центральная Куба формировались в условиях меловой системы (ярус готеривский). Они представлены бимодальным вулканическим комплексом подводного типа. Геохимические характеристики горных пород аналогичны дуговым толеитам примитивных островных систем. Оруденение представлено массивными сульфидными рудами типа Куроко (Сан Фернандо – Антонио – Лос Серрос), содержащими золото и серебро.

Месторождение Сан-Фернандо расположено в Центральной Кубе. Различают следующие виды рудных тел: стратиформные залежи массивных сульфидов, стратифицированное вкрапленное оруденение в горизонтах риолитов и пиритовые штокверки с подчиненными количествами халькопирита. Рудные тела имеют чечевицеобразную форму и сложены в основном сульфидами. Сосуществуют три типа оруденения: цинково-медные (получерные) руды, медные (желтые) руды на верхнем уровне и пиритовые руды на нижнем.

**Ключевые слова:** Месторождение Сан-Фернандо (Куба), типы руд, минерализация, текстура, структура.

В центральной части Кубы развита свита Лос Пасос (готеривского яруса мела). Она представлена бимодальным вулканическим комплексом, в основном, подводного типа, с геохимическими характеристиками, аналогичными дуговым толеитам или образованиям примитивных островных систем включающих более кислые разности (риолиты, дациты) или промежуточные между более кислыми и основными породами. Оруденение представлено массивными колчеданными рудами типа Куроко (Сан Фернандо – Антонио – Лос Серрос), содержащими золото и серебро.

Месторождение Сан-Фернандо расположено к северо-западу от города Маникарагуа в Центральной Кубе.

Различают следующие виды минерализации:

а) стратиформные залежи массивных сульфидов с мощностью до 30 м, приуроченные к контакту риолитовых брекчий и риолитов. Эти залежи расположены вблизи контакта диоритовых порфиритов и толеитов.

б) стратифицированная вкрапленность приурочена к горизонтам риолитов, в основном с халькопиритом и пиритом, протяженностью, как видно из разреза, несколько сотен метров.

в) пиритовый штокверк с подчиненными количествами халькопирита. Он расположен на нижних горизонтах месторождения. Здесь прослежены обширные зоны хлорит-биотитовых метасоматитов, сопровождающие зоны жильной минерализации. Они содержат 5-10% пирита, ассоциирующего с серицитом. Здесь же расположены горизонты слоистого барита.

В стратиформной линзе из массивных сульфидов можно выделить следующие зоны:

- нижняя часть тела с пиритом в качестве основного минерала, характеризующаяся более низкими концентрациями сфалерита и халькопирита.

- промежуточное тело, состоящее из пирита и большого количества халькопирита и минералов группы блёклых руд (теннантит – тетраэдрит), а также с высоким содержанием золота и серебра.

- верхняя часть тела, в котором преобладает сфалерит, со значительными количествами галенита и пирита. В меньшей степени здесь распространен халькопирит.

Исследовательская выборка основана на изучении фрагментов керна скважин, предназначенных для минералогических, петрографических исследований, химического и электронно-зондового микрорентгеноспектрального анализов.

Минерализация основная чечевицеобразной залежи в основном состоит из сульфидов. Она представлена пиритом (80%), сфалеритом, халькопиритом. Реже - галенитом, тетраэдритом, теннантитом, борнитом, марказитом и арсенопиритом (1-3,5%). Присутствует также самородное золото, электрум, аргентит, гессит, борнит.

Эта минерализация наблюдается в виде прожилков и вкрапленности, в основном, в халькопирите и известна как зона Стрингер.

Структуры руд характеризуются идиоморфным пиритом, аллотриоморфными зёрнами халькопирита; в некоторых случаях наблюдается колломорфный мельниковит-пирит в халькопирите, а также эмульсия халькопирита в сфалерите.

Пирит представляем различными морфологическими разновидностями в связи с большей или меньшей степенью раскristализации. Есть идиоморфные формы, иногда порфиробластовые (таблитчатые и колломорфные).

Сфалерит (марматит) цементирует пирит, граничит с тетраэдритом и халькопиритом.

Тетраэдрит находится в сростании с халькопиритом и сфалеритом; иногда он включен в последний.

Галенит присутствует в виде аллотриоморфных зёрен.

Гессит находится в небольших включениях в халькопирите и пирите. Золото, электрум и аргентит находится в мелких выделениях, включенных в пирит и халькопирит.

Согласно литературным источникам [1-4] сосуществуют три типа оруденения: цинково-медные (получерные) руды, медные (желтые) руды расположены на верхнем уровне и пиритовые руды на нижнем уровне.

Устанавливается связь медно-цинковых и медных руд типа Куроко с кислыми туфами и щелями и андезит-дацитовыми породами, подвергшимися кварц-серицит-хлоритовым изменениям в окружающих породах; корреляция между минерализованным горизонтом и низкими содержаниями натрия во вмещающих породах, характерных для японских месторождений типа Куроко.

Следует отметить, что этот тип бимодальной формации, распространенный также на Больших Антильских Островах (Санто Доминго, Пуэрто Рико, Ямайка и Виргинские) имеет особенное значение, потому что, по-видимому, относятся к одному и тому же этапу начального развития дуги и одной геологической среды, с которой связаны важные месторождения вулканогенных колчеданных руд.

### **Литература**

1. Де ла Нуэс Колон Д., Санта Крус Пачеко, М., Агирре Гильот Г., Толедо, С и др. Атлас металлических руд Кубы // Институт геологии и палеонтологии. Гавана, Куба. 2015. ISBN 978-959-7117-64-3. С. 20-22.
2. Санта Крус Пачеко, М., Диас де Вильальвиля. Л., Паласиос, Б., Перес, М., Миля, И. Петрографическое минералогическое исследование в северной части сектора Лос-Мангос на проспекте Сан-Фернандо. Провинция Вилла Клара// ONRM // Неопубликованный. 1998. С. 12-16.

3. Санта Крус Пачеко, М., Диас де Вильальвиля. Л., Паласиос, Б., Перес, М., Миля, И., Капоте, К. О минералогии и петрологии нового сектора минерализации VMSD (колчеданные руды), найденного на северо-западе месторождения Сан-Фернандо. Провинция Вилла Клара // IV Конгресс геологии и горного дела. Гавана, Куба. CD-ROM. ISBN 979-7117-10-X. 2001. С. 198-211.
4. Старостин В. И., Игнатов П. А. Геология полезных ископаемых. Учебник для высшей школы. - М.: Академический Проект, 2004. - 512 с. ISBN 5-8291-0656-6
5. Толедо, С. Определение методом электронно-зондового микрорентгеноспектрального анализа (аргентит и электрум) в месторождении Сан-Фернандо // Институт геологии и палеонтологии. Гавана, Куба. 2014.

## СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МСБ АЛМАЗОВ

*Демьянская Маргарита (АО «АГД ДАЙМОНДС», mdemianskaia@agddiamond.com),  
Махоткин Иван Львович (АО «АГД ДАЙМОНДС»)*

### Аннотация:

Тема сырьевой базы алмазов в мире, в т. ч. в Российской Федерации.

**Ключевые слова:** месторождения алмазов, сырьевая база, добыча.

Алмаз — самый твёрдый минерал, кубическая полиморфная (аллотропная) модификация углерода(C), устойчивая при высоком давлении. При атмосферном давлении и комнатной температуре метастабилен, но может существовать неограниченно долго, не превращаясь в стабильный в этих условиях графит. В вакууме или в инертном газе при повышенных температурах постепенно переходит в графит.

Хорошие кристаллы подвергаются огранке и используются в ювелирном деле. Ювелирными считаются около 15% добываемых алмазов, еще 45% считаются околуювелирными, то есть уступают ювелирным по размеру, цвету или чистоте. Совсем мелкие алмазы и осколки, непригодные для огранки, идут в качестве абразива для изготовления алмазного инструмента, необходимого для обработки твёрдых материалов и огранки самих алмазов. Скрытокристаллическая разновидность алмаза чёрного или тёмно-серого цвета, образующая плотные или пористые агрегаты, носит название Карбонадо, обладает более высоким сопротивлением истиранию, чем у кристаллов алмаза и благодаря этому особенно ценится в промышленности. Мелкие кристаллы также в больших количествах выращиваются искусственным путём. Они пригодны для использования только в технических целях (для обработки сверхтвёрдых металлов (брони) и для буровых коронок).

Данные о запасах алмазов по миру приведены в таблице.

Запасы алмазов ведущих стран	млн кар
Россия	608
Канада	270,3
Ботсвана	223
ЮАР	158,5
ДРК	127
Ангола	101
Австралия	99,15

Месторождения алмазов Канады, занимающие второе место среди мировых держателей запасов, как и российские, расположены в малоосвоенных регионах с суровым климатом. Большой частью это группы близко расположенных кимберлитовых трубок; таковы месторождения Дайавик, Экейти, Гахчо-Кьюэ, Ренар; разведаны также своеобразные объекты (Стар, Орайон-Саут), кимберлитовые тела которых имеют линзообразную форму и залегают субгоризонтально. Содержание алмазов в кимберлитах канадских месторождений в целом невысоко и составляет от 0,1 до 1,67 кар/т (данные с государственного баланса запасов). Исключением является месторождение Дайавик, руды которого содержат в среднем 3 кар/т (данные с государственного баланса запасов). Алмазы Канады характеризуются высоким качеством.

Основу сырьевой базы Ботсваны составляют гигантские кимберлитовые трубки Джваненг и Орапа, содержание в среднем 0,78 и 1,34 кар/т (данные с государственного баланса запасов) алмазов соответственно. Особенно высоким качеством отличаются алмазы месторождения Джваненг.

В Южно-Африканской Республике (ЮАР) большая часть запасов и ресурсов алмазов заключена в кимберлитовых трубках Финш и Куллинан, содержащих в среднем 0,4-0,56 кар/т (данные с государственного баланса запасов) алмазов, а также в 11 трубках месторождения Венишия (1 кар/т) (данные с государственного баланса запасов). В стране разрабатываются также аллювиальные россыпи с алмазами очень высокого качества. Аллювиальными называются россыпи, приуроченные к долинам рек. Они возникают в результате размыва и переотложения главным образом делювиальных россыпей (делювиальные – это россыпи склонов, образуются в результате сползания разрушенных горных пород, содержащих полезное ископаемое, к подножию склона) Аллювиальные наиболее распространенный тип россыпей и самый важный источник добычи многих ценных минералов (золота, алмазов, платины и других).

Основные запасы алмазов Демократической Республики Конго (ДРК) сосредоточены в коренных и россыпных месторождениях района Мбужи-Майи. Качество камней низкое, они могут служить только техническим сырьем.

Крупнейшим месторождением Анголы является гигантская кимберлитовая трубка Катока, руды которой в среднем содержат 0,69 кар/т (данные с государственного баланса запасов). Более трети добываемых здесь камней обладает ювелирным качеством.

Львиная доля запасов и ресурсов алмазов Австралии связана с гигантской высокоалмазоносной оливиновых лампроитов Аргайл (3,6 кар/т) (данные с государственного баланса запасов). Качество алмазов трубки в среднем невысокое, но среди них встречаются очень редкие и дорогие камни фантазийных красок, в частности, розовые.

Российская Федерация владеет крупнейшей в мире сырьевой базой алмазов – запасы месторождений, учитываемых Государственным балансом запасов полезных ископаемых, составляют 1,2 млрд кар («ГОСДОКЛАД-2015»); из них до миллиарда карат приходится на долю запасов категории А+В+С<sub>1</sub>. Кроме того, Государственным балансом учитывается еще 268 млрд кар запасов импактных алмазов (импактные алмазы образуются при ударе астероида, когда возникли большие давления и температуры). Почти 93% запасов алмазов России сосредоточено в коренных кимберлитовых месторождениях и лишь чуть менее 7% - в россыпях. Руды российских алмазных месторождений отличаются в целом весьма высоким качеством. Алмазоносность пяти российских кимберлитовых трубок уникальна – концентрация камней превышает 3 кар/т; все они являются гигантскими и крупными по масштабу месторождениями и разрабатываются. Более трех четвертей российских запасов заключено в коренных и россыпных месторождениях Республики Саха (Якутия). В ее западной части расположены главные месторождения страны. Гигантские по масштабу запасов кимберлитовые трубки Удачная, Юбилейная, Мир. Еще семь месторождений относятся к крупным; некоторые из них содержат уникально богатые руды, не имеющие аналогов в мире Интернациональная, Ботуобинская, Нюрбинская, Айхал и др. Существенно меньше: Зарница, Заполярная, Деймос, Новинка. На территории республики широко распространены россыпные месторождения алмазов, крупнейшими из которых являются гигантские по количеству запасов россыпи Нюрбинская и р. Эбелях. На флангах и глубоких горизонтах разрабатываемых месторождений Республики Саха (Якутия) локализована значительная часть российских прогнозных ресурсов; на ее территории имеются и до конца не изученные кимберлитовые тела.

Еще одним алмазоносным регионом России является Архангельская область, в пределах которой, на территории одноименной алмазоносной субпровинции, разведаны семь кимберлитовых трубок с суммарными запасами 284,7 млн кар (23% российских).



Шесть диатрем объединены в группу месторождений Имени М.В. Ломоносова; месторождение Трубка имени В. Гриба включает одну трубку. В регионе имеются возможности наращивания запасов алмазов, прогнозные ресурсы оценены почти в 45 млн кар (данные с государственного баланса запасов).

В Пермском крае разведаны мелкие алмазоносные россыпи, суммарные запасы которых составляют менее 0,1 % российских. Однако по качеству камни из месторождения бассейна р. Вишера лучшие в стране. Перспективы наращивания сырьевой базы алмазов в Пермском крае невелики, всего 205 тыс. кар. (данные с государственного баланса запасов)

В Иркутской области Государственным балансом учтены запасы мелкого низкоалмазного объекта – участка Ингашетский Шелоховской алмазной россыпи. Локализованные прогнозные ресурсы региона относятся только к наименее достоверной.

На северо-востоке Красноярского края, в пределах Попигайской астроблемы, расположены уникальные месторождения импактных алмазов Скальное и Ударное. Руды месторождений очень богаты, они содержат в среднем 18,47 кар/т и 7,13 кар/т (данные с государственного баланса запасов) соответственно, однако камни низкого качества, технические.

Предпосылки обнаружения новых коренных алмазных месторождений кимберлитового типа имеются и в других регионах России: Республиках Карелия и Коми, Ленинградской, Мурманской, Брянской, Калужской, Воронежской, Липецкой и Тверской областях; однако основное количество прогнозных ресурсов в этих регионах относится к наименее достоверной. Таким образом, подавляющая часть запасов и прогнозных ресурсов алмазов России сосредоточена на территориях Республики Саха (Якутия) и Архангельской области, а самые качественные камни заключены в россыпных месторождениях Пермского края.

Россия является ведущим продуцентом алмазов в натуральном выражении. Россия и Ботсвана обеспечивают не менее половины мирового производства алмазов в денежном выражении. В значимых объемах добыча алмазов ведется и в остальных странах, владеющих крупной сырьевой базой: ДРК, Канаде, Австралии, Анголе и ЮАР. Однако высококачественное сырье поставляют только Канада, Ангола и ЮАР; общая стоимость добытых в этих странах камней составляет более 30% мировой. Вклад Австралии и ДРК в сумме не превышает и 3%. Самые дорогие Алмазы извлекались на месторождениях Лесото, Намибии, Либерии, Сьерра-Леоне и Танзании, однако эти страны не располагают масштабными запасами алмазов и не являются их крупными продуцентами.

Основной объем производимых в России алмазов продается за рубеж. Самым крупным экспортером отечественного драгоценного сырья является Бельгия. В значимых количествах российские камни закупает Индия, Китай, Израиль. Ведущим экспортером отечественных сырых алмазов является ОАО «АК «АЛРОСА»». Лицензиями на экспорт алмазов из России владеют также ФГУП «Внешнеэкономическое объединение «Алмазювелирэкспорт» и АО «АГД ДАЙМОНДС» (ОАО «Архангельскгеолдобыча»). Россия ежегодно закупает некоторое количество алмазов (только самого высокого качества), в основном в Бельгии. Огранку алмазного сырья в России ведут специализированные предприятия, крупнейшими из которых являются государственный гранильный завод «Кристалл-Смоленск» в г. Смоленск, гранильный комплекс Группы «АЛРОСА», в который входят три предприятия: «Бриллианты АЛРОСА» в г. Москве, ООО «Барнаульский завод «Кристалл»», и ООО «Орел-АЛРОСА», а также заводы независимых компаний ООО «Якутская алмазная компания», ООО «ДДК», ПАО «Саха Даймонд», и ООО НПКС

«ЭПЛ Даймонд». Ежегодно отечественные гранильные предприятия производят бриллианты на сумму около 1 млрд. долларов. Большею частью они также экспортируются в Бельгию, Израиль, Индию, ОАЭ, США, Гонконг и другие страны.

Специфика рынка алмазов и бриллиантов заключается в том, что каждый камень, равно как и изготавливаемый из него бриллиант, оценивается индивидуально, исходя из его качественных параметров. Поэтому понятие «средняя цена» для драгоценных камней является весьма условным. Для мониторинга цен на ограненные алмазы используют специальные индексы, например, PolishedPrices Index. Бриллианты являются товаром «люкс», поэтому спрос на них напрямую зависит от финансово-экономической ситуации в мире. Минимальные цены на камни фиксировались летом 2009 г., в разгар мирового финансово-экономического кризиса. Однако позднее они начали расти и уже в 2011 г. вернулись на докризисный уровень. В дальнейшем, вплоть до середины 2014 г., постепенное восстановление экономики США способствовало росту спроса на бриллианты. Для поддержки и развития алмазно-бриллиантового сектора в мае 2015 г. была создана ассоциация Diamond Producers Association (DPA), в которую вошли семь крупнейших мировых алмазодобывающих компаний, включая российскую ОАО «АК «АЛРОСА»». Ассоциация призвана увеличить спрос на бриллианты, в том числе за счет проведения новых маркетинговых кампаний, а также повысить доверие потребителей, прежде всего обеспечив прозрачность поставок.

Богатейшая сырьевая база алмазов вкупе с ее рациональным использованием позволяет России на протяжении последнего десятилетия сохранять позицию лидера в добыче драгоценных камней. Тем не менее, как и любая другая отрасль, алмазодобывающая промышленность сталкивается с рядом проблем, наиболее масштабными из которых являются исчерпание запасов для открытой отработки на крупнейших алмазных месторождениях стран (трубка Удачная, трубка Мир и др.) и переход на существенно более затратный и трудоемкий подземный способ добычи. Однако это проблема не только России, но и всей мировой алмазодобывающей отрасли. Особенностью российской сырьевой базы алмазов является расположение большинства месторождений в малонаселенных районах с суровым климатом и сложными горнотехническими условиями. В связи с этим ввод в эксплуатацию новых объектов за пределами норм зон действия существующих горно-обогатительных комбинатов сопряжен со значительными затратами на развитие инфраструктуры.

Однако самой тревожной тенденцией, сохраняющейся в течение уже почти трех десятилетий, является отсутствие открытий новых алмазоносных объектов, сопоставимых по масштабу запасов и качеству сырья с главными отечественными эксплуатируемыми месторождениями.

#### Литература:

1. «ГОСДОКЛАД 2015» Махоткин И.Л., сайт: <http://mineralpro.ru/minerals/diamond/>
2. «Алмазное сырье» - учебно-справочное пособие И.Р. Султанов, Ю.Б. Шелементьев, Ю.К. Окоемов, Т.П. Хапкина, М.А. Викторов, Т.Н. Егоров (АК «АЛРОСА» (ЗАО) 2007)

## ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ МЕТОДОМ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

*Емельяненко К. С.\* (кафедра Геофизики, МГРИ-РГГРУ, Москва, emelianenkov96@mail.ru), научный руководитель Иванов Андрей Александрович*

### Аннотация

В статье рассмотрен пример использование электроразведки методом вызванной поляризации при изучении золоторудного месторождения. Описана методика съемки. Представлены результаты работ в виде площадных карт.

**Ключевые слова:** Вызванная поляризация, электроразведка.

### Введение

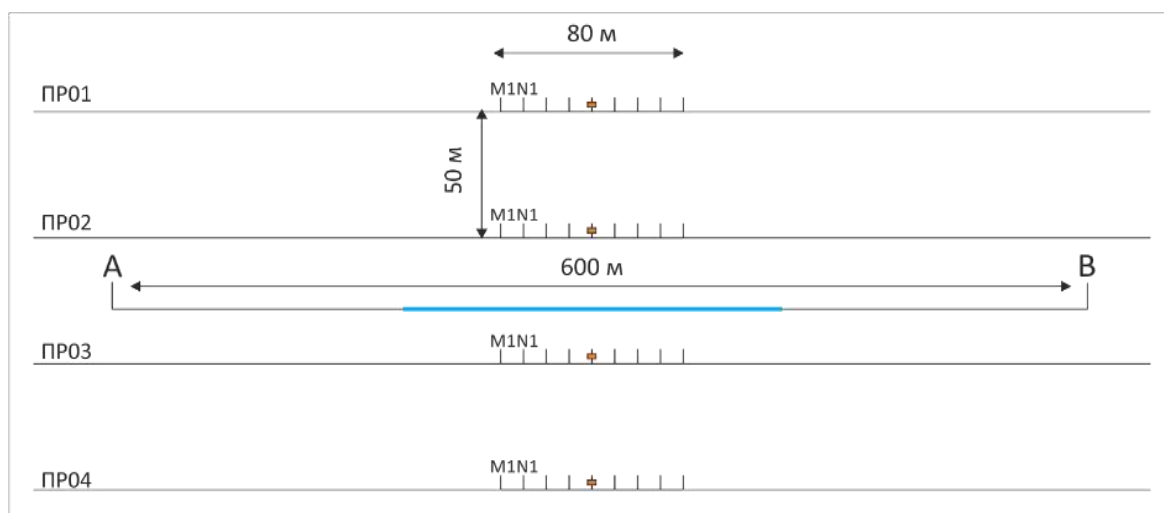
Электроразведка методом вызванной поляризации является одним из ведущих методов разведочной геофизики, применяемой в рудной геологии. Применение данного метода, было связано с необходимостью выделения и картирования, на участке работ, объектов максимально перспективных на рудоносность.

### Основы метода вызванной поляризации

Метод вызванной поляризации занимается исследованием полей, создаваемых искусственно поляризованными горными породами и рудами. В гетерогенных средах, при воздействии первичным полем, образованным постоянным или низкочастотным электрическим током (до 100 Гц), на контактах жидкой и твердой фаз в горных породах и рудах, происходят физико-химические процессы, образующие вторичные поля и влияющие на их характер и интенсивность. После выключения тока, порождающего первичное поле, вторичное поле монотонно спадает до нулевого уровня. Именно характер этого спада несет в себе дополнительную информацию о изучаемой среде [1].

### Метод срединного градиента с измерением вызванной поляризации

При проведении полевых работ измерение кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости проводились по методике срединного градиента (ВП-СГ) по сети профилей. Расстояние между профилями 50 м, шаг по профилю составил 10 м [2]. Схема установки приемных кос изображена на рисунке 1.



**Рисунок 1.** Схема установки приемных кос при проведении работ методом ВП-СГ

Электроразведочным генератором тока Астра-100 подавался сигнал типа «меандр». Сила тока изменялась до 1 А в зависимости от условия заземления питающей линии. Измерения проводились в частотной области, в диапазоне от 0,6 до

2,44 Гц [2]. Для регистрации сигнала использовался многоканальный измеритель ИМВП.

### Результаты исследований

Геофизические исследования проводились на участке рудного поля, приуроченного по геологическому строению к Эоловой тектономагматической зоне в осевой части Олойской складчатой зоны. В результате профилирования методом ВП были построены карты изолиний параметров кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления (рисунок 2). После проведения комплексного анализа полученных карт, были выявлены аномалии поляризуемости и области повышенного кажущегося сопротивления. Выделение перспективных участков было проведено с использованием геоэлектрической характеристики эталонного объекта месторождения, хорошо проявленного во всех полученных геофизических полях.

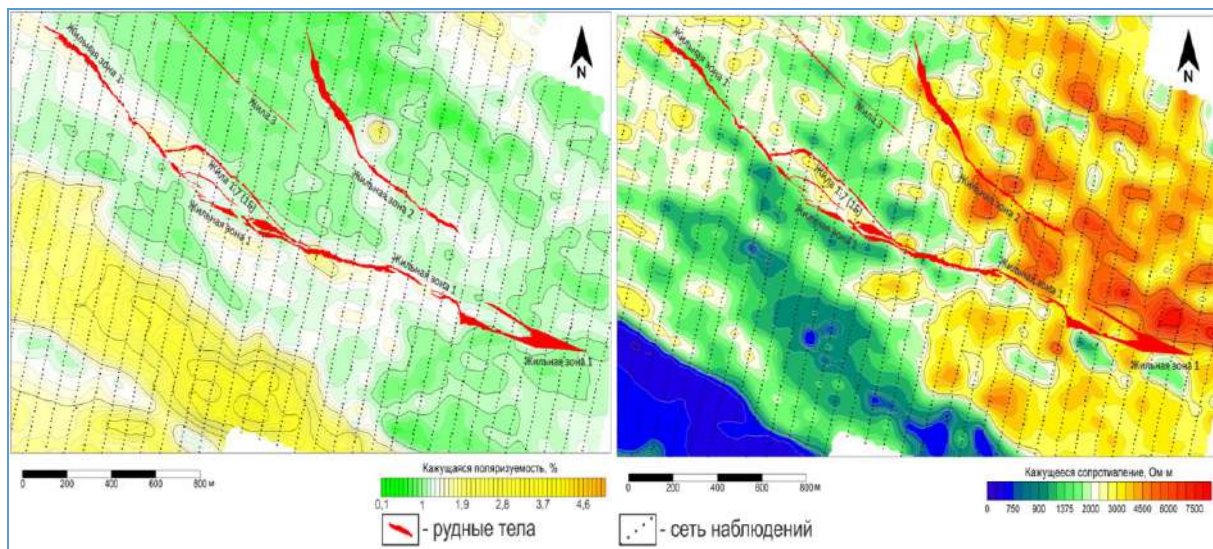


Рисунок 2. Карты кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления

### Заключение

Примененный в пределах участка рудного поля, приуроченного по геологическому строению к Эоловой тектономагматической зоне в осевой части Олойской складчатой зоны, метод вызванной поляризации полностью справился с поставленной перед ним задачей по выделению и оконтуриванию потенциальных золотоносных структур. Указанные зоны были заверены последующими горными и буровыми работами.

### Литература

1. Электроразведка [Текст]: [учебник для геофизических специальностей] / Ю. В. Якубовский, И. В. Ренард. - 3-е изд., перераб. и доп. - Москва : Недра, 1991.
2. Инструкция по электроразведке (наземная электроразведка, скважинная электроразведка, шахтно-рудничная электроразведка, аэроэлектроразведка, морская электроразведка). Л.: Недра, 1984.
3. Куликов А.В. Методические рекомендации по применению аппаратуры для низкочастотной фазовой электроразведки, Москва, 1985

## ПРИМЕНЕНИЕ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНОЙ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ КУПОЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА. (ЧУКОТСКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ)

*Жунёв Н.В.\*(ФГБУ ВИМС, zhunyov@vims-geo.ru),  
Березнев М.В. (ФГБУ ВИМС, bereza-sp@yandex.ru)*

### Аннотация

Проведенные исследования аналитических данных по образцам керна золото-серебряного месторождения Купол (ЧАО) показали актуальность и надежность применения гиперспектральной ИК-спектроскопии (VIS+SWIR) для идентификации метасоматических минералов в гидротермально-метасоматических минерализованных системах. Данный метод позволяет оперативно диагностировать и картировать околорудные гидротермально-метасоматические изменения при проведении геолого-разведочных работ и устанавливать возможные границы для нахождения высококачественных рудных залежей.

**Ключевые слова:** гиперспектральная ИК-спектроскопия, ASD Terra Spec, метасоматоз, глинисто-сланцевые изменения, современные методы картирования метасоматических изменений.

Купольский рудный узел располагается в пределах Анадырского района Чукотского Автономного округа. Узел имеет отчетливо выраженную золото-серебряную специализацию. В пределах него расположены разведанные и эксплуатируемые месторождения Купол и Морошка. Кроме того, в рудном узле известны проявления медно-молибден-порфировой и золото-полиметаллической формаций: Августейший, Трудный, Дубоннет, Правый Дублон и мелкие россыпи золота.

В пределах месторождения Купол жильные, прожилково-жильные гидротермальные и метасоматические образования сгруппированы в единую зону субмеридионального простирания протяженностью более 4500 м, при горизонтальной мощности от первых метров до 120 м. Гидротермально-метасоматическими изменениями затронуты практически все породы в пределах рудного узла, за исключением базальтов.

Для обнаружения и картирования гидротермальных-метасоматических изменений применялась методика геологоразведочных работ, основанная на использовании инфракрасного спектрометра ASD Terra Spec.

ASD Terra Spec используется для исследования состава и степени распространённости метасоматических (глинисто-сланцевых) изменений с определением отдельных минералов. Спектрометр функционирует в видимой и коротковолновой ИК области спектра (VIS+SWIR), между 350 и 2500 нм. В этом диапазоне определённые молекулярные соединения в минералах поглощают энергию электромагнитных волн, соответствующую отдельным длинам волн электромагнитного излучения, соответственно резко понижая отражательную способность с образованием в области спектра отрицательных пиков, отвечающих данным длинам волн. В коротковолновой ИК области линии поглощения образуются в результате присутствия воды, гидроксильных связей, карбонатов и сульфатов.

В гидротермальных системах обычно содержится большое количество хлорита и серицита. Серицит характеризуется линией поглощения Al-OH приблизительно на 2200 нм, широкой асимметричной линией H<sub>2</sub>O на 1900 нм, и линией OH на 1400 нм. Хлорит

отвечает линиям поглощения Fe-OH приблизительно на 2250 нм и Mg-OH приблизительно на 2350 нм, широкой асимметричной линии H<sub>2</sub>O на 2000 нм, и линии OH на 1400 нм. [1] Разнообразные сочетания длин волн и амплитуды этих линий (пики) соответствуют различному химическому составу твёрдых растворов и соотношениям этих минералов.

Наличие тех или иных гидрослюдистых изменений в объеме метасоматической породы отражает тонкий состав флюида и физико-химические условия образования

Методика исследований включала применение ASD Terra Spec для анализа геохимических проб вторичных ореолов рассеяния и измерение спектров поглощения в керне скважин колонкового бурения с шагом один метр.

В результате цифровой обработки и визуализации данных ИК-спектроскопии по метасоматическим изменениям месторождения Купол выделена достаточно четкая приуроченность наиболее богатых участков рудных тел к границе распространения изменений типа хлорит-иллит – иллит-смектит. На основе анализов глинистой составляющей в породах и рудах месторождений Купол и Морошка, можно утверждать, что зоны глинистых изменений в пределах рудного узла могут являться маркерами для нахождения богатых участков рудных тел.

Применение данной методики на объекте осуществляется последние 6 лет и продолжается по настоящее время на территории всего Купольского рудного узла. Составлена база данных по более 2000 скважин.

Последние годы использование ИК-спектроскопии приобретает широкое распространение для картирования метасоматических изменений на различных типах месторождений и имеет большие перспективы для применения при проведении поисков и разведки месторождений ТПИ связанных с гидротермально-метасоматическими процессами.

### **Литература**

1. Scott Halley. The calculation of the spectral scales for mapping hydrothermal mineral systems// Mineral Mapping.2012. стр.4.

## ВЛИЯНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА МОРФОЛОГИЮ И СТРОЕНИЕ МЕДНОПОРФИРОВЫХ ШТОКВЕРКОВ

*Звездов В.С. (ФГБУ «ЦНИГРИ», e-mail: metallogeny@yandex.ru)*

### Аннотация

Проанализировано влияние петрофизических характеристик рудовмещающей среды на морфологию и строение меднопорфировых штокверков. Показано, что гетерогенность геологических разрезов, в частности наличие над внедрявшимися рудоносными магматическими телами малопроницаемых (в силу повышенных прочностных либо пластических свойств) толщ, наряду с флюидонасыщенностью и металлоносностью магматических очагов, геохимическими барьерами и другими факторами влияет на масштабы рудонакопления и вероятность возникновения крупных месторождений.

**Ключевые слова:** меднопорфировые месторождения, штокверки, морфология, строение, петрофизические характеристики, порфировые интрузивы.

Меднопорфировые месторождения локализованы в эндо-экзоконтактовых зонах гипабиссальных и субвулканических порфировых интрузивов (штоков, даек) или брекчиевых телах завершающих фаз рудоносных известково-щелочных плутоногенных формаций вулканоплутонических поясов (ВПП). Запасы этих объектов сосредоточены в штокверках – системах разноориентированных сульфидно-кварцевых прожилков и жил, сопровождающихся вкрапленностью рудных минералов во вмещающих гидротермально измененных породах. Морфология штокверков и рудных тел, выделяемых по промышленным кондициям в их пределах, а также зон рудовмещающих метасоматитов, в большинстве случаев подчинена форме рудоносных порфировых интрузивов, являющихся апофизами находящихся на глубине крупных интрузивных массивов, и отражает структурно-петрофизические условия внедрения, охлаждения, дефлюидизации и кристаллизации магмы. Эти условия наряду с флюидонасыщенностью и исходной металлоносностью магматических очагов, геохимическими барьерами и другими факторами влияют на масштабы рудогенерирующих гидротермальных систем и, в конечном итоге, на запасы образующихся месторождений.

Петрофизическая гетерогенность субстрата ВПП обуславливает региональную анизотропию полей напряжений в островодужных, окраинно- и внутриконтинентальных обстановках. Она проявляется в стилях и интенсивности складчатых и дизъюнктивных деформаций пород, влияет на гипсометрические уровни подъема расплава, условия его дегазации и кристаллизации. Присутствие в верхах геологических разрезов малопроницаемых (в силу повышенных прочностных либо пластических свойств) толщ наряду с режимом коллизионного сжатия приводит к возникновению магматических и (или) флюидных плюмов с высокой концентрацией металлов, что способствует формированию крупных месторождений. При отсутствии благоприятных локальных геолого-структурных условий восходящий из магматического очага мощный металлоносный флюидный поток, который возникает при релаксации тектонических напряжений и резкой декомпрессии в период орогенного воздымания (с надвиговыми деформациями) и эрозии земной коры, может привести к образованию обширных геохимических ореолов с низкими содержаниями металлов, в лучшем случае мелких месторождений.

Меднопорфировые штокверки контролируются системами (каркасами) трещиноватости, возникающими в эндо-экзоконтактовых зонах остывающих и кристаллизующихся магматических тел в результате гидроразрыва, контракции и обрушения пород надынтрузивной кровли (с подновлением более древних разрывных нарушений различной природы). По этим системам в тепловом поле интрузивов происходит широкомасштабная циркуляция рудоносных магматогенных флюидов и активизируемых метеорных вод. Морфология формирующихся при их разгрузке штокверков зависит от деформационной природы вмещающих пород. При преобладании хрупко деформирующихся пород с невысокими пределами прочности образуются крупнообъемные ореолы трещиноватости и, соответственно, штокверки значительных размеров и вертикального размаха с отчетливой концентрической зональностью, сравнительно невысокими содержаниями металлов в рудах, широкомасштабными надрудными геохимическими ореолами. При этом основные запасы вкрапленно-прожилковых руд обычно сосредоточены в надынтрузивных зонах. Геометрически, в первом приближении, такие штокверки и оконтуренные по промышленным кондициям рудные тела могут быть описаны сочетанием разновысоких, вложенных друг в друга, параболоидов вращения, полыми конусами или цилиндрами, крутопадающими пластинами и клиньями. К подобным объектам относится большинство меднопорфировых месторождений.

Иная ситуация возникает при наличии над рудоносными плутонами малопроницаемых «экранирующих» толщ с повышенными прочностными свойствами (лавовые фации вулканитов, гнейсы, амфиболиты и др.), либо пластично деформирующихся при высоких температурах и давлении (известняки, доломиты). Образующиеся в подобных обстановках меднопорфировые штокверки обычно локализованы в апикальных частях порфировых интрузивов и характеризуются совмещением в пространстве разновременных продуктов рудогенеза. Масштабы формирующихся в таких условиях объектов зависят от размеров, флюидонасыщенности и металлоносности магматических очагов, и, в меньшей степени, от рудоносности интрузивной рамы (переотложения рудного вещества древних геохимических ореолов и месторождений активизированными метеорными водами на верхних уровнях рудогенерирующих систем).

При мощных магматических очагах «экранирующие» вулканогенные толщи подвергаются интенсивному метасоматическому преобразованию в экзоконтактах рудоносных интрузивов. Карбонатные породы частично или полностью ассимилируются расплавом с образованием гибридных гранитоидов. «Останцы» – провисы кровли и ксенолиты известняков, доломитов мраморизованы, скарнированы, на контактах с порфировыми штоками обогащены золотом, но в целом безрудны из-за низкой проницаемости. В таких условиях образуются крупные штокверки, нередко с уплощенными верхними ограничениями либо с пластообразной формой, со сравнительно высокими (для меднопорфирового геолого-промышленного типа) содержаниями металлов. Такими признаками обладает ряд уникальных по запасам месторождений – Чукикамата и Рио Бланко в Чили, Ок Теди в Папуа Новая Гвинея, Пebbл в США, Кальмакыр в Узбекистане и др.

При небольших размерах рудоносных интрузивов (и продуцирующих их очагов) в «подэкранной» обстановке формируются «компактные», рядовые по запасам, пласто- и линзовидные меднопорфировые штокверки, локализованные в экзоконтактовых зонах лакколито- или грибообразных интрузивов. Примеры – месторождения Кызата, Сары-Чеку, Нижнекаульдинское в Узбекистане, Кёплер в Турции. Такие объекты обладают «спрессованностью» рудно-метасоматических колонок с элементами «обратной» зональности (по векторам вниз от кровли порфировых штоков), повышенными густотой



рудных прожилков и содержаниями металлов в рудах, а также угнетенными надрудными геохимическими ореолами, что осложняет их поиски.

Избыточное давление газов, отделяющихся от охлаждающихся магматических тел, под толщами пород с повышенными прочностными свойствами, но склонными к хрупким деформациям, в ряде случаев может приводить к многократному прорыву флюидов и взрывному объемному растрескиванию пород с образованием эруптивных брекчий. В целом, они характерны для многих меднопорфировых месторождений, являясь следствием «вторичного вскипания» (потери летучих) расплава при кристаллизации, однако, в рассматриваемой обстановке названные процессы приобретают катастрофические масштабы. В результате возникают многофазные, сложно построенные брекчиевые трубки значительных размеров, вмещающие основные объемы руд. Брекчиевые тела могут «надстраивать» апикальные части рудоносных порфировых штоков, как на месторождениях Дос Побрес (США) и Эль Теньенте (Чили), либо представлять собой самостоятельные образования – Лос Бронсес, Сур Сур (Чили) и др. Сформированные в таких условиях рудоносные штокверки имеют трубообразную (цилиндрическую), воронкоподобную, либо сложную комбинированную форму, зависящую от морфологии брекчиевых трубок и порфировых интрузивов, и в целом отличаются сравнительно богатыми рудами.

Таким образом, петрофизические характеристики рудовмещающей среды наряду с флюидонасыщенностью и металлоносностью магматических очагов, геохимическими барьерами и другими факторами влияют на морфологию, строение и запасы меднопорфировых месторождений, что необходимо учитывать при построении прогнозно-поисковых моделей рудных районов и полей и проведении поисковых работ. В частности, одним из критериев перспективности территорий для поисков скрытых, в т.ч. крупных, меднопорфировых месторождений, является наличие «экранирующих» толщ над интрузивами продуктивных формаций (в виде реликтов отмечаются во многих рудных районах чилийских, ново-гвинейских, индонезийских, азиатских, европейских ВПП). Прямые поисковые признаки месторождений, локализованных под такими толщами, на дневной поверхности проявлены слабо или вообще отсутствуют. Для обнаружения подобных объектов необходимо применять современные геохимические методы изучения наложенных солевых ореолов, такие как EnzymeLeachSM, BioLeach (Канада), показавшие свою эффективность при поисках скрытых, глубоко залегающих меднопорфировых месторождений, а также технологии объемного геолого-геофизического моделирования с использованием данных сейсмо-, грави- и магниторазведки, позволяющие прогнозировать форму и параметры рудоносных интрузивов и продуцирующих их магматических очагов.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОЖИЛКОВЫХ КАРБОНАТОВ СЮЛЬДЮКАРСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ

*Игнатов П.А. \*(МГРИ, petrignatov@gmail.com) И.О. \* (организация, e-mail),  
Колганов Д.Н. (МГРИ, kolganov2016@yandex.ru), Колесник А.Ю. (НИГП АК  
АЛРОСА, kolesnikau@yandex.ru), Кошкарёв Д.А. (НИГП АК АЛРОСА,  
koshkarevda@alrosa.ru)*

### Аннотация

В Сюльдюкарском алмазоносном поле в нижнепалеозойских терригенно-карбонатных породах, вмещающих кимберлиты, установлены признаки кимберлитовмещающих структур, выражающиеся концентрациями Cr, V, Ni, Ba в прожилках карбонатного состава и осветления красноцветных пород, облегчением изотопов углерода и кислорода, красными фотолюминесценцией и фосфоресценцией прожилковых кальцитов

**Ключевые слова:** концентрации Cr, V, Ni, Ba, изотопия углерода и кислорода, фотолюминесценция, фосфоресценция, кимберлитовмещающие структуры.

Алмазоносные кимберлиты в перспективном Сюльдюкарском поле Ыггыаттинского района Якутии открыты в 2016 г. [Мальцев и др., 2016, 2017]. Условия поисков сложные, что связано с перекрытием кимберлитовмещающих пород нижнего палеозоя чехлом каменноугольно-пермских угленосных отложений и туфами, покровами и силлами мезозойских траппов В пределах центральной части поля, которая включает два сближенных мелких линзовидных крутопадающих кимберлитовых тела, весьма не выражены шлихо-минералогические ореолы из кор выветривания и базальных терригенных каменноугольных отложений [Максимкина, 2018, , Проценко, Горев, 2018 Толстов и др., 2015].

Анализ поисковых скважин показал, что за исключением локального участка с кимберлитами, отложений древней коры выветривания почти нет. Очевидно, в это время территория испытывала поднятия и материал коры выветривания вместе с алмазами и минералами спутниками (МАО) сносился в соседние впадины. В последних известны Хатырыкский и Холмолохский ореолы МАО [Мальцев и др., 2016, Проценко, Горев, 2018]. Ограничены и возможности использования геофизических методов поисков кимберлитов, поскольку широко распространены экранирующие толщи траппов. В этих условиях важное значение приобретают косвенные методы поисков структур, вмещающих кимберлиты [Игнатов и др., 2018]. Среди них особый интерес представляет определение изотопного состава и геохимических характеристик карбонатных прожилков, которые широко распространены в терригенно-карбонатных осадочных породах кембрия и ордовика [Ковальчук и др., 2015].

Изученная коллекция включала прожилки кальцита и доломита, содержащие примесь песчаных зерен (кристаллокластика) и рентгеноаморфный дисперсный, вероятно, пирокластический материал, отнесенных к флюидовзрывным образованиям. Они весьма схожи с материалом брекчий карбонатного состава и прожилков, которые распространены в Накынском и Мирнинском полях [Ходня и др., 2018]. Вторая группа проб представлена кальцитовыми прожилками и друзами, выполненными прозрачным бесцветным крупно кристаллическим кальцитом. Несколькими пробами представлены прожилковое и мелко пятнистое осветление красноцветных аргиллитов кембрия. Пробы отобраны из керна скважин, вскрывших околотрубочное пространство на расстоянии десятки до сотни метров, и поисковых разрезов, отстоящих от кимберлитов на расстоянии от 1,3 до 6,4 км.

41 проба проанализирована методом ICP MS в лаборатории НИГП АК АЛРОСА (ПАО), 30 масс-спектральных анализов изотопов углерода и кислорода выполнены по кальцитам и вмещающим известнякам из второй коллекции в лаборатории ГИН РАН доктором геол.-мин. наук Б.Г.Покровским на аппаратуре корпорации ThermoFisher, включающий масс-спектрометр Delta V Advanced и установку Gas-Bench-II. Разложение проб и стандартов КН-2 и NBS-19 проводилось с помощью  $H_3PO_4$  при  $50^\circ C$ . Точность определения  $\delta^{18}O$  и  $\delta^{13}C$  составила  $\pm 0.2\%$ .

Изотопный состав углерода (от  $-1,3$  до  $1,6\%$ ) и кислорода (от  $20,5$  до  $25,6\%$ ) осадочных пород нижнего палеозоя показывает типичные значения для морских карбонатных отложений [Фор, 1989]. Изотопный состав углерода и кислорода кальцита из прожилков и друз варьирует в широких пределах ( $\delta^{13}C$  от  $1,6$  до  $-23,6\%$ ,  $\delta^{18}O$  от  $10,2$  до  $20,5\%$ ).

Облегчение изотопного состава кислорода прожилковых кальцитов относительно известняков, очевидно, отражает их гидротермальное происхождение. В большинстве проб  $\delta^{13}C$  колеблется от  $-3,0$  до  $-10,3\%$ , что указывает на участие глубинного углерода в их образовании. При этом значения  $\delta^{18}O$  ниже  $15\%$ , фиксируют высокие (порядка  $300^\circ C$ ) температуры кристаллизации. Высокие температуры минерализации находят подтверждение интенсивной белой и красной фотолюминесценцией (ФЛ) и фосфоресценцией (ФФ), которая определялась в лаборатории МГРИ. Кальциты из околотрубочного пространства с облегченным углеродом ( $\delta^{13}C = -3,0, -3,5, -5,6\%$ ) имеют красные цвета ФЛ и ФФ. Такие же свечения имеют всего три пробы из 17, отобранных вдали от кимберлитов. Также как и по Накынскому полю, красная фотолюминесценция кальцитов согласуется с высокими концентрациями в них марганца. "Породные" значения  $\delta^{13}C$  в четырех пробах прожилковых кальцитов следует объяснить ассимиляцией углерода из вмещающих карбонатных пород. Резко отрицательные значения  $\delta^{13}C$  ( $-13,5$  и  $-23,6\%$ ) при  $\delta^{18}O$  соответственно  $15,4$  и  $11,9\%$  могут отражать окисление метана в процессе минералообразования. Такие значения отмечены и в Накынском поле [Ковальчук и др., 2015, Игнатов и др., 2018]. Не ярко выраженные отличия изотопного состава кальцитов из прожилков и друз из околосимбиритового пространства от подобных им в удалении от кимберлитов, по-видимому, объясняются малыми размерами кимберлитовых тел и небольшой аналитической выборкой по 5 пробам.

Интересные результаты получены по ICP MS анализам прожилков агрегативных карбонатов (флюидизитовых), кальцитовых и вторичного осветления. Значительные колебания содержаний отмечены для Cr, V, Ni и Ba, которые считаются типичными для кимберлитов [Лапин и др., 2005] и которые по данным геохимиков ВГРЭ слагают околотрубочные ореолы, связанные с прожилковой минерализацией []. Выделены три группы проб: с самыми низкими содержаниями; пробы, в которых встречаются аномальные концентрации одного реже двух элементов; пробы с концентрационными аномалиями всего комплекса рассматриваемых элементов.

В первую группу попало 15 проб, включая одну пробу известняка. Здесь содержания Cr, V, Ni, Ba колеблются соответственно (ppm):  $5,34-35,64$ ;  $7,31 - 16,27$ ;  $1,18 - 8,66$ ;  $13,96 - 119,70$ . Эти значения следует считать фоновыми для кальцитов, при образовании которых существенно не отразился ни базитовый, ни кимберлитовый магматизм. Вторая группа включает 17 проб, в которых концентрации никеля, иногда ванадия бария или хрома по отдельности или в одной-трех ассоциациях в два и более раз превышают их минимальные содержания. При этом, как правило, остальные элементы имеются в минимальных содержаниях. Представляется, что эти кальциты формировались при участии в гидротермах элементов магм основного состава. Участие основных магм при образовании карбонатов, подтверждается наибольшим количеством

проб, что отражает широкое распространение в Сьюльдюарском поле мезозойских траппов. Третья группа из 7 проб отличается высокими концентрациями всех типичных для ультрабазитов элементов (ppm): Cr (32,77 - 302,49); V (30,79 - 179,90); Ni (24,13 - 99,82); Ba (103,5 - 14890,0). В эту группу вошли две из 9 проб прожилков из оценочных скважин, пройденных на участке кимберлитов, а также некоторых скважин поискового бурения. Последние расположены на двух участках площадью в первые квадратные километры. В их пределах имеются тектонические и флюидоразрывные признаки структур, контролирующих кимберлиты.

Соотношения выбранных сидерофильных элементов и бария показывают явные отличия по большинству проб из околотрубочного пространства по своим повышенным концентрациям, например по Cr и V (рис. 1). При этом намечается обратно пропорциональная зависимость содержаний хрома с ванадием и никелем.

Имеется и прямая корреляция в распределении содержаний хрома с другими элементами по всем прожилковым образованиям: кальцитам, прожилкам осветления и большинству флюидизитов. Эти данные указывают на единство процессов их формирования, которые можно связать с внедрением кимберлитов. Можно предположить, что процесс концентрации отмеченных элементов был не только гидротермальный но и газовый. В газовой фазе, наверное, был CO<sub>2</sub>. Участие CO<sub>2</sub> в свою очередь служит еще одним фактом, подтверждающим формирование кимберлитов, поскольку кимберлиты Якутии тесно связаны с карбонатитами [Маршинцев, 1995, Толстов и др., 2000].

Таким образом, по изотопии углерода и кислорода можно устанавливать эндогенное высокотемпературное происхождение кальцита в прожилках. Концентрационные аномалии Cr, V, Ni и Ba в различных прожилках следует считать показателями участков локализации кимберлитовых тел. К близким выводам приходят и геохимии Вилюйской геологоразведочной экспедиции [Кирилина и др., 2016].

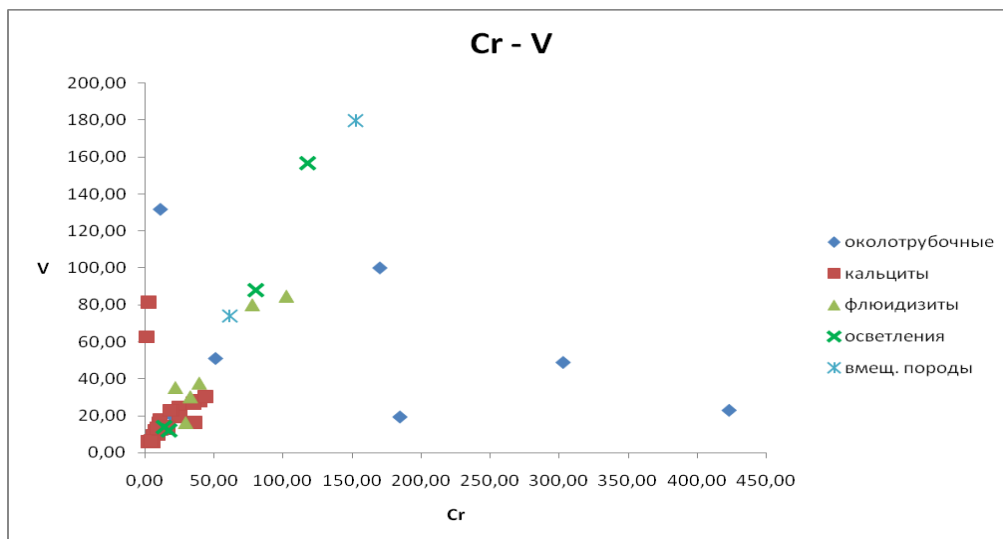


Рисунок 1. Соотношения содержаний хрома и ванадия (б) в прожилках разного состава Сьюльдюарского поля

## Литература

1. Игнатов П.А., Кряжев С.Г., Толстов А.В., Мальцев М.В. Признаки скрытых структур в осадочных толщах, вмещающих месторождения алмазов Накынского поля Якутии. Горный журнал. 2018, № 11, с. 18-23.
2. Кирилина А.В., Васильева В.И., Симоненко В.И. Геохимические методы поисков кимберлитов на закрытых территориях западной Якутии. В сб. Роль

- геохимии в развитии мсб тпи прогноз, поиски, оценка и инновационные технологии освоения редкометалльных объектов. М. ИМГРЭ. 2016. 44-47 с.
3. Ковальчук О.Е., Игнатов П.А., Кряжев С.Г. Методика локального прогнозирования кимберлитовых тел на основе комплексного исследования вторичной постмагматической минерализации кимберлитов и вмещающих пород, а также продуктов разрушения кимберлитов. В сб. Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА»: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. – Айхал: Материалы V полевого научно-практического семинара, 2015. С. 96-106.
  4. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицин Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. М. 2004, Издательство ИМГРЭ. 226 с.
  5. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М., Старкова Т.С. Новое кимберлитовое поле в Якутии и типоморфные особенности его минералов-индикаторов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2016. № 3. С. 86-94.
  6. Мальцев М.В., Толстов А.В., Старкова Т.С., Иванов А.С. Особенности вещественного состава кимберлитов Слюдюкарского поля (Западная Якутия) // Наука и Образование, 2017. № 4, с. 37-43.
  7. Максимкина Л.В. Структурно-тектоническое строение Слюдюкарской площади по сейсмоотражающим горизонтам КВ и К2м. Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения. Мирный НИГП АО АЛРОСА. 2018. С. 119-123.
  8. Маршинцев В.К. Кимберлитовые породы Якутии. Якутск. Изд. Якутского ГУ. 1995. 34 с
  9. Проценко Е.В., Горев Н.И. Слюдюкарское кимберлитовое поле, его границы и перспективы коренной алмазности по результатам тектонического анализа. Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения. Мирный НИГП АО АЛРОСА. 2018. С. 148-151.
  10. Толстов А.В., Князьков А.П., Яныгин Ю.Т. Предпосылки выявления новых месторождений алмазов на Виллой-Мархинском междуречье. В сб. Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА»: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. IV Региональная научно-практическая конференция. Республика Саха (Якутия) г. Мирный. 2014. С. 217-220.
  11. Толстов А.В. Главные рудные формации севера Сибирской платформы. М. ИМГРЭ. 2005. 200 с.
  12. Фор Г. Основы изотопной геологии. М: Мир. 1989. 589 с.
  13. Ходня М.С., Игнатов П.А., Лисковая Л.В. Вещественные признаки карбонатных флюидовзрывных образований Накынского алмазносного поля Якутии. Отечественная геология. № 2018. С. 38–42.

## О ВОЗМОЖНОСТИ НАЛИЧИЯ ЗОН ВТОРИЧНОГО ОБОГАЩЕНИЯ В ПЕРЕДЕЛАХ ОКЖЕТПЕССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

*Исаходжаев Бахтияр Абдукаримович\* (Ташкентский Государственный Технический Университет),  
Ишбобаев Тимур Бобакулович Ташкентский Государственный Технический Университет, ishbobayev.timur@mail.ru)*

### Аннотация

исследования результатов поисково-разведочного бурения ряда объектов (Сайный, Рудная зона №2, Джелсай, Сардор и др.) позволяет сделать вывод, что во всех случаях, возможно, имеет место проявления зоны вторичного обогащения золотом.

**Ключевые слова:** Зона вторичного обогащения, зона гипергенеза, Центральный Кызылкум, месторождения Окжетпес, Кокпатасская рудная поля, минерализованная тела, зона окисления.

Нами, в качестве эталонных, были выбраны золоторудные проявления Окжетпесского рудного поля.

Рудное поле расположено в южных отрогах гор Букантау и приурочено к одноименному брахиантиклинальному поднятию. Ожидаемый на глубине промышленный тип золоторудной минерализации - вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды умеренно-сульфидной формации, характерные для собственно Кокпатасского рудного поля, а также для участков, расположенных вблизи него. ГРП нацелены на оценку погребенных и скрытых на глубине позиций рудолокализации.

На месторождениях Окжетпесского рудного поля, в полной мере, подтверждается положение о ведущей роли тектонических деформаций пород в локализации золотого оруденения. Существенное значение при этом имеют неоднократность формационного процесса и литологические факторы. Все это обуславливается многообразием рудолокализации и их сочетанием.

Рудные залежи пластообразной, линзовидной и неправильной формы, нередко они пологопадающие.

Характерная черта золотого оруденения Окжетпесского рудного поля приуроченность к телам гидротермально-измененных зачастую «минерализованных» пород. Содержание золота здесь обычно в несколько раз превышает «фоновое» по региону, хотя в преобладающем большинстве случаев оно ниже минимально-промышленного.

Минерализованные тела, как правило, охватывают несколько сходных по морфологии и геолого-структурным особенностям промышленные рудные тела различной формы, объединенных между собой сплошной массой измененных пород. Несмотря на тесную пространственную связь рудных тел с телами минерализованных пород, для тех и других характерны свои масштабы проявления, а также геолого-структурные факторы их локализации. Очевидно, между телами минерализованных пород и рудными телами существуют определенные связи, выявление и изучение которых может дать дополнительные надежные критерии при постановке дальнейших поисковых работ.

Промышленные рудные тела подчеркивают неоднородность внутреннего строения тел минерализованных пород и зон. Контуры промышленных рудных тел внутри общего контура рудоносных тел гидротермально измененных пород обычно отражают кондиции.

На площадях прогнозно-поисковых работ назрела необходимость коренного совершенствования методов прогноза и научных основ прогнозно-оценочных критериев применительно к закрытым и перекрытым перспективным позициям скрытых в определенных глубинах рудообразования.

До настоящего времени, геологические основы прогноза золоторудных месторождений, методические приёмы и подходы изучения изменчивости оруденения для целей прогноза и оценки зоны первичных и окисленных руд были практически идентичными.

Факты последних лет свидетельствуют, что закономерно меняются качественные характеристики вскрываемых минерализованных и рудных зон - тип минерализации и ее изменчивость, в особенности в зоне гипергенеза. Последняя имеет свои специфичные переходы в первичные руды и наоборот. При этом вертикальный размах зон гипергенеза достигает 60-80 (100) м, а не 20-30 м как допускалось ранее.

Практически, на всех опосредованных площадях гор Окжетпес, прослеживается тенденция развития позиций, обогащенных золотом, преимущественно в нижних, более глубокозалегающих частях минерализованных зон в 70-100 м от поверхности. При этом эти обогащенные позиции разобщены и в подавляющем большинстве не оконтурены на глубину. Так, например, на уч. Сардор за последние годы в результате бурения с отбором керна на глубоким 100-120 м от дневной поверхности вскрыты обогащенные золотом зоны вторичного обогащения. Подобное отмечается и по ряду других участков, таких как Сайный (70-100 м), Джелсай (80-100 м), Рудная зона 2 и др. (рис.1).

А.И. Образцов на примере некоторых месторождений Центральных Кызылкумов – Мурунтау, Амантайтау [1] и др. подтверждает взгляд С. Смирнова о наличии на определенной глубине зоны «цементации» и вторичного обогащения за счет выноса и переотложения золота из вышележающей зоны окисления [2].

Данная закономерность наряду с Мурунтау, проявляется и на других месторождениях Центральных Кызылкумов (Амантайтау и др.). Последние, по данным разведочного бурения, составляют около 100 м в Кокпатасском рудном поле и около 80-100 (120 м) м, в Окжетпесе.

Согласно мнению некоторых исследователей нижняя граница современной зоны окисления обычно совпадает с уровнем грунтовых вод. Ниже ее рН трещинно-поровых вод меняется от 4-7 ближе к поверхности (окислительные условия) и до 8-10, соответствующего условиям восстановительной среды, ниже уровня грунтовых вод. Это область носит название зоны цементации. В длительных процессах окисления сульфидов происходит значительный вынос и переотложение золота вместе с другими составляющими и их новообразованием (обогащение) в зоне цементации и над ней.

В зоне окисления промышленные концентрации золота связаны преимущественно с гидроокислами железа (гетит, гидрогетит) и арсенидами (скородит, питтит и др.) [3].

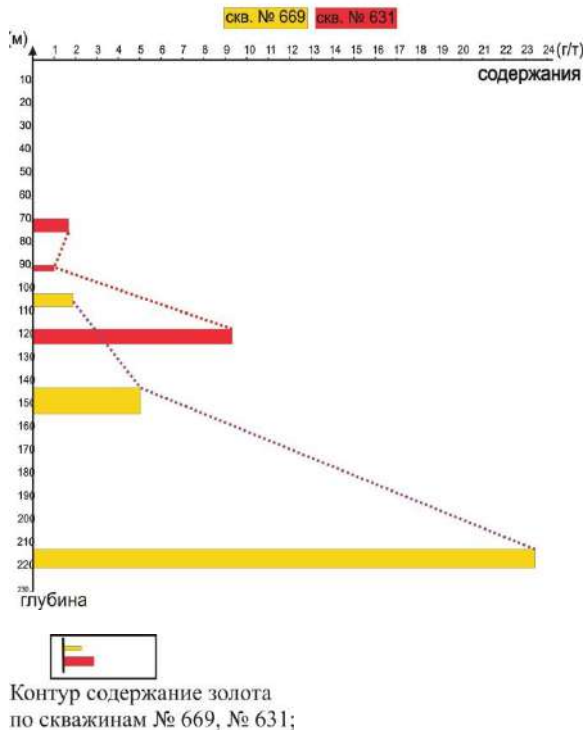
**Таким образом:**

1. В пределах гор Окжетпес широкое проявление получили гипергенные процессы - зона окисления и развитие кор выветривания. Глубины развития процессов окисления контролируются уровнем грунтовых вод. Все вместе естественно, создают сложности выбора и комплексирования методов вскрытия и оценки объектов, в процессе ГРР.

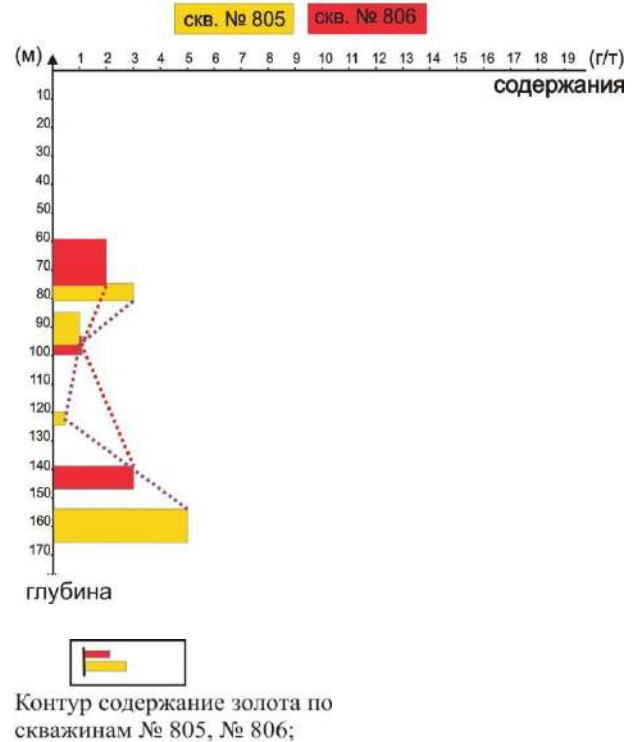
2. Для площадей интенсивного развития гипергенеза, исходя из возможности наличия вторично обогащенных зон на глубинах выше зоны цементации, существенные концентрации золота возможны на глубинах свыше 50-70 (до 120) м от поверхности в породах палеозойского фундамента.

3. Необходим выбор рационального комплекса опробовательских и аналитических исследований, которые должны быть нацелены на изучение процессов и продуктов окисления и выделения минералов, а также элементов –индикаторов скрытого оруденения. Они сводятся к следующим: значительное содержание золота в ярозите, скородите, гетите, гидрогетите и в преобладающем составе золота, смешанного Au-Ag, Au-Cu, Au-Fe и др. ряда.

Сардор



Рудная зона №2



**Рисунок 1.** Особенности изменения формации золота по данным опробования керна (шлама) скважин

## Литература

1. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. Издание третье. Изд.АН СССР. МЛ; 1955. 381с.
2. Образцов А.И. Месторождение Мурунтау. Издательство «ФАН» Академии наук Республики Узбекистан, 2001. С. 200.
3. Исаходжаев Б.А. Крупные и уникальные месторождения твердых полезных ископаемых Узбекистана: геодинамическая и формационная систематика геолого-промышленных типов // Современные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан. - Т.: ИМР, 2007. - С. 67-74.



## ПРИМЕНЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ПРИ БЛОЧНОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ДЛЯ ЛОКАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ КОМПОНЕНТОВ

*Корсакова А.В. (Dassault Systèmes, Alexandra.Korsakova@3ds.com)*

### Аннотация

Обоснована эффективность использования метода динамической анизотропии для определения направления эллипсоида поиска при интерполяции компонентов в блочную модель. Рассмотрены варианты реализации методики в ПО GEOVIA Surpac, а также ключевые моменты и особенности их применения.

**Ключевые слова:** блочное моделирование, параметры интерполяции, динамическая анизотропия, поисковый эллипсоид.

В настоящее время блочное моделирование является одним из наиболее эффективных методов подсчета запасов и создания основы для сценариев горных работ на всех горизонтах планирования. Корректность присвоения блокам значений качественных показателей является критическим условием для дальнейшего использования модели. Поэтому наряду с качеством исходных данных, выбор параметров интерполяции играет решающую роль в процессе блочного моделирования.

Одним из ключевых элементов в процессе интерполяции является поисковый эллипсоид. Он определяет основные направления изменчивости характеристик рудного тела. Для использования поискового эллипсоида необходимо определить параметры его ориентации (азимут, угол погружения и угол падения).

На данный момент применяются следующие методы для задания направленности эллипсоида анизотропии:

1) Выбор единого генерального направления. Вариант возможен для рудных тел без заметной морфологической изменчивости

2) Разбивка рудного тела на домены, в каждом из которых ориентация различается незначительно. Такой подход является более корректным, однако тоже дает значительную погрешность, поскольку изгибы рудных тел в пространстве не резкие, а с постепенным изменением азимутов/углов.

3) Метод динамической анизотропии.

Последний метод является наиболее точным и позволяет максимально уменьшить погрешность при определении параметров, поэтому он предпочтительнее для большинства объектов.

В ПО GEOVIA Surpac предусмотрена возможность считывания параметров поискового эллипсоида из соответствующего атрибута блочной модели. Прежде чем они могут быть использованы для оценки содержаний, требуется присвоить их блочной модели.

Dassault Systemes GEOVIA предлагает два способа вычисления параметров ориентации эллипса: из триангуляционных поверхностей или из стрингов, отрисованных по планам и разрезам, повторяя направления минерализации. Важно, что данные методы корректно использовать только тогда, когда ориентация эллипсоида совпадает с залеганием рудного тела.

Генеральная схема метода:

1. Построение структурной ЦТМ поверхности или серии стрингов, описывающих морфологию.

2. Расчет параметров ориентации в центрах треугольников или между точками, созданными на стрингах через равные интервалы.

3. Интерполяция вычисленных значений в атрибуты блоков.
4. Расчет истинного угла падения для метода, основанного на серии стрингов.
5. Оценка содержаний с учетом присвоенных значений ориентации.

**Особенности реализации методов на каждом из шагов процесса:**

При использовании триангуляционной поверхности по разрезам отстраиваются ЦТМ по срединным линиям солидов, задающие морфологию залегания тела. От степени детальности построения срединных линий зависит точность последующей интерполяции. Очень важно, чтобы все треугольники соответствовали простиранию и падению рудного тела. В случае, если образуются горизонтальные треугольники в местах перегиба стрингов, их необходимо инвертировать.

При использовании серий стрингов первая серия отвечает за направление простирания и погружения минерализации (отрисовывается в горизонтальных или наклонных планах), должна быть отрисована в направлении, равном азимуту падения минус 90 градусов, а вторая – за угол падения минерализации (обычно отрисовывается в вертикальных разрезах), субперпендикулярно стрингам первой серии).

Далее производится расчет параметров ориентации осей поискового эллипсоида интерполяции. Для каждого из треугольников поверхности в первом методе считывается азимут простирания и истинный угол падения плоскости. Результаты расчетов записываются в точки, созданные в центроидах треугольников.

При использовании серии стрингов процедура вставляет дополнительные точки в стринги с назначенным интервалом. После этого процедура производит расчёт азимута и угла падения от каждой точки до следующей в стринге и записывает эти значения. Таким образом в первой серии стрингов рассчитывается азимут простирания и угол погружения эллипса, а во второй серии стрингов рассчитывается видимый угол и азимут падения.

Далее производится расчет этих параметров для каждого блока блочной модели. Предлагается **два способа расчета азимутальных и угловых значений**: методом ближайшего и методом обратных расстояний (IDW). В результате каждому ячейкам блочной модели присваиваются значения каждого из параметров. При необходимости можно также задать ограничители для интерполяции. Например, для отдельных рудных тел корректно использовать параметры залегания, считанные в его границах.

**Особенности процедуры расчета азимута при использовании метода IDW.**

Первым шагом в каждой точке для азимута простирания и падения рассчитываются параметры X и Y, равные соответственно косинусу и синусу значения азимута. Процедура интерполирует значения во временные атрибуты. Следующим шагом по представленным формулам с помощью математических операций с блоками модели рассчитываются истинные значения азимута простирания.

$$A1 = \text{If}(Xa = 0 \text{ And } Ya = 0, 0, \text{Acos}(Xa / \text{Sqrt}(Xa * Xa + Ya * Ya)))$$

$$A2 = \text{If}(Xa = 0 \text{ And } Ya = 0, 0, \text{Asin}(Ya / \text{Sqrt}(Xa * Xa + Ya * Ya)))$$

$$A = \text{If}(A2 > 0, A1, 360 - A1);$$

A – значение рассчитываемого азимута.

Расчёт дополнительных параметров необходим для корректной интерполяции азимутальных данных в блочную модель методом обратных расстояний при переходе азимута через нулевое значение. Значение погружения и угла падения интерполируются с помощью стандартной операции методом обратных расстояний.

В случае использования исходных данных в виде стрингов производится **расчет истинного угла падения**. Данная операция необходима в связи с тем, что стринги, отрисованные в направлении падения, как правило не перпендикулярны к направлению простирания, и, в связи с этим, вычисленные углы падения являются видимыми.

Истинный угол падения рассчитывается по формуле вычисления угла между двумя плоскостями, где первая плоскость описывается вектором простирания (значение азимута простирания и угла погружения) и вектором видимого падения (видимый азимут падения и видимый угол падения), а вторая плоскость вектором простирания и перпендикуляром в горизонтальной плоскости к этому же вектору. Данная операция производится для каждого блока модели.

#### **Основные различия описанных методов на уровне пользователя.**

Основные преимущества использования триангуляционной поверхности – относительные простота и удобство в использовании и подготовки данных по сравнению с методом стрингов. Отрицательные стороны данного метода – отсутствие возможности задания угла погружения и вероятность неточной оценки за счет инвертированных треугольников. Поэтому метод предпочтителен при работе с относительно простыми рудными телами.

Для сложных моделей, в которых, например, имеются разветвления, рекомендуется использовать метод стринг-данных, сильными сторонами которого являются более точное определение изменчивости морфологии за счет прямого вычисления истинных углов. Также важной особенностью метода стрингов является возможность задания угла погружения эллипсоида. Метод является более трудоемким по сравнению с методом триангуляционной поверхности.

Таким образом, в результате использования метода динамической анизотропии после интерполяции компонента получаем блочную модель, в которой распределение интерполируемого компонента максимально согласовано с морфологическими особенностями рудного тела. Более точная локальная оценка содержаний полезных компонентов в пространстве может позволить существенно повысить качество планирования горных работ.

#### **Литература**

1. Дж.Кумбс. Искусство и наука оценки запасов. Практическое руководство для геологов и инженеров / Пер.О.Казакова - Перт, Coombes Capability, 2010. - 64, 117 с.

## ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО КРИТЕРИЯ ДЛЯ ПОИСКОВ ПЕРЕКРЫТОГО ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

*Котельников А.Е.\* (Российский университет дружбы народов (РУДН), kotelnikov-ae@rudn.ru),*

*Дьяконов В.В. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), mdf.rudn@mail.ru),*

*Котельникова Е.М. (Российский университет дружбы народов (РУДН), kotelnikova-em@rudn.ru)*

### Аннотация

На сегодняшний день вопросы поисков слепых и перекрытых месторождений являются весьма актуальными. Но эта задача весьма затратная и трудоемкая, как в интеллектуальном аспекте, так и в технологическом. Соответственно необходимы новые алгоритмы, позволяющие с высокой степенью эффективности проводить поисково-оценочные работы и обнаруживать перекрытые и погребенные оруденения промышленного масштаба. В тексте приводится один из таких алгоритмов, представляющий комплексные исследования, проводимые авторами. Данные исследования основаны на трех основных шагах: палеовулканическое реконструирование территории, выделение определенных геолого-структурных элементов, геолого-геохимическая оценка потенциал перспективных площадей. Ниже приведен краткий пример применения структурно-геохимического критерия для территории Казахстана.

**Ключевые слова:** палеовулканическое сооружение, критерии, поиски, вулканические фации, перекрытое оруденение, геохимия

Основной целью проводимых авторами исследований является разработка и апробация универсального комплекса поисково-оценочных работ, позволяющего с высокой эффективностью обнаруживать перекрытые и погребенные оруденения промышленного масштаба.

Задачей, рассматриваемой в данных тезисах, является оценка результатов одного из таких исследований, проведенных авторами на территории Казахстана.

**Теоретические предпосылки к геолого-структурной оценке перспективности территории.** Не зависимо от степени изученности, удаленности, залесенности и прочих сложностей для территорий с покровом магматических пород фанерозойского возраста, основной структурной единицей являются палеовулканические сооружения. Подробное описание структуры и строения палеовулканических сооружений изложено в работах авторов [1, 2]. Вкратце, формирование палеовулканов происходит в три последовательных этапа. 1 этап – извержение эффузивных продуктов основного состава, приводит к созданию щитового вулкана. 2 этап – последующие извержения эффузивных продуктов кислого состава, из того же магматического канала, приводят к созданию стратовулкана. Первый и второй этапы характеризуют эффузивный период развития сооружения. 3 этап – формирование интрузивных тел внутри палеовулканического сооружения и характеризует поствулканический период его развития. Палеовулканическое сооружение сложено пирокластическими, лавовыми и вулканогенно-осадочными, осадочными и интрузивными породами. Они слагают вулканические группы фаций [3, 4, 5]: жерловая; склоновая; удаленная; межпластовая или межформационная. По размерам палеовулканические сооружения сопоставимы с современными вулканическими сооружениями (например, два щитовых вулкана Мауна-Лоа (MaunaLoa) на острове

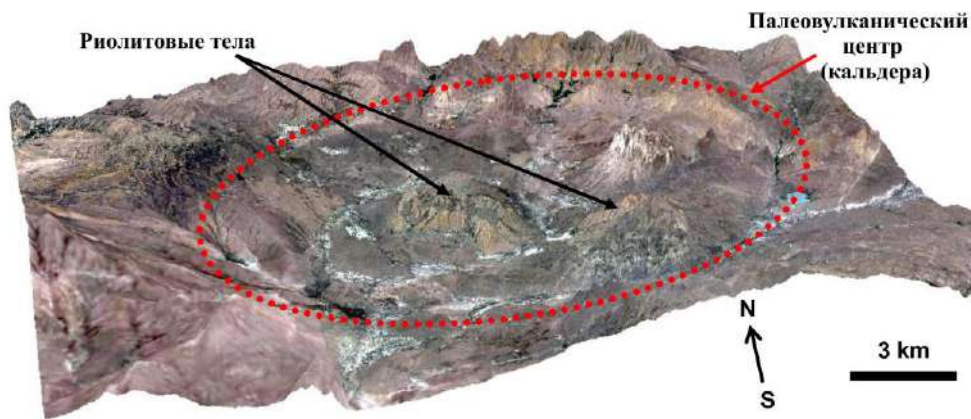
Гавайи шириной порядка 120 км и высотой чуть более 9170 м (включая превышение над уровнем моря ~4000 м), и Массив Таму, расположенный в северо-западной части Тихого океана, в 1600 км к востоку от Японии, размером 450 на 650 километров при высоте около 4,5 км. над уровнем океана [6].

В пределах палеовулканических сооружений формируются месторождения медных руд двух структурно-фациальных типов: 1 – вулканогенные, в пределах вулканических центров и склонов; 2 – интрузивные, связанные с крупными интрузивными (абиссальными) телами, сформировавшимися в заключительный третий этап развития палеовулканов, и располагающиеся в толщах пород склоновых и удаленных фаций. На основе возраста формирования палеовулканических сооружений можно отметить, что для салаирских и частично каледонских сооружений характерны крупные месторождения колчеданного типа (Уральский тип), для позднепалеозойских (по Бахтееву М.К., 1987) – крупные медно-порфировый с небольшими медно-колчеданными объектами [1, 7].

**Пример применения комплексных исследований.** Рассмотрим пример применения структурно-геохимического критерия для поисков перекрытого эндогенного оруденения на основе работ, проведенных авторами в Казахстане. Исследования основаны на трех основных шагах: 1 – в начале осуществляется определение структурно-геологической характеристики территории на основе палеовулканического реконструирования; 2 – следующим шагом является выделение перспективных для обнаружения рудной минерализации площадей, основывающееся на приуроченности различного типа минерализации к определенным структурным элементам палеовулканических сооружений; 3 – применение геохимической съемки в пределах выделенных площадей позволяет оценить их перспективность. Выявленные комплексные геохимические аномалии укажут на перекрытые зоны рудной минерализации. Это позволяет локализовать компактные участки, перспективные на выявление перекрытого оруденения промышленного масштаба.

Авторами (Дьяконов В.В., Котельников А.Е., 2015-2016) были проведены специализированные геологические маршруты на одной из исследуемых территорий (более 10 тыс.км<sup>2</sup>) в Казахстане, которая ранее не рассматривалась в качестве перспективной. Результатом таких работ стало выявление фрагментов крупного палеовулканического сооружения каменноугольно-пермского возраста. В стратиграфической последовательности наиболее древними породами являются лавы базальтов и их дифференциаты. Повсеместно фиксируется налегание кислых лав и их туфов на породы основного состава.

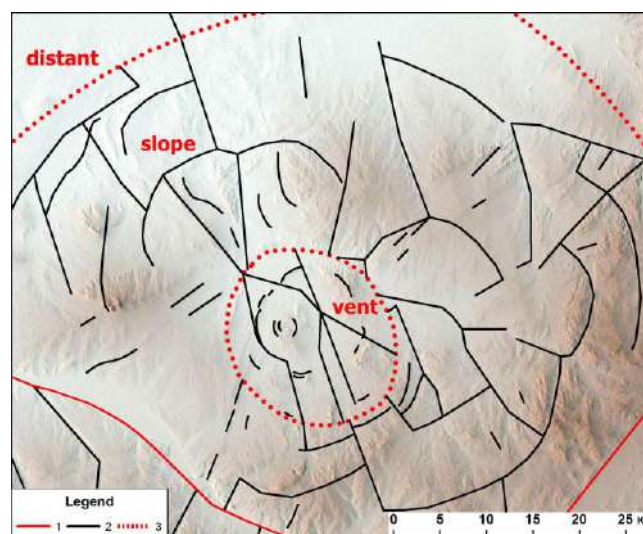
Центральная часть сооружения (кальдера) диаметром 16-18 км. (рис. 1), заполнена породами, соответствующими жерловой фации. Широко представлены бомбовые туфы размером от первых сантиметров до нескольких метров. Среди обломков присутствуют как породы основного состава, так и кислого, цементирующая масса туфолавова средняя-кислого состава. Помимо эффузивных пород широким развитием пользуются многочисленные субвулканические тела риолитового состава и многочисленные кольцевые и радиальные дайки диабазов, риолитов, трахидациотов и дациотов (рис. 2).



**Рисунок 1.** 3D изображение центральной части палеовулканического сооружения (интерпретация космического снимка Landsat).

Склоновая фация. За пределами области развития пород жерловой фации, уверенно картируются породы, относимые к склоновой фации. Площадь развития их достигает в диаметре 100 км. Эти породы представлены многочисленными лавовыми и туфолавовыми потоками, полями туфов, часто встречаются игнимбриты. В многочисленных обнажениях фиксируется налегание кислых лав и их туфов на породы основного состава. Субвулканическая фация представлена дуговыми и радиальными зонами даек кислого состава, мелкими штоками и экструзивными куполами. Кольцеобразное строение склоновой части палеовулканического сооружения подчеркивается формой отдельных и сериями кислых субвулканических тел, дайками кварцевых порфиров, приуроченных к радиальным и кольцевым трещинам, развивающимся вокруг вулканического центра.

Удаленная фация. Вулканомиктовые породы удаленной зоны палеовулканического сооружения представлены туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Породы слагают ритмичную толщу вулканогенно-осадочных пород, накопившихся у подножия вулкана, как бы опоясывая палеовулкан. По петрографическому описанию, породы представляют собой продукты разрушения вулканической постройки, перешедшей в осадок без изменения структуры обломков. Породы представляют собой туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоконгломераты.



**Рисунок 2.** Схематическое изображение системы кольцевых и радиальных нарушений, связанных с палеовулканическим сооружением. Условные обозначения: 1- главные тектонические нарушения; 2- трещины и дайки; 3- границы групп фаций (жерловая (vent), склоновая (slope), удаленная (distant)).

Структурно-геологическая оценка территории позволила выделить перспективные площади на обнаружение медной минерализации. На одной из таких площадей (~200 км<sup>2</sup>), расположенной в пределах центральной части кальдеры были проведены геохимические исследования. Количество проб составило 1200 штук при сети опробования 1000x200. Обработка результатов осуществлялась с помощью современного специализированного программного обеспечения.

В результате сопоставления геологических и геохимических данных была получена оценка перспективности площади. В пределах площади четко устанавливаются два типа геохимических аномалий, отвечающих двум различным типам рудной минерализации. Наиболее широко представлена медно-порфировая минерализация, она занимает более половины площади, и представлена контрастными аномальными полями рудного кластера. Внутри кластера четко выделяются подгруппа Cu-Mo, образующая оконтуривающий ореол вокруг риолитовых штоков, подгруппа Pb-Zn, сосредоточивается во внешнем контуре пояса. Подгруппа Ag локализуется на границе медно-молибденовой и полиметаллической подгрупп. Это наиболее перспективное место на обнаружение медно-порфирового оруденения. Второй тип геохимических аномалий расположен на краю площади и соответствует поведению элементов над вольфрам-молибденовыми месторождениями.

**Результаты.** Проведенные исследования позволили выделить в пределах территории группы фаций, отражающие элементы палеовулканического сооружения. Для выделения перспективных площадей был применен структурный критерий, установленный на основе предшествующих работ по палеовулканическому реконструированию территорий с известными месторождениями. Из-за низкой обнаженности применение геолого-геохимического критерия смещается в сторону геохимической оценки площади и выделению наиболее перспективных участков. Результатом представленных выше исследований стало выделение участков и зон потенциально перспективных на обнаружение перекрытого эндогенного оруденения медно-порфирового и вольфрам-молибденовой типов.

### Литература

1. Dyakonov V.V., Kotelnikov A.E. Application of the structural-geochemical criterion for exploration of overlapped endogenous mineralization // 25th World Mining Congress Proceedings: Ministry for Investment and Development of the Republic of Kazakhstan / ITECA LLP – Astana, 2018. pp. 372-379.
2. Дьяконов В.В. Фанерозойские палеовулканические сооружения и рудная минерализация медно-молибден-порфирового типа: диссертация ... доктора геолого-минералогических наук: - М., 2011. - Режим доступа: РГБ, место хранения OD 71 12-4/3, <https://search.rsl.ru/ru/record/01005085681>
3. Авдонин, В.В. Фации колчеданных вулканогенных комплексов/В.В. Авдонин, Т.Я. Гончарова. -М., 1986.
4. Bogie, I. and MacKenzie, K.M., 1998. The Application of a Volcanic Facies Model to an Andesitic Stratovolcano Hosted Geothermal System at Wayang Windu, Java, Indonesia, *Proceeding, 20th New Zealand Geothermal Workshop*, pp. 265-276.
5. Bronto, S. Fasies gunung api dan aplikasinya. *Jurnal Geologi Indonesia*, Vol. 1 No. 2 Juni 2006: 59-71. <http://dx.doi.org/10.17014/ijog.vol1no2.20061>
6. William W.S., Jinchang Z., Jun K., Takashi S., Anthony A.P.K, Mike W. and John J.M. An immense shield volcano within the Shatsky Rise oceanic plateau, northwest Pacific Ocean *Nature Geoscience*. 2013, vol. 6 pp. 976–981.
7. Дьяконов В.В., Котельников А.Е., Усова В.М. Эндогенные оруденения палеовулканических сооружений // *Разведка и охрана недр*. 2016. № 6. С. 25-27.

## ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ВАЛУНИСТОЕ (ЧУКОТСКИЙ АО)

*Круглов Н.А. (ООО «Рудник Валунистый», e-mail: kruglov-nic@yandex.ru),  
Дорожкина Л.А. (ФГБУ «ВИМС», e-mail: dorojkina@vims-geo.ru)*

### Аннотация

Проведен статистический анализ распределения содержаний золота и серебра в минеральных образованиях разного состава зон Главная и Новая. Показаны особенности распределения золота и серебра, выявленные в процессе эксплуатационной разведки месторождения.

**Ключевые слова:** Золото, серебро, золото-серебряная минерализация, месторождение.

Золото-серебряное месторождение Валунистое находится в Анадырском районе Чукотского АО. Его промышленная отработка ведется более 15 лет и к настоящему времени большая часть запасов руды месторождения, пригодных для открытой отработки исчерпана; в перспективе планируется переход на подземную добычу.

Месторождение Валунистое расположено в субширотном сегменте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) наложенном на вещественные комплексы Кони-Танюерской складчатой системы Корякско-Камчатской складчатой области. Валунистый рудный узел, приурочен к Канчаланской магмо- и рудоконтролирующей зоне разломов северо-восточного простирания, на участке пересечения ее разломами субширотного простирания, образующих клиновидные блоки [1,3]. Одноименное рудное поле совпадает с двумя сближенными вулcano-купольными структурами — Валунистой и Шалой, сложенными верхнемеловыми покровами риодацитов, андезитов, андезито-базальтов и их туфов.

В тектоническом отношении ведущее положение занимают Валунистая вулcano-купольная структура, диаметром около 4 км, ограниченная кольцевым разломом, и Канчаланская система разломов северо-восточного простирания представляющая собой серию субпараллельных кулис.

В пределах Валунистой вулcano-купольной структуры вмещающие породы подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям. Метасоматическая зональность представлена: аргиллизитами — кварц-калиевошпатовыми-гидрослюдистыми метасоматитами — низкотемпературными кварц-альбит-хлорит-карбонатными пропилитами — высокотемпературными кварц-хлорит-эпидотовыми пропилитами [1,2]. Процессу пропилитизации в большей степени подвержены породы среднего и основного состава. Кварц-калиевошпатовые и кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты связаны с породами умерено-кислого и субщелочного состава. Мощность метасоматитов изменяется от нескольких метров до нескольких десятков и даже сотен метров. Гидротермальные тела как правило представлены сериями сближенных в пространстве жил сложной формы – с раздувами и пережимами, извилистых, часто ветвящихся, образующих серии сопряженных и субпараллельных кулис. Одиночные жилы встречаются редко. Их мощность изменяется от 0,1 до 20 м, преобладают жилы мощностью до 1 м. Протяженность жил варьирует от 30 до 400 м. Преобладают жилы выполнения открытых трещин плитообразной формы. По вертикали жильный пучок в зоне имеет форму веера с широкой верхней и узкой глубинной частями. По составу жилы кварцевые и адуляр-кварцевые, калиевошпат-хлорит-кварцевые и карбонат-кварцевые.



Золото-серебряное оруденение локализовано в десяти сложно-построенных кварцево-жильных зонах, приуроченных к разломам Канчаланской системы. Наиболее продуктивными являются две из них – Новая и Главная.

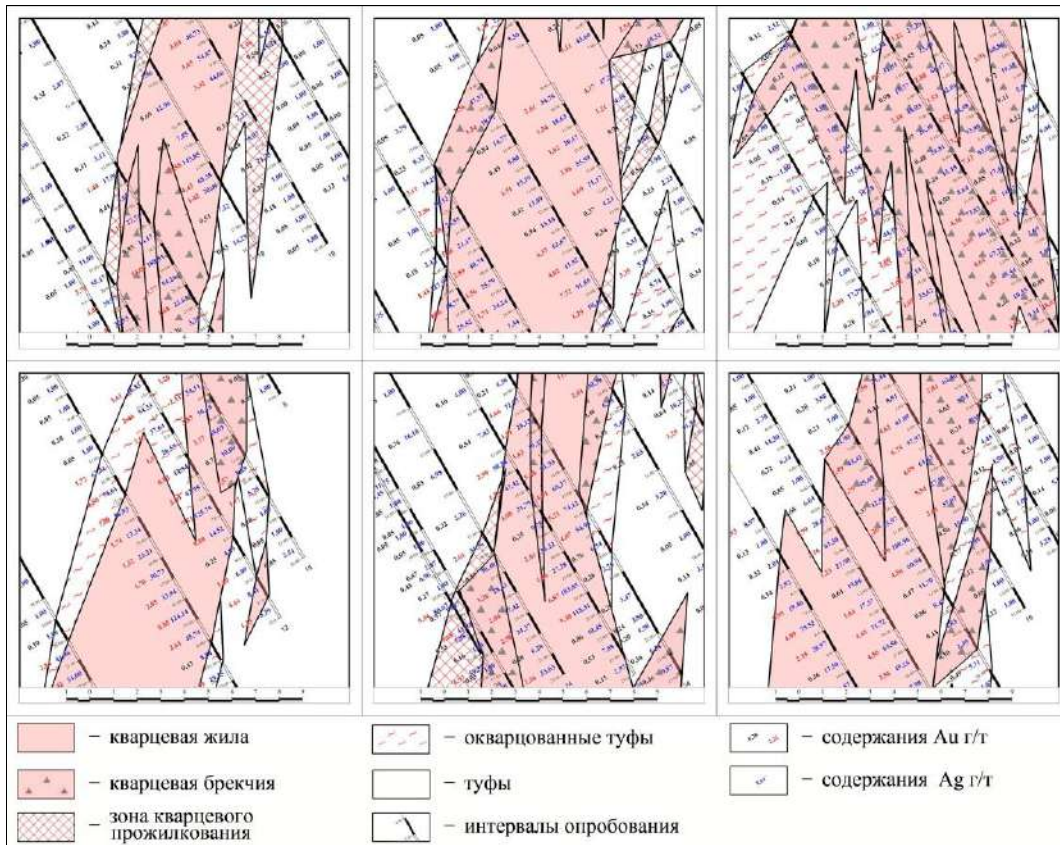
Зона Главная протяженностью почти 1600 м и ширине 40-80 м прослежена в северо-восточном направлении. Падение ее крутое (70-85°) на юг-юго-восток. Жилы в ней сгруппированы в 4 кулисы протяженностью 360–540 м. Кулисы состоят из одной–трех основных жил, которые сопровождаются короткими близпараллельными и оперяющими жилами. Мощность основных жил колеблется от 0,6 до 11 м, протяженностью от 200 до 540 м, оперяющих соответственно 0,2-2 м и 50–200 м. Преобладают жилы выполнения открытых трещин с параллельными резкими контактами. В зоне Главной выделяется четыре рудных тела. Зона Новая прослежена в меридиональном направлении на расстояние 850 м. Мощность ее 100-200 м. Она состоит из серии близпараллельных жил мощностью от 0,2–0,9 до 5-8 м и протяженностью до 500–600 м. В зоне Новая выявлены и разведаны 5 рудных тел.

Основными жильными минералами, слагающими до 98-99% объемной массы рудных тел, являются кварц (70-90%) и калиевый полевой шпат адуляр [2]. Встречаются также серицит, хлорит, гипс, флюорит, карбонаты. Рудные минералы включают пирит (95%), сфалерит, халькопирит, галенит, самородное золото и серебро, теллуриды золота, серебра, свинца и висмута. Золото среднее, мелкое и тонкое.

В кварцевых и адуляр-кварцевых жилах распределение золота крайне неравномерное носит столбовой, ленточный характер. Максимальные содержания золота тяготеют к зальбандам жил, к зонам мелкого прожилкования во вмещающих породах, то есть к участкам максимальной неоднородности и проницаемости для рудных растворов (рис. 1). Для зальбандов характерны структуры полосчатости расщепления, деформационной полосчатости скольжения, пульсационной полосчатости раскрытия, внедрения более поздних прожилков, брекчирования и милонитизации. Обогащенные золотом и серебром участки жил обычно в той или иной степени на макро- и микроуровнях демонстрируют признаки метаколлоидных текстур [Винокуров С.Ф.]. Наиболее общими являются два случая с существенным отличием текстурных признаков локализации и концентрирования золотин. Первый – это участки жил с хорошо проявленной колломорфно-полосчатой текстурой за счет чередования кварца и адуляра с различной степенью раскristаллизации и крупности. При этом, рудные минералы приурочены к параллельным полосчатости полосам скрытозернистых агрегатов кварца и адуляра. Подобные участки являются наиболее богатыми, если они приурочены к эндоконтактовым частям жил. Второй – представляет собой пористые, кавернозные участки кварцевых жил за счет развития мелких и микрожеод кварца без видимого адуляра и полосчатости. Для них характерны крайне неравномерные гнездообразные участки густого концентрирования включений минералов золота и серебра в зальбандах упомянутых жеод, а также в центральных их частях, выполненных чаще всего железистым хлоритом. Другие случаи являются менее типичными, в частности, участки кварцевых жил, где признаки колломорфного строения выразились в трассировании метаколлоидного кварца цепочкой кристаллов пирита, к которым в основном приурочены золотины и минералы серебра [Матвеев Е.М.]. Существует теория, в соответствии с которой золоторудная минерализация имеет приуроченность к поздним стадиям рудообразования после кристаллизации основной массы кварца и сульфидов и парагенетически связана с ними только общим гидротермально-магматическим очагом, а кварцевые жилы являлись структурно-литологическими элементами благоприятными для осаждения рудных компонентов [Читалин А.Ф.].

За время отработки месторождения накоплен огромный фактический материал, на основании которого проведен статистический анализ распределения содержаний золота и серебра. Анализировались данные эксплуатационной разведки за последние три года. Исходными данными для проведения анализа являлись взвешенные результаты пробирного анализа шламовых проб, отобранные методом бурения с обратной циркуляцией (РС-бурение), попадающих в контур промышленной отработки. Анализировались данные по выделяемым минеральным разновидностям, основным критерием разделения которых являлось визуально-определяемое наличие кварцевой минерализации, принятой для ведения документации на предприятии. Раздельно анализировались содержания проб из кварцевых жил (содержание кварца более 90%), кварцевых брекчий (содержание кварца 50 - 90%), зон прожилкования (содержание кварца 10 - 50%) и, в различной степени окварцованных пород (содержание кварца менее 10%). Анализ и расчеты проводились в среде Micromine. Помимо стандартных расчетов делался расчет перцентиля, дающий возможность оценить распределение содержаний. В ряде методик перцентиль используется, как инструмент корректировки ураганных содержаний проб. В соответствии с этими методиками значения содержаний выдающихся проб оцениваются и урезаются до уровня перцентиля 97,7% (среднее плюс два стандартных отклонения). Расчеты показали, что эти значения для пород различного минерального состава различаются от двух до более чем четырех раз, так значения перцентиля 97,7% соответствуют - для зона Главная Au от 6,00 до 25,21 г/т, Ag от 21,35 до 163,4 г/т, для зоны Новая Au от 5,34 до 12,98 г/т, Ag от 106,00 до 156,80 г/т.

Нормирование выдающихся содержаний с учетом селективного расчета перцентиля позволяет более корректно оценивать средние содержания и, как следствие, количество металла в выемочной единице. Проведенный статистический анализ показал высокую степень корреляции содержаний золота и серебра при их логарифмическом распределении, а так же устойчивую тенденцию к снижению содержаний полезных компонентов с глубиной. Отмечаются различия в распределениях содержаний в пробах между зоной Новая и Главная, это выражено в более высоком соотношении содержаний Au-Ag в рудах зоны Главная. Отмечается закономерное возрастание содержаний золота и серебра (за исключением, выделяющихся повышенными содержаниями окварцованных туфов зоны Новая) с увеличением общего количества кварцевой минерализации - наибольшие концентрации золота приурочены к кварцевым и адуляр-кварцевым жилам. Более: 60% проб из кварцевых и адуляр-кварцевых жил зоны Главная по содержанию Au превышают 1 г/т и Ag 17 г/т, достигая содержаний 535 г/т Au, 2649 г/т Ag, по зоне Новая – 75% превышают 1 г/т Au и 21 г/т Ag, достигая 118 г/т Au, 1289 г/т Ag. В кварцевых брекчиях зоны Главная содержания 50% проб превышают 1 г/т Au и 12 г/т Ag достигая 172 г/т Au, 922 г/т Ag; зоны Новая - 50% превышает 1 г/т Au и 27 г/т Ag достигая 25 г/т Au, 233 г/т Ag. В зонах прожилковой минерализации зоны Главная 40% проб по содержанию превышают 1 г/т Au и 8 г/т Ag достигая 82 г/т Au, 733 г/т Ag; зоны Новая – 30% превышает 1 г/т Au и 19 г/т Ag достигая 48 г/т Au, 218 г/т Ag. В окварцованных породах зоны Главная содержания 75% проб не превышают 1 г/т Au и 7 г/т Ag, но при этом, достигая 443 г/т Au, 1107 г/т Ag; зоны Новая – 60% не превышает 1 г/т Au и 23 г/т Ag достигая 364 г/т Au, 3000 г/т Ag. По зоне Главная содержания в 90% проб риодацитов составляет менее 1 г/т Au и менее 7г/т Ag, но в отдельных пробах достигают 289 г/т Au и 3893 г/т Ag, по зоне Новая в туфах – в 90% проб составляет менее 1 г/т Au и менее 7г/т Ag, в отдельных пробах 591 г/т Au и 1102 г/т Ag.



**Рисунок 1.** Геологические разрезы верхних горизонтов рудного тела 14, зоны Новая (по данным эксплуатационной разведки).

### Литература

1. Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки.// М.: ИГЕМ РАН. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2006.
2. Наталенко М.В., Константинов М.М. Колымо-Чукотская провинция Золоторудные месторождения России.// М.: Акварель. 2010. С. 159 – 187.
3. Филимонов М.В. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Анадырская. Лист Q-60-XV, XVI. Объяснительная записка.// М.: 1984

## КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ОСНОВЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ (МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

*Кузин А.М. (Институт проблем нефти и газа РАН, [amkouzin@ya.ru](mailto:amkouzin@ya.ru))*

### **Аннотация**

В докладе выделены и обоснованы общие прогнозные признаки локализации рудной минерализации флюидного генезиса. Универсальным признаком является присутствие относительно более жесткого или упругого геологического образования в подошве месторождения или залежи. Рудная минерализация накапливается и сохраняется на границе такого тела. Дано физическое и геологическое объяснение этого явления. Сейсмические данные несут непосредственную информацию об упругих свойства геологической среды. Наиболее информативные параметры для выделения жестких неоднородностей служат скорости продольных ( $V_p$ ) и поперечных ( $V_s$ ) волн и их отношение ( $V_s/V_p$ ). Эти параметры совместно с данными геохимии позволяют не только выделять зоны гидротермально-метасоматических изменений, но и определить их перспективность на присутствие рудной залежи.

**Ключевые слова:** Рудная минерализация, критерии локализации, сейсмические данные, интерпретация, скорости сейсмических волн.

Волны деформаций, напряжений и температуры активизируют и меняют физико-химические свойства среды, контролируют перераспределение флюидных потоков в литосфере. Рудные залежи флюидного генезиса (в том числе нефтяные) и разрывные нарушения образуются в процессе диссипации тектонической энергии, что определяет многие общие черты их залегания, которые в свою очередь являются отражением фундаментального свойства геологической среды, её конвергентности. Конвергентность объясняется главенствующей ролью кислорода – одного из самых распространенных в земной коре химических элементов. Его физико-химические свойства определяют фундаментальные свойства геологического пространства [9]. Кислород организует химические связи во всех породообразующих минералах и входит в химический состав воды, создавая тем самым единую взаимосвязь между горными породами и водными растворами. Водородные связи определяют физико-химические свойства воды и, соответственно, ее растворов [2]. Кислородными и водородными связями может быть объяснено то, что на заключительных стадиях развития различных геологических процессов наблюдаются по сути идентичные, независимые от геохронологии и пространственного положения процессы преобразования вещественного состава и структуры.

Все месторождения флюидного генезиса в той или иной мере связаны с системой разрывных нарушений. Система разрывных нарушений формирует конвективную гидротермальную систему. В разрывных нарушениях происходит диссипация энергии, формируется зональность упруго-деформационных свойств среды и, тем самым создается миграционный потенциал по отношению к флюидным потокам. Движение растворов сопровождается преобразованием горных пород (и, соответственно, их упругих свойств) в зоны гидротермально-метасоматических изменений, которые присутствуют во всех рудных и большинстве нефтяных месторождений. В среде начинают проявляться общие свойства в залегании залежей. Академиком В.И. Смирновым было показано, что несмотря общность геологических условий залегания колчеданных месторождений, удивительную устойчивость их минерального состава и строения рудных залежей они формировались в различных и даже резко различной

обстановке. В последствии оказалось, что конвергентность свойственна пегматитовым и другим типам месторождений.

Кислородные и водородные связи, порождая общие черты в организации геологической среды, определяют геофизические методы изучения. Низкая поляризуемость атомов кислорода обуславливает упругий и электромагнитный способы передачи энергии. Геологические тела или структуры по упругости условно делятся на жесткие и мягкие неоднородности. Из сейсмических параметров наиболее универсальным параметром является скорость продольных упругих колебаний ( $V_p$ ), которую можно измерить в любой среде и метрологически обосновать измерения, а также классифицировать среду на мягкие и жесткие неоднородности. При этом ее относительные значения не менее значимы, чем абсолютные.



**Рисунок 1.** Коэффициенты отражения для пород, подвергнувшихся гидротермально-метасоматическим изменениям. Коэффициенты отражения рассчитаны для нормального падения волны.

В работах [5, 6] приведены основные методические положения: 1 – в зонах гидротермально-метасоматически измененных пород значения  $V_p$  волны лежат в интервале между скоростями неизменных и сильнотрещиноватых пород; 2 – коэффициенты отражения для зон гидротермально измененных пород находятся в большинстве случаев в пределах от 0,008 до 0,07 и, соответственно, характеризуются как слабые сейсмические границы (рис. 1). С учетом шероховатости таких границ вероятность регистрации отражения крайне мала, тем более, зеркального; 3 – залежи отсутствуют в зонах вертикальных и наклонных разрывных нарушений, которые трассируются до рыхлых отложений самой верхней части разреза и характеризуются аномально низкими значениями скорости преломленной волны и/или наличием отражающей границы. В целом картину разрывной тектоники в рудных и нефтеносных районах по данным метода отраженных волн можно представить в виде цветка, лепестками которого являются отражающие поверхности.

Эти положения легли в основу методики выделения зон гидротермально-метасоматически измененных пород для прогноза уранового оруденения по комплексу преломленно-рефрагированных и отраженных волн [4]. Зоны градиентных (промежуточных) значений скорости преломленных волн, в основном, соответствуют

рудным структурам. Разрушенные или несформировавшиеся залежи совпадают с аномально низкими значениями скорости и, как правило, – с выходом к поверхности отражающих границ разрывных нарушений. По данным региональных наблюдений КМПВ рудные (и нефтяные) месторождения лежат в зонах градиентных значений скорости.

Фундаментальная роль в геологических процессах принадлежит механически жестким (упругим) образованиям: – месторождения или залежи флюидного генезиса залегают на жестких образованиях или на их границах [4, 6]. Она объясняется тем, что помимо процессов накопления и диссипации упругой энергии в жестком теле при высокой скорости деформации происходит увеличение жесткости твердого тела, а в некоторых случаях – увеличение его эффективной прочности, обеспечивающей его устойчивость по отношению к волнам деформаций и напряжений [11].

В статическом состоянии между кровлей и подошвой жесткого тела формируется разность вертикальных напряжений. Даже незначительная разница в упругости приводит к тому, что напряжения в кровле, в бортовом обрамлении более чем на 10 % меньше, а в самом массиве напряжения, наоборот, возрастают [13]. Это способствует созданию термодинамического градиента и, соответственно, миграционного потенциала для флюидных потоков вдоль границы жесткого тела и вмещающей среды. Эти же свойства жесткого тела могут объяснить приуроченность месторождений флюидного генезиса к узлам пересечения разрывных нарушений. Так, по данным физического моделирования процесса образования разломов [12], в том случае, когда развитие продольных трещин тормозилось поперечными трещинами, для модели наблюдалось явление упрочнения; ее разрушение происходило при больших на 8–15 % напряжениях. Упрочнение происходило на фоне увеличения количества трещин.

Кроме того, образование и функционирование конвекционной гидротермальной системы возможно только в жесткой геологической структуре.

Однозначно выделить относительно жесткую или упругую неоднородность можно только по данным многоволновых наблюдений. Она характеризуется не только повышенными значениями  $V_p$ , но также повышенными значениями скорости поперечных волн ( $V_s$ ) или отношения  $V_s/V_p$ .

В качестве примера локализации рудной минерализации около высокоскоростного ( $V_p$ ) блока можно привести медно-никелевые месторождения на Воронежском массиве [3]. Образование зон упрочнения в среде может происходить и при флюидизации (дегазации), с которыми связаны урановые месторождения Украинского щита (высокие значения  $V_s/V_p$ ) и Забайкалья [1]. В качестве классического примера тесной корреляции между механическим жестким телом и месторождением флюидного генезиса могут служить рифогенные структуры (высокие значения  $V_s/V_p$ ). Повышенные значения  $V_s/V_p$  характерны для большинства руд флюидного генезиса различных металлов [7], что подтверждает перенос рудной минерализации в составе газовой фазы.

Наиболее распространенным случаем залегания жесткой структуры в подошве рудной залежи следует назвать массивы ангидрита ( $V_p = 6,0–6,4$  км/с). На многих сульфидных месторождениях нижних горизонтах рудных тел и подрудных толщах вмещающих пород широко распространен гипогенный ангидрит. Его присутствие свойственно эндогенным сульфидным месторождениям меди, свинца, цинка, золота, молибдена разных генетических типов и возраста, расположенных в различных металлогенических провинциях мира [10].

Наиболее характерно это для месторождений колчеданной, медно-порфировой, золоторудной жильной, жильной и скарновой полиметаллических рудных формаций.

Вертикальный размах распространения ангидрита часто превышает протяженность сульфидного оруденения. Большие массы ангидрита накапливаются и в некоторых железорудных месторождениях скарново-магнетитового типа.

#### **Выводы.**

Выделены общие черты в локализации рудной минерализации флюидного генезиса. Они прослеживаются от детального до регионального масштабов и определяют единый подход к её прогнозированию по данным сейсмических методов [8].

#### **Литература**

1. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1986, 231 с.
2. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1986, 231 с.
3. Калинин А.Г., Горбатов Ю.Е. Роль водородных связей в структуре и свойствах гидротермальных флюидов // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука, 1998, С. 242–264.
4. Караев Н.А., Рабинович Г.Я. Рудная сейсморастворка. М.: Геоинформмарк, 2000, 366 с.
5. Кузин А.М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика. М.: Недра, 1994. Вып. 131. С. 396–406.
6. Кузин А.М. Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика. 1999. № 5. С. 3–15.
7. Кузин А.М. Реальная среда и интерпретация сейсмических данных // Геофизика. 2001. № 2. С. 19–28.
8. Кузин А.М. О возможной природе относительно низких значений параметра  $V_p/V_s$  рудных залежах флюидного генезиса // Геофизика. 2012. № 2. 7–15 с.
9. Кузин А.М. Дегазация и методологические аспекты интерпретации данных сейсмического метода. Часть 1. Методологические положения. // Пространство и время. № 1-2(19–20). С. 302–306.
10. Макеев С.М. К внутренней динамике геохимических процессов // Российский геофизический журнал. 1999. № 13-14. С. 105–110.
11. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988, 255 с.
12. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.
13. Ружич В.В. Разломные узлы, их механизм и роль в становлении напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой зоны // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986, 120 с.
14. Теоретические основы инженерной геологии. Механико-математические основы. Под ред. акад. Е.Д. Сергеева. М.: Недра, 1986, 254 с.

## ВНЕДРЕНИЕ НОВЫХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПОДХОДОВ В НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ В ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНАХ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН – ЖИЗНЕННО ВАЖНАЯ ЗАДАЧА

*Кутлиахметов А.Н. (БГПУ им. М. Акмуллы, г. Уфа, azat56@yandex.ru)*

### **Аннотация:**

Рассмотрены причины накопления огромных отвалов ГОКов республики Башкортостан. Дана оценка и перспективы изучения отвалов крупнейших медноколчеданных месторождений Учалы и Сибай. Содержание в минерализованных частях отвала Сибайского карьера меди (0,4-0,7 %) и золота (0,2-1,0 г/т) сопоставимо и даже превышает таковые в Томинском и Михеевском месторождениях вкрапленных руд в Челябинской области. Рекомендованы мероприятия для нейтрализации вредных воздействий на окружающую среду и направления промышленного использования отвалов горно-обогатительных комбинатов Башкортостана.

**Ключевые слова:** республики Башкортостан, отвалы ГОКов Учалы, Сибай, Бурибай, накопление отходов, технологии сухого рентгенорадиометрического обогащения.

Горное дело в Башкортостане не может остаться в стороне от проблем внедрения малоотходных технологий, так как при нарастающих темпах нарастания отвалов вскрыши, хвостов обогащения, кеков выщелачивания, связанных с этим масштабах выведения из оборота пахотных, лесных и рекреационных угодий население горнодобывающих районов республики может лишиться питьевой воды, чистого воздуха и плодородных земель. Внедрение ресурсосберегающих технологий является одной из важнейших составляющих в создании экологически справедливого рынка, при котором не получает конкурентное преимущество продукция, имеющая низкие экологические характеристики или производимая по технологиям с более вредным воздействием на окружающую среду, а продукция, опасная для здоровья, изымается из обращения.

В горной промышленности необходимо внедрять разработанные технологии с утилизацией отходов как при открытом, так и при подземном способах добычи, шире применять геотехнологические методы разработки, стремиться к извлечению на поверхность только целевых компонентов, в том числе путем размещения начального дробильно-сортировочного цикла близ забоев, использовать методы переработки с максимальным извлечением ценных компонентов, искать способы рентабельного использования накопленных отходов, в том числе на старогодних предприятиях, прекративших свою деятельность.

Причиной сложности внедрения в практику всех вышеназванных подходов, при всей их очевидной необходимости и целесообразности, является застарелый затратный подход, с давних пор укоренившийся у отечественных хозяйственников. «Мы развращены ресурсами» - это признание времен начала перестройки не утратило свою справедливость и поныне. Российским предпринимателям и государственным органам, контролирующим сферу природопользования, полезно знать многолетний опыт других стран.

Так, в 1970 годах в Венгрии, тогда еще социалистической, с плановой экономикой, при опробовании месторождений стройматериалов местная геологическая служба при разведке опробовала все породы вскрыши и бортов послойно, определяла их свойства, запасы, возможности использования в народном хозяйстве. Готовились стенды с образцами пород, таблицы их характеристик, опытные изделия. На районных



конференциях все местные хозяйственники заключали соглашения на использование предполагаемого попутного сырья, и тогда только начиналась разработка основного полезного ископаемого. Например, при разработке каолиновых глин на Токайском месторождении для производства фарфора снимали почвенный растительный слой для рекультиваторов, бурые суглинки – кирпичным заводам, пестроцветные глины коры выветривания – предприятиям по изготовлению минеральных красок, и т.д. В ход шли поташ-туф, бентониты, иловые глины, цеолиты, перлит, диатомит с запасами местного значения. Составлялся график, по которому каждое предприятие приезжало за своим сырьем, и вскрыша месторождения фарфоровых глин не успевала накапливаться 1

Укоренившаяся в СССР узкая специализация добычи полезных ископаемых по отраслевому принципу, с игнорированием всех горных пород, руд и компонентов, не являющихся профильными для данного предприятия, и сохранившаяся на большинстве современных рудников, не только приводит к неэффективному, убыточному нагромождению огромного количества отходов, безвозвратным потерям «непрофильных» ценных минералов и горных пород, но и к колоссальной нагрузке на окружающую среду. Например, руководству Учалинского ГОКа привычнее тратить огромные средства на наращивание дамб, увеличение площади хранилища гидроотвалов, платить всё возрастающие штрафы за превышение ПДК по тяжелым металлам в стоках предприятия, чем заняться проблемой утилизации хвостов, содержащих более 100 тонн золота, не говоря о других ценных компонентах.

В настоящее время УГОК ведет разработку Западно-Озерного медноколчеданного месторождения, вскрыв и отправив в отвал миллионы тонн пород минерализованной коры выветривания, вмещавшей ранее отработанную бурожелезняковую залежь с очень высоким содержанием золота (в среднем 10 г/т) и серебра (100 г/т). Несомненно, что, по крайней мере, часть отвала коры выветривания (окисленных околорудных метасоматитов) также золотоносна.

Аналогичным образом, исследованиями ГУП «Башгеолцентр РБ» в 2004 г. выявлены участки компактного складирования окисленных золотосодержащих руд на отвале вскрыши Учалинского месторождения [2].

Переработка окисленных золотосодержащих руд не является профильным бизнесом УГОК, но на других предприятиях холдинга УГМК, в частности, на Сибайском и Гайском ГОКах, есть позитивный опыт собственной переработки окисленных руд. Кроме того, они могут стать товарным продуктом – с целью их продажи, как сырьевого актива, для других недропользователей.

Таким образом, одновременно решается ряд задач – УГОК экономит средства на многолетнюю обработку и хранение отвалов, возвращает рекультивированные земли и зарабатывает на продаже сырья, а также создает себе благоприятный имидж, как деятельный участник частно-государственного партнерства по переработке отходов.

Если вскрыша окисленных потенциально золотоносных метасоматитов Западно-Озерного месторождения не будет оценена и переработана, ее постигнет судьба золотосодержащих (с высоким - до 20-40 г/т - содержанием) окисленных руд Маканского медноколчеданного месторождения в Хайбуллинском районе, захороненных под вскрышей скальных пород. При этом для окисленных руд Западно-Озерного месторождения характерно высокое содержание ртути [3].

Сибайский ГОК, испытывающий острую нехватку руды для полной загрузки мощностей обогатительной фабрики, готов платить деньги сторонним поставщикам сырья, вкладывать средства в разведку и освоение рудных тел на большой глубине залегания, но не готов профинансировать программу изучения собственного отвала вскрыши, где предыдущее поколение горняков (в 1960-1980 –ые годы) складировало 150 млн. т руд, по кондициям прежних лет непромышленных, а по современным –

вполне пригодных для переработки [4]. Содержание в минерализованных частях отвала Сибайского карьера меди (0,4-0,7 %) и золота (0,2-1,0 г/т) сопоставимо и даже превышает таковые в Томинском и Михеевском месторождениях вкрапленных руд в Челябинской рудного тела, подготовленного ЗАО «Русская медная компания» для промышленной разработки [5].

Применение технологии сухого рентгенорадиометрического обогащения способно превращать с малыми затратами бедные прожилково-вкрапленные руды в промышленный полупродукт, по качеству превышающий руду в недрах, как правило, залегающую на значительной глубине. Малое количество пирита в таком промпродукте облегчает и удешевляет его последующее флотационное обогащение, при этом почти вся сульфидная часть уходит в товарный концентрат, извлечение меди и золота превышает 90 % (при их значениях соответственно 80-85 % и 10-25 % при переработке традиционных массивных колчеданных руд). Хвосты флотации при применении такого подхода практически безвредны.

Крайне недалновидным является хаотичное, смешанное складирование в отвалах вскрыши пород разного состава и степени минерализации – окисленных руд и метасоматитов, сульфидизированных метасоматитов и безрудных глин, песков, скальных пород. Такой подход не обременяет геологическую службу комбинатов задачей селекции вскрышных пород по их типам, но чрезвычайно усложняет задачу будущим более рачительным недропользователям по утилизации отвалов и предотвращению загрязнения окружающей среды.

Например, в отвале вскрыши золото-полиметаллического месторождения Бакр-Тау в Баймакском районе, с незначительным смешиванием, складированы скальные безрудные породы, сульфидно-кварцевые метасоматиты (по сути, прожилково-вкрапленные руды золота с попутными серебром, медью, цинком, молибденом) и продукты коры выветривания. Это позволило ООО «БашЗемАгро» провести геологическое изучение отвала и выявить обогащенные участки с промышленным содержанием металлов.

Безрудные скальные породы отвала - разноцветные порфириды, кремни – впечатляют яркостью своей окраски, красотой текстурного рисунка и могут найти применение в камнерезном производстве и как элементы архитектурно-строительного дизайна (каменные горки, кладки цоколей зданий и т.п.).

В отвале соседнего месторождения Таш-Тау, аналогичного по строению и составу, присутствуют все вышеперечисленные различия горных пород и руд, но перемешаны они столь хаотично, что о каких-либо перспективах их промышленной переработки говорить не приходится.

В выше упомянутом отвале Сибайского карьера основная часть объема сложена безрудными базальтами, которые могли бы найти применение как сырье для производства строительного камня, материал для закладки отработанных горных выработок. Вблизи карьера поисковым бурением ОАО ДИОР выявлены базальты, аналогичные таковым в отвале. Опытная плавка образцов керна из скважин ОАО ДИОР доказала применимость базальтов для производства минерального волокна – весьма популярного и востребованного ныне теплоизоляционного материала.

Подотвальные стоки отвалов Учалинского, Сибайского и Бурибайского ГОКов – источник чрезвычайно интенсивного загрязнения окружающей природной среды тяжелыми металлами, буквально утекающими в окружающую рельеф местности, но при этом и ценный источник гидроминерального сырья, практически дарового [ ]

Невнимание горно-обогатительных комбинатов, входящих в холдинг УГМК, к этому источнику металлов, может обернуться существенным проигрышем конкуренту УГМК – ЗАО «Русская медная компания», наладившему гидрометаллургический

способ получения меди на Гумешевском месторождении и получившем здесь эффективность производства, в разы превосходящую таковую на предприятиях УГМК 7 .

Хвосты золотоизвлекательных фабрик, в составе которых преобладают кварц и силикатные минералы, после извлечения золота, удаления ртути, остаточных сульфидов и минералов тяжелых металлов до уровня ПДК, а также глинистых частиц, будут представлять собой превосходное сырье для штукатурных работ, что особенно важно в Башкирском Зауралье с острым дефицитом строительных песков.

Следует напомнить, что еще до открытия крупнейшего на Урале Гайского медноколчеданного месторождения местное население знало о родниках с синеватой водой, окрашенной медным и железным купоросом, и использовало их в целях лечения кожных заболеваний [2,4] Подотвальные и рудничные воды современных предприятий, содержащие данные компоненты, после специального бальнеологического обследования могут найти забытое лечебное применение.

Таким образом, рачительный, научно обоснованный подход к утилизации отвалов вскрыши и иных отходов разработки месторождений и обогащения руд способен многократно сократить их объемы, обеспечить сырьем предприятия горно-обогатительного комплекса РБ на многие годы и радикально уменьшить техногенную нагрузку на окружающую природную среду.

### Литература

1. Яхимович В.Л. О поездке в Венгрию / Геология и полезные ископаемые Юж. Урала. Тр. Башкирского филиала АН СССР. 1975. С. 136-138
2. Фаткуллин И. Р. / Информационный отчет по теме «Оценка техногенных ресурсов горнорудных предприятий Республики Башкортостан. 2-й этап». Уфа. 2005. 35 с.
3. Кутлиахметов А.Н. Ртутное загрязнение ландшафтов горнорудными предприятиями Башкирского Зауралья. /Автореф. дис. канд. геогр. наук. Екатеринбург. 2002. 25 с.
4. Фаткуллин И. Р. Отчет по теме Л.1.2./93-10 «Оценка техногенных ресурсов горнорудных предприятий Республики Башкортостан». Уфа. 2002. 229 с.
5. Сайт Минерал.ру, 2002.
6. Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. Уфа. Гилем. 2010. 418 с.
7. Информационный портал «Металл», 2006.

## ОСОБЕННОСТИ БЛОЧНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ШТОКВЕРКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Кушнарёв П.П.\* (ООО «Ай Эм Си Монтан», pavel.kushnarev@imcgroup.ru)*

### Аннотация

При оценке запасов золоторудных штокверковых месторождений способом блочного моделирования зачастую имеют место расхождения - завышение тоннажа руды и занижение содержаний металла - по сравнению с данными эксплуатационного опробования. Минимизация таких расхождений может быть осуществлена более корректным учетом конструктивного (неизбежного) разубоживания, в том числе – подсчетом запасов по уступам (горизонтам) горных работ и использованием размеров блока модели, сопоставимых с размерами минимальной выемочной единицы.

**Ключевые слова:** золоторудные штокверковые месторождения, расхождение в оценке запасов, блочное моделирование, минимальная выемочная единица, сопоставление данных опробования при детальной разведке и при эксплуатации с результатами блочного моделирования.

Достаточно распространенным случаем в практике недропользования является расхождение в оценке запасов по золоторудным штокверковым месторождениям. Как правило, расхождение заключается в завышении запасов руды, имеющих более низкое содержание золота. Изменения в тоннаже металла обычно характеризуются относительно небольшими значениями.

Причиной подобных расхождений в большинстве случаев является несоответствие принятых параметров разведочных кондиций и реальных условий отработки (технических возможностей).

Необходимо отметить существующую разницу в подходах к оконтуриванию. При геологическом анализе параметров кондиций и выборе таких показателей, как минимальная рабочая мощность и мощность пустых (некондиционных) прослоев, включаемых в подсчет, не всегда уделяется внимание оптимальным техническим условиям отработки.

Обычно на стадии подсчета (оценки) запасов по результатам разведки принимаются рудные интервалы, произвольно располагающиеся относительно горизонтов (уступов) горных работ. В результате такого подхода возникают конструктивное (неизбежное) разубоживание и потери, которые не в полной мере учитываются действующими нормативными документами, регламентирующими эти параметры.

Возможности исключения этого несоответствия предусмотрены в методических рекомендациях, допускающих оконтуривание оруденения по пробам (композиатам), характеризующим весь эксплуатационный уступ. Такой подход подразумевает отступление от традиционных принципов формирования рудных интервалов, например: объединение разрозненных кондиционных интервалов в один в пределах уступа, добавление к кондиционному интервалу некондиционных проб до границ уступа. Кондиционными параметрами в данном случае являлись:

Бортовое содержание в краевой пробе – 1.2 г/т

Минимальная мощность рудного тела – 4 м, при меньшей мощности пользоваться минимальным метрограммом – 4.8 м\*г/т,

Максимальная мощность прослоев пустых пород и некондиционных руд – 5 м.

Высота уступа принята равной 5 метрам.

Выделенный по параметрам кондиций интервал трансформируется в интервал, характеризующий весь уступ и удовлетворяющий условию наличия среднего содержания не менее 1.2 г/т (Табл. 1).

№№ проб	От, м	До, м	Длина, м	С, г/т	Рудный интервал		Номера уступов, С ср
					По ТЭО	По уступу	
840681	18	19	1	0.02			уступ 2
840682	19	20	1	0.18		1	уступ 3, 3.8 г/т
840683	20	21	1	1.14		1	
840684	21	22	1	0.28		1	
840685	22	23	1	17.42	1	1	
840686	23	24	1	0.04		1	
840687	24	25	1	0.02			уступ 4
840688	25	26	1	0.02			

**Таблица 1.** Формирование рудного интервала по уступу.

Объединение двух интервалов в один продемонстрировано в Табл. 2.

№№ проб	От, м	До, м	Длина, м	С, г/т	Рудный интервал		Номера уступов, С ср	
					По ТЭО	По уступу		
840681	18	19	1	0.02			уступ 2	уступ 2
840682	19	20	1	3.10	1	1	уступ 3, 1.26 г/т	уступ 3 + уступ 4, 1.72 г/т
840683	20	21	1	1.80	1	1		
840684	21	22	1	0.28		1		
840685	22	23	1	0.40		1		
840686	23	24	1	0.70		1		
840687	24	25	1	0.02		1	уступ 4, 2.18 г/т	
840688	25	26	1	0.02		1		
840689	26	27	1	0.02		1		
840690	27	28	1	10.80	1	1		
840691	28	29	1	0.02		1		
840692	29	30	1	0.02			уступ 5	уступ 5

**Таблица 2.** Объединение двух рудных интервалов по двум уступам.

Сформированные таким образом рудные интервалы позволяют учесть конструктивное разубоживание, неизбежное для принятого способа отработки.

Подобный подход был реализован на одном из золоторудных месторождений, где оценка запасов при разработке ТЭО постоянных разведочных кондиций была проведена с помощью блочного моделирования и заверена традиционным способом. Сравнение результатов показало хорошую сходимость оценок. Кроме того, содержания золота оказались близки к данным эксплуатационного опробования буровзрывных скважин.

Такое положение создает предпосылки для широкого использования блочных моделей не только на стадии разведки и проектирования, но для целей эксплуатации и контроля качества руды.

Для получения сопоставимых результатов оценки при разведке и эксплуатации становится важным размер ячейки блочной модели. В лучших мировых практиках

принято использовать ячейки блочных моделей, сопоставимые по размерам с минимальной выемочной единицей (МВЕ или SMU Selective Mining Unit).

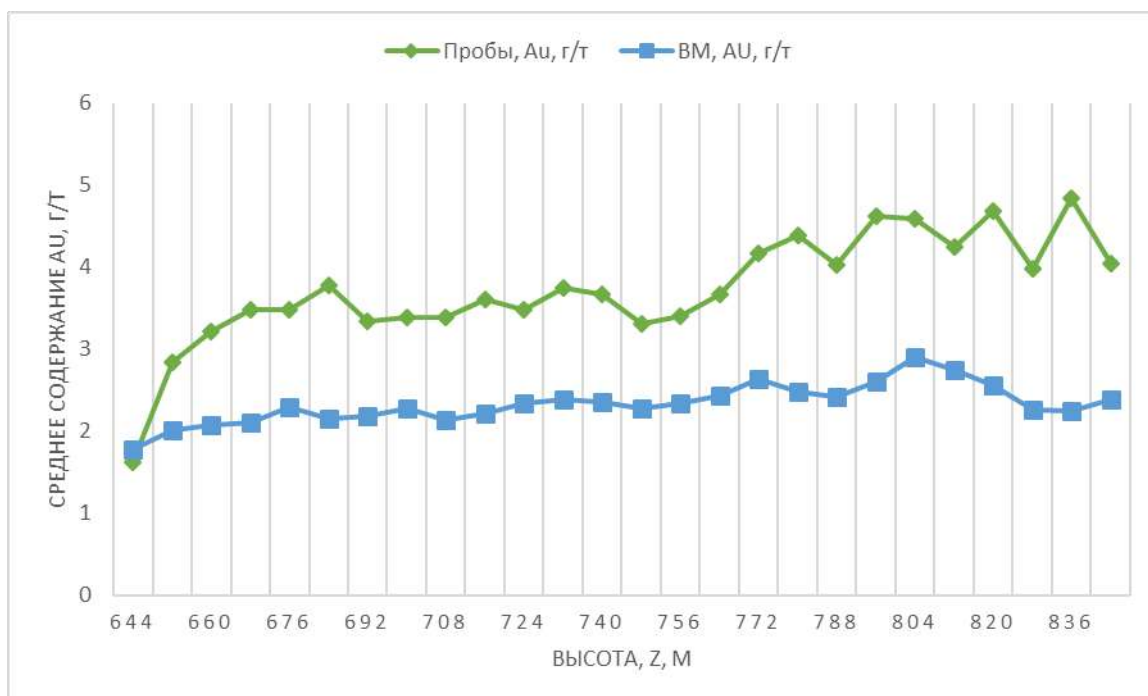
Так на одном из месторождений при блочном моделировании был принят размер блока 20 м x 20 м x 15 м (XYZ соответственно). Такой размер сопоставим с высотой проектной уступа – 15 м и возможностями селективной выемки для высокопроизводительного горного оборудования большого типоразмера. При этом для интерполяции содержаний в блочную модель были рассчитаны композитные интервалы, имеющие длину 7,5 м, при том, что средний интервал опробования при детальной разведке составлял почти 2 м. Содержание полезных компонентов в такой модели по блокам будет хорошо сопоставимо с фактическим содержанием их в товарной руде.

Одна из проблем интерполяции содержаний компонента в относительно небольшие ячейки блочной модели – это эффект сглаживания, который приводит к смещению (занижению) оценок определения средних содержаний.

Снижение эффекта сглаживания может быть достигнуто следующими подходами:

- Создание жестких каркасов для оруденения, оконтуренного по заданным условиям
- Применение индикатора «руда-не руда» в случае оконтуривания с коэффициентом рудоносности
- Использование процедур condition simulation и local universal condition

Перечисленные подходы обеспечивают возможность получения блочной модели для надежного планирования горных работ. Вместе с тем существует возможность проверки корректности выполненного моделирования на основе ретроспективного сопоставления с данными эксплуатационной разведки по горизонтам (Рисунок 1).



**Рисунок 1.** Пример сопоставления средних содержаний по уступам по данным опробования буровзрывных скважин и по содержаниям в блочной модели (BM).

Для оценки объемов и качества руды рекомендуется учитывать планируемые к применению системы обработки и использовать композиты, сопоставимые с величиной

уступа (для ОГР), а также использовать размеры элементарных блоков модели, приближенных к размеру минимальной выемочной единицы.

Для устранения эффекта сглаживания при создании блочных моделей по данным сопровождающей эксплуатационной разведки рекомендуется использование жестких каркасов, применение индикатора руды, других упомянутых выше процедур.

### Литература

1. Кумбс Д. Искусство и наука оценки запасов // Coombes Capability. Перт, Австралия, 2010. 242 стр. Glacken, A. Trueman. Common review – mineral resource estimation. // The AusIMM Guide to Good Practice, 2014, second edition, pp 263-276. (The Australasian Institute of Mining and Metallurgy: Melbourne).
2. Matheron, G, 1963. Principles of geostatistics, Econ Geol, 58:1246-1266.
3. Rondon, O and Trueman, A, 2014. A practitioner's guide to recoverable Resource estimation using localised uniform conditioning, in Mineral Resource and Ore Reserve Estimation - The AusIMM Guide to Good Practice, second edition, pp 341-350 (The Australasian Institute of Mining and Metallurgy: Melbourne).
4. David, M, 1997. Geostatistical Ore Reserve Estimation, 364 p (Elsevier: Amsterdam).

## СОЗДАНИЕ КОМПЬЮТЕРИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ ПРОГНОЗА РОССЫПНОГО ПОТЕНЦИАЛА СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ

*Лаломов А.В.\* (ИГЕМ РАН, lalomov@mail.ru),  
Чефранов Р.М. (ИГЕМ РАН, roman\_chefr@bk.ru)*

### Аннотация

С целью создания компьютеризированной системы прогноза перспектив россыпной металлоносности формализованы факторы россыпеобразования – геоморфология, литодинамика, металлогения коренных пород, шлиховые и геохимические ореолы. Разработаны алгоритмы расчета и визуализации полей неоднородности. Полученные данные могут быть использованы для послойного представления структуры россыпеобразующих факторов и создания мультипликативных показателей прогнозной металлоносности как для редкометалльных россыпей ближнего сноса, так и для других россыпных формаций. Создана принципиальная каркасная многослойная ГИС-структура для хранения, отображения и обработки формализованных факторов россыпеобразования.

**Ключевые слова:** россыпные месторождения, стратегические металлы, моделирование, прогноз

В перечень основных видов стратегического минерального сырья входят золото, платина, олово, вольфрам, титан, цирконий, ниобий, тантал, скандий, редкие земли иттриевой группы. В балансе запасов этих месторождений россыпи составляют существенную (а иногда и преобладающую) часть. Повышенная рентабельность и технологическая доступность россыпей делает их первоочередными объектами при освоении новых или реанимации старых рудно-россыпных площадей [1].

Легкодоступные мелкозалегающие россыпные объекты к настоящему времени уже выявлены и в значительной мере отработаны, поэтому наиболее перспективными являются сложные с позиции поисков и разведки глубокозалегающие россыпи, не проявленные в поверхностных шлихо-геохимических ореолах. Их прогнозирование возможно только на основе комплексного анализа всей совокупности россыпеобразующих факторов, объединенных в геолого-генетических моделях месторождений. Для создания таких моделей необходимо детально проанализировать данные по эволюции россыпеобразующих формаций в различных литогенетических, вещественных, геолого-структурных и литодинамических системах, конкретизировать, формализовать и ранжировать факторы россыпеобразования. На основе формализованных (количественно оцененных) факторов методами численного компьютерного моделирования и ГИС-технологий создается система пространственно привязанных мультипликативных показателей, оценивающих потенциал россыпной металлоносности. Полученные результаты использованы для создания методики прогнозной оценки россыпной металлоносности на закрытых и малоисследованных территориях.

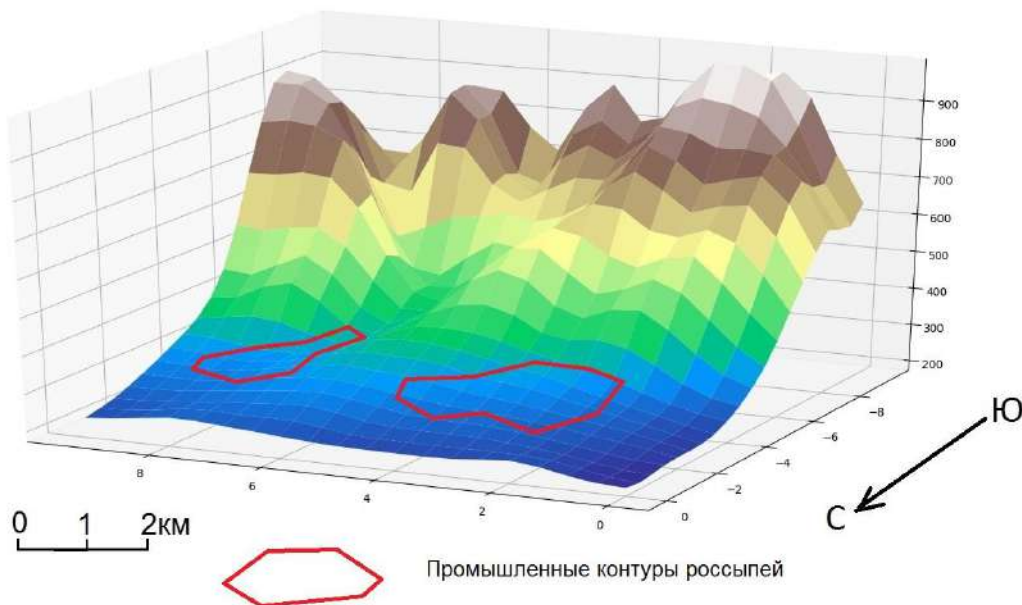
Для решения поставленной задачи:

1. Выделены основные факторы для разных россыпеобразующих систем на основе эталонных объектов для каждого вещественно-генетического и динамического типа россыпей.
2. Факторы ранжированы по степени значимости и стадийности их воздействия на россыпеобразующую систему, построены понятийные (качественные) модели образования основных типов россыпных месторождений стратегических металлов.



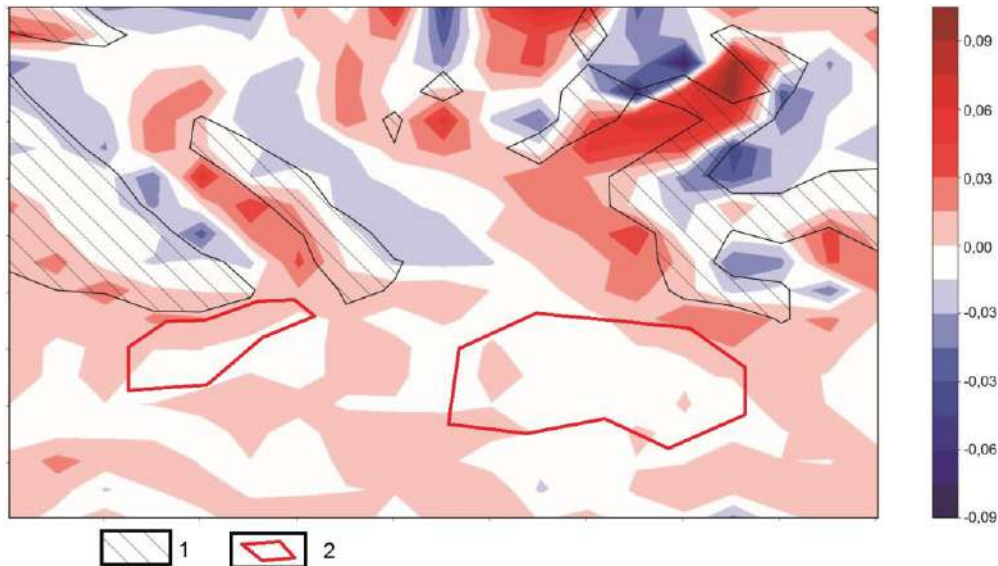
3. Формализация этих факторов и создание пространственно привязанных мультипликативных показателей, характеризующих перспективы россыпной металлоносности территорий, использованы для создания на основе компьютерного моделирования и ГИС-технологий численных моделей россыпей различных типов. Прикладное значение проекта состоит в создании методики прогнозной оценки россыпной металлоносности на закрытых и малоисследованных территориях.

Формализацию фактов можно продемонстрировать на создании слоя «Динамика» для Ревдинской группы редкометалльных россыпей, локализованных на северном фланге Ловозерского массива [2]. Территория россыпного узла и смежных площадей была разбита на сеть 21x21 равных квадратных ячеек размером 500 на 500 метров. Координаты северо-западного угла территории – 67°57', 34°27'. Используя google elevation API, для каждой ячейки были получены высоты над уровнем моря и таким образом оцифрован и визуализирован рельеф территории (слой «Рельеф») (рис.1).



**Рисунок 1.** Оцифрованный рельеф северного фланга Ловозерского массива (слой «Рельеф»).

Для создания слоя «Динамика», отражающего дефлюкционные движения рыхлого чехла отложений [3] по методу «баланса масс» для каждой ячейки рассчитывается соотношение скоростей приноса и выноса материала из соседних ячеек, пропорциональное разнице превышений рельефа с соседними ячейками. Вектора переноса материала ориентированы в сторону понижения рельефа (выходящие из ячейки вектора имеют отрицательное значение, входящие – положительное), абсолютная величина пропорциональна разности высот в ячейках. В случае суммарного отрицательного баланса ячейка идентифицируется как «эрозионная», положительного – как аккумулятивная, при балансе близком к нулевому дополнительно анализируется сумма модулей входящих и исходящих векторов. Установлено, что анализ суммы абсолютных величин векторов для ячеек, баланс которых близок к нулевому, отображает две ситуации: высокие значения абсолютных сумм соответствуют зонам транзита наносов, низкие – зонам стагнации, где процессы переноса обломочного материала незначительны (рис.2).



**Рисунок 2.** Динамика чехла рыхлых отложений. Положительные значения баланса масс – аккумуляция, отрицательные – эрозия. Белым цветом показаны ячейки с балансом, близким к нулю. 1 – области высоких значений суммы абсолютных величин векторов (зоны транзита материала); 2 – контуры промышленных россыпей.

Оцифровка схемы россыпной металлоносности позволяет выделить наиболее перспективные динамические состояния осадочного чехла предгорной зоны для образования редкометалльных россыпей ближнего сноса.

Помимо геоморфологического и литодинамического факторов предполагается формализовать и ввести в мультипликативный показатель перспективности россыпной металлоносности геологическое строение площадей (наличие пород-источников россыпеобразующих компонентов и принадлежность соответствующему металлогеническому кластеру), тип коренного источника, степень высвобождения полезного компонента из вмещающей породы, крупность полезного компонента, благоприятные тектонический режим, соотношение коренного источника и зоны россыпеобразования, геоморфологическая и литодинамическая обстановки, наличие шлиховых и геохимических ореолов и т.д.

Авторская система обработки и вывода данных создана участником проекта Р.М.Чефрановым. Расчеты и визуализация производились в IDE PyCharm при помощи пакетов NumPy и Matplotlib на языке python.

Работа осуществлена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00113.

### Литература

1. Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М., Чефранова А.В. Россыпные месторождения Арктической зоны России: современное состояние и пути развития минерально-сырьевой базы // Арктика: экология и экономика. 2015. №2. С. 66-77.
2. Лаломов А.В., Григорьева А.В., Бочнева А.А., Магазина Л.О., Чефранов Р.М. Редкометалльные россыпи Ловозерского массива // Разведка и охрана недр. 2019. № 1. С. 51-56.
3. Поликарпочкин В.В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1976. 407 с.

## СО-NI ОРУДЕНЕНИЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЮВЕЛИРНОГО СКАПОЛИТА ЧЕРНОГОРСКОЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР

Литвиненко А.К. (МГРИ, г.Москва, [akl1954@yandex.ru](mailto:akl1954@yandex.ru)), Одинаев Ш.А. (МГРИ, г.Москва, [Sharif.Geolog@mail.ru](mailto:Sharif.Geolog@mail.ru))

### Аннотация.

На месторождении ювелирного скаполита Черногорское в составе всех породообразующих минералов (оливина, энстатита, роговой обманки, флогопита, ильменита, титанита, кальцита, доломита, плагиоклаза, скаполита, калишпата и содалита) установлены промышленные содержания Со и Ni. Это позволяет рассматривать всю толщу горных пород как новое рудопроявление.

Подсчитанные прогнозные ресурсы по категории  $P_1$ , в количестве 273 тысячи тонн кобальта и 478 тысяч тонн никеля, выдвигают данный объект в качестве перспективного для промышленной отработки. Рекомендовано Министерству геологии и Министерству промышленности Республики Таджикистан включить это новое рудопроявление и его фланги в перечень первоочередных объектов проведения поисково-оценочных работ на Со-Ni оруденение.

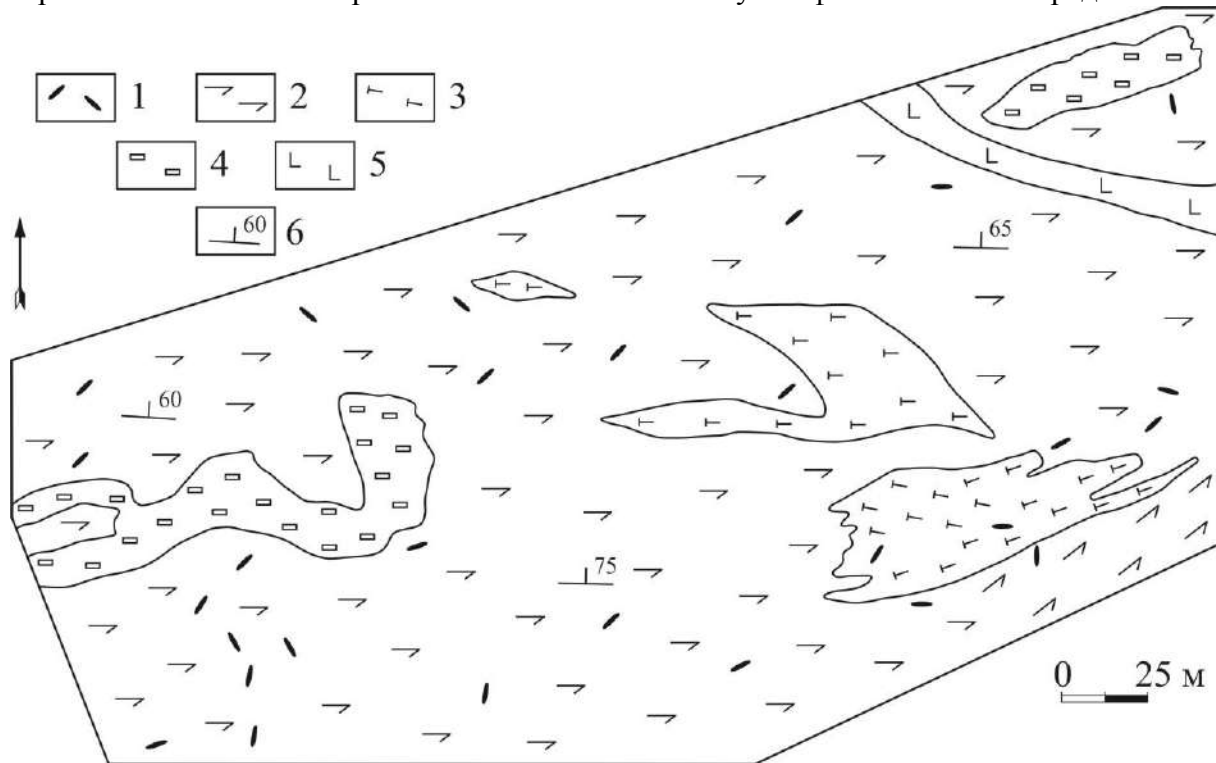
**Ключевые слова:** Центральный Памир, музкольская серия, сарыджилгинская свита, кукуртский комплекс, месторождение ювелирного скаполита Черногорское, Со-Ni оруденение, оценка содержаний рудных элементов, прогнозные ресурсы, рекомендации.

Месторождение ювелирного скаполита Черногорское является единственным промышленным объектом на территории бывшего СССР. Оно расположено в восточной части тектонической зоны Центрального Памира. Его региональное геологическое положение и история изученности представлены в статьях [4, 5]. По результатам поисково-оценочных работ были подсчитаны запасы по категориям  $C_1 + C_2$ , утверждённые ЦКЗ Министерства геологии СССР (протокол № 24/1 от 22.01.1991) в следующем количестве: скаполит-сырец – 3105 кг, скаполит-ювелирный – 225 кг, скаполит-галтовочный – 259 кг (сведения из отчётов экспедиции Памиркварцсамоцветы). В 1991 году на месторождении была начата предварительная разведка центральной части на горизонте 4512 метров с целью полной промышленной оценки и подсчёта запасов кристаллосырья по категориям  $C_1+C_2$  и определения прогнозных ресурсов категории  $P_1$ , но работы были остановлены в связи с распадом СССР. С 1991 по 1999 годы на объекте проводилась опытно-промышленная разработка (ОПР). В настоящее время работы на нём не проводятся. Месторождение локализовано в сарыджилгинской свите, на юго-западном фланге Шатпутского тектонического блока [5]. Важное значение в её составе и всей серии играют магматические породы трёх интрузивных комплексов. Двух докембрийских: кукуртский (лерцолиты, пироксениты, калиевые габброиды, нефелиновые сиениты, шонкиниты, ийолиты, уртиты) и зорбурулюкский (гнейсограниты). Третий палеогеновый – шатпутский комплекс (граниты и пегматиты). В формировании месторождения определяющая роль принадлежит магматическим породам кукуртского комплекса.

Площадь месторождения составляет 360x110–180 метров (рисунок). Вмещающие породы представлены двумя типами, имеющими субширотное простирание с падением на север под углами 60–75°. Они разделяются по цвету на тёмные и светлые.

**Тёмные породы**, в свою очередь, делятся на две группы. *Первая* – выявлена нами в северо-восточной части месторождения (рисунок). Они имеют форму дайки

мощностью около 10 метров, пересекающей всю площадь месторождения. Породы очень крепкие, плотные ( $3.29 \text{ г/см}^3$ ), среднезернистые, с сильным блеском, порфиroidной структуры. Порфиroidные кристаллы представлены неизменённым, слегка вытянутым оливином размером от 0.1 до 5 мм. Оливин состоит из 78% форстерита и 22% бронзита. Зёрна оливина равномерно размещены на фоне бурого серпентинового агрегата, который замещает пироксен и роговую обманку. По периферии оливина наблюдаются мелкие призмочки ромбического пироксена с железистостью около 20%, состоящего на 80% из энстатита и 20% ферросилита. В серпентиновой массе встречаются также мелкие чешуйки флогопита. Он определён по



**Рисунок.** Геологический план месторождения Черногорское, составлен с использованием данных экспедиции "Памиркварцсамоцветы". 1 – линзы с ювелирным скаполитом. 2 – амфиболиты. 3 – альбититы бедные тёмноцветными минералами. 4 – альбититы обогащённые тёмноцветными минералами. 5 – гарцбургиты. 6 – элементы залегания.

двукратному превышению содержания магния над железом. Из аксессуаров в составе породы установлены алюмо-хромистый магнетит, железо-хромистая шпинель, железосодержащий (до 9.1 мас.%) магнетит, ильменорутит, апатит и пентландит. Высокое содержание магниального оливина в описываемой породе, более 50%, позволяет отнести её к гарцбургиту, который ранее не был известен в составе кукуртского комплекса. *Вторая группа*, самая крупная по объёму, представлена также чёрной, до мезократовой, слегка пористой породой, с варьирующей плотностью  $3.13\text{--}3.18\text{--}3.20 \text{ г/см}^3$ . Роговая обманка является главным минералом этой группы пород. Вторым по значению следует флогопит. Его количество достигает 20%. Третьими являются, соответственно, плагиоклаз и скаполит. В составе плагиоклаза содержится от 5 до 20% анортита, что соответствует олигоклазу.

**Светлые породы** занимают секущее положение к чёрным ортоамфиболитам и гарцбургитам. Среди них также выделяется две группы. Первая – сложена альбититами, которые образуют три крупных тела сложной формы, на флангах (рисунок). Главным минералом является кислый плагиоклаз (0–5 % анортита), который

формирует агрегаты со средне-, крупнозернистой, гранобластовой структурой. В них встречаются участки с массивной, полосчатой и вкрапленной текстурами. В интерстициях альбита отмечаются небольшие скопления скаполита и часто наблюдаются включения рутила, титанита, флогопита, кальцита, доломита и роговой обманки, достигающие 3 см в поперечнике. В этой породе в шлифах наблюдается интенсивное замещение светлыми минералами тёмных. Вторая группа представлена скаполит(мариалит)-альбитовыми линзами, занимающими очень небольшой объём в контуре месторождения (рисунок). Их количество до ОНР составляло 28 тел.

Нами были проанализированы породообразующие минералы по всей площади месторождения методом микрорентгеноспектрального анализа на приборе "Самеса" SX 100 в режиме съёмки 15 kV, 30 нА, аналитик Н.Н. Кононова, ГЕОХИ РАН. В 80% анализов, 415 определений, были установлены высокие содержания Со и Ni (таблица).

Таблица  
Содержания Со и Ni в породообразующих минералах месторождения  
Черногорское

Минерал	Вариации содержаний		Среднее содержание	
	Со	Ni	Со	Ni
Оливин	0.01-0.08	0.16-0.31	0.04	0.23
Энстатит	0.03-0.07	0.01-0.11	0.05	0.06
Рог. обманка <sup>1</sup>	0.02-0.07	0.04-0.18	0.04	0.11
Флогопит <sup>1</sup>	0.03	0.09	0.03	0.09
Ильменит <sup>1</sup>	0.01-0.06	0.07-0.14	0.03	0.11
Апатит <sup>1</sup>	0.01-0.06	н.о.	0.03	-
Магнетит <sup>1</sup>	0.04-0.17	0.55-0.89	0.11	0.72
Ильменорутит	0.01-0.13	0.02-0.06	0.07	0.04
Пентландит	1.38-2.24	41.55-46.69	1.81	44.12
Рог. обманка <sup>2</sup>	0.01-0.08	0.01-0.09	0.05	0.05
Флогопит <sup>2</sup>	0.04-0.07	0.02-0.04	0.05	0.03
Ильменит <sup>2</sup>	0.01-0.13	0.01-0.12	0.07	0.07
Апатит <sup>2</sup>	0.01-0.07	0.03-0.09	0.04	0.06
Магнетит <sup>2</sup>	0.04-0.13	0.02-0.84	0.08	0.43
Титанит	0.06-0.1	0.05-0.08	0.08	0.06
Кальцит	0.01-0.06	0.01-0.05	0.03	0.03
Скаполит	0.01-0.05	0.01-0.06	0.03	0.03
Плагиоклаз	0.01-0.06	0.01-0.06	0.03	0.03
Калишпат	0.01-0.05	0.01-0.03	0.03	0.02
Содалит	0.02-0.07	0.03-0.06	0.04	0.04

Примечание. 1 в числителе – минерал из гарцбургитов. 2 в числителе – из амфиболитов. н.о. – не определялся. Пентландит в расчёт среднего содержания Со и Ni не включён.

По химическому составу породы месторождения соответствуют ультраосновным магматическим породам. Их можно отнести к кортландитовой (метабазитовой) формации, выделенной в составе сарыджилгинской свиты [1]. Породы этой формации, в данном случае, могут быть рассмотрены в качестве метасоматически изменённого компонента кукуртского комплекса, который является протолитом месторождения. Эти породы, на основании доминирующей в их составе роговой обманки, диагностируются как ортоамфиболиты.

Типоморфным признаком минералов, как породообразующих, так и аксессуарных (не включены в таблицу), является почти постоянное содержание Со и Ni в тысячу раз выше кларковых. Генезис Со-Ni оруденения теснейшим образом связан с природой дометаморфических пород. В процессе полициклического метаморфизма они

не потеряли Co-Ni металлогеническую специализацию. Первый цикл метаморфизма протекал в условиях высокотемпературной амфиболитовой, а второй – эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [2]. Влияние метаморфизма на характер размещения оруденения нам пока не ясен.

В месторождениях силикатного типа кор выветривания содержания Co составляет от 0.0n до 0.n %, а Ni – от 0.7 до нескольких % [6]. Содержание этих элементов на рассматриваемом объекте сопоставимы с существующими кондициями (таблица). Высокие содержания Co и Ni во всех минералах позволяет рассматривать всю толщу горных пород месторождения Черногорское как рудопроявление. Его площадь составляет около 54000 м<sup>2</sup>. Учитывая крутопадающее залегание амфиболитов, мы объективно можем подвесить к поверхности 100 метров глубины, получив 5400000 м<sup>3</sup> объёма потенциально рудоносной массы. Среднее значение плотности рассматриваемых пород – 3.16 т/м<sup>3</sup>. Умножая данную величину на объём рудоносной породы, получим около 17064 тысяч тонн рудоносной массы. Среднее содержание металлов составляет: Co 0.04% – 4 кг/т (кондиционное), а Ni 0.07 % – 7 кг/т (некондиционное, но как добавочный компонент, представлен к рассмотрению). Умножая средние содержания металлов на объём рудной массы, получим прогнозные ресурсы по категории P<sub>1</sub>: кобальта – 68256 и никеля – 119448 тонн. Учитывая, что породы месторождения протягиваются на запад на 0,2, а на восток – на 1 км, потенциал этих металлов можно увеличить в четыре раза, т.е. ресурсы составят: Co – 273 тысячи, Ni – 478 тысяч тонн. Запасы Co в крупнейших докембрийских месторождениях Африки составляют сотни тысяч тонн [3]. Рассматриваемое рудопроявление по содержанию и запасам можно сравнивать с ними.

Нужно отметить благоприятную для отработки структуру месторождения, представляющую крутопадающую на север моноклираль. В её контурах отработка возможна открытым способом.

Результаты наших исследований позволяют рекомендовать Министерству геологии и Министерству промышленности Республики Таджикистан месторождение ювелирного скаполита Черногорское как комплексный объект на Co-Ni сырьё, на котором требуется проведение первоочередных поисково-оценочных работ. В перспективе данное рудопроявление может явиться новым типом месторождений Co, Ni и других металлов.

#### Литература

1. Буданов В.И. Эндогенные формации Памира. Душанбе: Дониш. 1993. 299 с.
2. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1991. 275 с.
3. Быховер Н.А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М.: Недра. 1984. 574 с.
3. Дюфур М.С., Порицкий М.С., Котов Н.В. Метасоматиты Кукуртского месторождения Ювелирных скаполитов (В. Памир) // Геология и геофизика. 1994. Т.35. № 2. С. 91–95.
4. Литвиненко А.К., Барнов Н.Г. Генетические типы скаполита сарыджилгинской свиты музкольской метаморфической серии (Центральный Памир) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2011. №1. С. 23–29.
5. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых (Co и Ni руд). МПР РФ от 05.06.2007 №37-р.

## РИФТОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ И УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА)

*Малютин С.А. (МГРИ-РГГРУ, e-mail: [geopoisk2013@yandex.ru](mailto:geopoisk2013@yandex.ru))*

### Аннотация

Рассмотрены типы рифтогенного магматизма, характерного для ураноносных провинций Казахстана. В Северо-Казахстанской провинции развит дорудный щелочной рифтогенный магматизм девонского возраста тылового типа. Месторождения и рудопроявления Южного Казахстана и С-З Чингиза ассоциируют со щелочным рифтогенным магматизмом осевого типа, связанного, соответственно, с Гоби-Тяньшанской и Гоби-Алтайской зонами позднепалеозойской рифтогенной системы Центральной Азии.

**Ключевые слова:** субдукция, мантийный диапир, рифтогенный магматизм тылового и осевого типа, комендиты, щелочные граниты, дайки лампрофиров, урановое оруденение.

В настоящее время на активных окраинах континентов выделяется два типа проявлений рифтогенного магматизма - тыловой и осевой, существенно различающихся по составу магматических продуктов и металлогении.

Тыловой тип является наиболее распространенным. Рифтогенный магматизм возникает на завершающих стадиях субдукции. Он связан с глубоким погружением под континент океанической литосферной плиты и появлением мантийного диапира в тылу континентальной окраины. Для него характерны вулканические покровы и субвулканические тела субщелочных оливиновых базальтов, базанитов, фонолитов, комендитов, пантеллеритов, щелочных трахитов, шошонитов и онгонитов, а также интрузии расслоенных габбро, фойяитов, уртитов, ювитов, нефелиновых сиенитов, кварцевых сиенитов, щелочных и субщелочных гранитов. Металлогеническую специализацию, в основном, определяют Fe, Ti, P, Al, Zr, Nb, Be, TR, Li, Mo, Pb, Zn, Cu, Au и Ag.

Осевой тип рифтогенного магматизма встречается реже. Он возникает в случае погружения под континент в процессе субдукции литосферной плиты с океанической рифтовой зоной (спрединговым центром). Перекрытый мантийный диапир является источником корового рифтогенного магматизма. Магматические образования представлены, как правило, бимодальной трахибазальт-комендитовой формацией, интрузиями сиенитов и щелочных гранитов. Металлогеническую специализацию определяют Zr, Nb, Ta, Be, TR, Li, Sn, W, Mo, F, Au, Ag и U.

В качестве примеров уранового оруденения, связанного с тыловым рифтогенезом, могут служить рудопроявления вулканического поля Мукузани в Перу и девонского вулканического пояса на востоке Алтае-Саянской складчатой области. Примером месторождения, расположенного в осевой рифтогенной структуре, является Мерисвейл (Северная Америка) [3].

В Казахстане промышленные месторождения урана размещаются в пределах Северо-Казахстанской и Кендыктас-Чу-Или-Бетпакдалинской (Южный Казахстан) урановорудных провинций. Рудопроявления урана известны, также, в северо-западной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и в других районах.

Месторождения Северного Казахстана приурочены к докембрийскому Кокчетавскому срединному массиву, расположенному внутри каледонской складчатой области и сложенному породами полиметаморфического комплекса зерендинской серии (AR-PR<sub>1</sub>) и контрастно-дифференцированными вулканитами раннего рифея.

Пространственно месторождения тяготеют к внутриконтинентальным палеорифтовым структурам редуцированного развития кембрий-раннеордовикского возраста. Эти структуры диагностируются по линейному размещению кембрийских вулканитов, характерных по химизму для рифтогенного режима, и комагматичных им тел габбро-диабазов. К ним также приурочены щелочно-ультраосновные тела с карбонатитами (красномайский комплекс) и расслоенная интрузия ультраосновного-основного состава (златогорский комплекс) [Ивлев, 1996].

В ордовике, справа от Кокчетавского массива, возник линейный Чингиз-Северо-Тяньшаньский вулканический пояс, сложенный вулканогенно-осадочными толщами среднего и основного состава. Формирование его происходило в пределах протяженной (не менее 3000 км) островной дуги. Заключительным этапом магматической активности стал мощный гранитоидный магматизм, охвативший расположенный в тылу Кокчетавский массив. В результате сформировались позднеордовикские зерендинский и крыккудукский комплексы, обладающие всеми особенностями надсубдукционных комплексов. С силура в пределах каледонид Казахстана начинается формирование нового типа надсубдукционных структур - силурийского и наиболее мощного девонского окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов. Магматизм этого периода в расположенном в тылу Кокчетавском массиве представлен гранитоидами боровского (S-D) и балкашинского (D<sub>2</sub>) комплексов [Дегтярев, 2012].

Завершался девонский магматизм на Кокчетавском массиве формированием ишимского щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса (Есильский вулканоплутон), отдельных интрузий граносиенитов и щелочных гранитов (Еленовский и Лосевский массивы), а также внедрением, вероятно, наиболее поздних дайковых поясов лампрофиров регионального распространения.

Есильский вулканоплутон имеет сложное зонально-кольцевое многофазовое строение. Его покровная фация представлена лейцитовыми базальтами, тефритами, фонолитами и трахитами, субвулканическая - телами эпилейцитовых порфиров, нефелиновых сиенит-порфиров, а гипабиссальная - дайкообразными и штокообразными телами малиньитов, нефелиновых сиенитов и пуласкитов. Кроме того, здесь встречаются тела кварцевых диоритов, монцонитов, граносиенитов, щелочных сиенитов и щелочных гранитов, а также дайки лампрофирового ряда - керсантиты, вогезиты, минетты и др. Возможно, в его строении принимают участие породы нескольких магматических комплексов [Лебедев-Зиновьев, 1969]. Породы относятся к среднему-позднему девону и, вероятно, связаны с возникшим мантийным диапиром в тылу девонского вулканоплутонического пояса.

Месторождения Северного Казахстана (Заозерное, Маныбай, Грачевское, Кубасадыр, Ишимское, Балкашинское, Восток и др.), относящиеся к единой уран-фосфор-молибденовой формации, располагаются в различных породах. Устойчивая пространственная связь уранового оруденения с конкретным магматическим комплексом отсутствует, однако дорудные дайки лампрофирового ряда распространены на площади большинства рудных полей. Возраст уранового оруденения оценивается в 350-370 млн. лет.

По своему составу и металлогенической специализации щелочной магматизм Кокчетавского массива сходен с тыловым магматизмом рифтогенных структур активных континентальных окраин.

На территории Кендыктас-Чу-Или-Бетпакдалинской провинции и северо-западной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория урановые месторождения приурочены к вулканическим постройкам, расположенным, соответственно, в западном и восточном секторах девонского вулканического пояса. Оба сектора имеют



северо-западного простирания, что связано с формированием в конце девона - начале карбона Казахстанского орогена [Дегтярев, 2012]. Обе территории принадлежат складчатой системе каледонид, активизированной в позднем палеозое. Наряду с другими позднепалеозойскими магматическими комплексами здесь распространены субвулканические тела и интрузии щелочно-гранитоидного состава, встречающиеся часто на площади девонских вулканических сооружений, сложенных известково-щелочными породами.

В С-З Чингизе щелочной магматизм представлен экструзивными и субвулканическими телами трахитовых порфиров и комендитов, интрузиями сиенитов и щелочных гранитов (с севера на юг - Айдарлинский, Тлеумбетский, Ушкаринский, Куйректыкольский, Абралинский, Аккойтасский и Курозекский массивы). Здесь также распространены дайки микродиоритов, микрогаббро-диоритов и лампрофиров, пересекающие массивы щелочных гранитов и участвующие в строении средне-среднедевонских ураноносных вулканических сооружений (Кайнарском, Достарском, Ушкаринском, Улькентузском и Алкамергенском). Позднепалеозойский возраст щелочных пород обоснован фактами прорывания ими средне-верхнедевонских терригенных и нижнекаменноугольных карбонатных отложений и результатами геохронологических исследований [1].

Полоса распространения девонских ураноносных сооружений и щелочных магматитов расположена к востоку от меридионального Центрально-Казахстанского разлома, пересекающего поперек территорию С-З Чингиза. Она протягивается параллельно разлому на расстояние более 200 км. На юго-востоке она примыкает к Северо-Балхашской позднепалеозойской вулканической зоне Джунгаро-Балхашской складчатой области, характеризующейся контрастной щелочнобазальт-комендитовой формацией, массивами сиенитов и щелочных гранитов и считающейся западным флангом Гоби-Алтайской зоны позднепалеозойской рифтогенной системы Центральной Азии [Ярмолюк, 1983]. Эту полосу можно рассматривать как С-З Чингизскую ветвь рифтогенной зоны.

Процесс формирования гидротермальной минерализации сооружений был трехэтапным. С ранним девонским этапом связаны поля вторичных кварцитов и пропицитов, с пермским щелочным магматизмом ассоциируют зоны редкометалльных (Th, Zr, Nb, Be, TR, F) альбититов и гематит-флогопитовых метасоматитов. В поздний этап минерализации, проявившийся после внедрения даек микрогаббро-диоритов и лампрофиров, возникли U-P и U-Mo рудопроявления [1].

В строении Кендыктас-Чу-Или-Бетпакадалинская провинция, охватывающей территорию Чуйского поднятия, Кендыктасских и Чу-Илийских гор, принимают участие блоки докембрийских метаморфических пород, осадочные и вулканогенно-осадочные отложения кембрия, ордовика, силура и девона, перекрытые толщами терригенных и карбонатных пород верхнего девона и карбона в наложенных мульдах. Девонские вулканогенно-осадочные отложения разделены на следующие свиты: коктаскую - базальт-андезит-дацит-туфогенную (D<sub>1-2</sub>), карасайскую - существенно риолитовую (D<sub>2-3</sub>) и кияхтинскую - туфогенно-осадочную (D<sub>3</sub>). Породы свит, а также связанные с ними экструзивно-субвулканические образования участвуют в строении многочисленных вулканических построек, часть из которых вмещает U-Mo месторождения (Кызылсай, Ботабурум, Каратал, Курдай и другие) и, реже, U-P проявления.

Щелочной магматизм провинции представлен двумя десятками небольших тел сиенитов, комендитов и щелочных гранитов, слагающих два параллельных пояса - Чуйско-Кендыктасский и Чу-Илийско-Западно-Балхашский, протягивающихся в северо-западном направлении. На возраст щелочных пород существуют разные точки

зрения. В пользу позднепалеозойского возраста свидетельствуют результаты геохронологических исследований, а также сходство их петрохимических и геохимических характеристик с характеристиками щелочных гранитоидов позднего палеозоя Гоби-Тяньшанской рифтогенной зоны Центрально-Азиатской системы [2].

Тела экстррузивно-субвулканических комендитов и щелочных гранит-порфиров, а также интрузии щелочных гранитов отмечаются в пределах некоторых девонских ураноносных построек (Курманшитинской, Карасайской и др.). Процесс гидротермальной минерализации в этих сооружениях был не менее чем трехэтапным. С ранним девонским этапом связано формирование полей вторичных кварцитов. Со щелочными породами ассоциируют зоны калишпатизации, альбитизации и редкометалльных (Th, Zr, Nb, TR, F) железо-магнезиальных метасоматитов. В поздний этап, после внедрения даек микрогаббро-диоритов и микродиоритов, возникли зоны березитов с U-Mo оруденением. Возраст даек и уранового оруденения до настоящего времени принимался позднедевонским-раннекаменноугольным, однако значительная часть результатов геохронологических определений руд укладывается в диапазон 250-270 млн. лет, соответствующий перми.

На юго-востоке Чуйско-Кендыктасский и Чу-Илийско-Западно-Балхашский пояса щелочных пород смыкаются с субширотной Гоби-Тяньшанской рифтогенной зоной, в строении которой принимают участие породы контрастной трахибазальт-комендитовой формации и массивы щелочных гранитоидов. Эти пояса могут рассматриваться как ветви рифтогенной зоны [2].

Рифтогенные зоны Центральной Азии - Гоби-Тяньшанская, Главного Монгольского линеамента, Гоби-Алтайская и Северо-Хангайская, расположенные среди известково-щелочных вулканитов позднепалеозойского вулканического пояса, сформировались под влиянием мантийного диапира океанической рифтовой зоны Палеотетиса, субдуцирующей вместе с океанической плитой под Северо-Азиатский позднепалеозойский континент. Магматизм рифтогенных зон относится к осевому типу. Считается, что возраст щелочного магматизма, по мере продвижения океанической рифтовой зоны, меняется в сторону уменьшения от  $C_3-P_1$  до  $P_1-T_1$  [Ярмолюк, 1983].

Промышленные месторождения в рифтогенных зонах, расположенных внутри позднепалеозойского вулканического пояса в Монголии и Казахстане пока не обнаружены, выявлено лишь несколько мелких рудопроявлений. Основные месторождения и рудопроявления возникают в местах пересечения ветвями рифтогенных зон территории каледонской складчатой области.

Таким образом, в Казахстане могут быть выделены два типа рифтогенных зон активных континентальных окраин и проявленного в них магматизма - тыловой и осевой. Урановые месторождения, связанные с рифтогенными зонами этих типов, относятся к единой U-P-Mo формации, но имеют различный возраст.

Выделение двух типов рифтогенного магматизма активных континентальных окраин в Казахстане имеет значение, как для металлогенических построений, так и для выбора направления дальнейших поисковых работ.

### Литература

1. Малютин С.А. Позднепалеозойские вулканоплутонические ассоциации северо-запада Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и оруденение // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2013. №6. С. 13-24.
2. Малютин С.А. Позднепалеозойский щелочно-гранитоидный магматизм Южного Казахстана и его участие в строении рудоносных вулканических сооружений Кендыктас-Чу-Или-Бетпакалинской ураноносной провинции // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2018. №3. С. 33-42.



3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

## ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ И ВНЕДРЕНИЯ ЭФФЕКТИВНЫХ И БЕЗОПАСНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ И АППАРАТУРНО-ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ НЕДР РОССИИ И БЕЛАРУСИ

*Войтов И.В. (БГТУ, [voitov100@mail.ru](mailto:voitov100@mail.ru)),  
Гунчик В.И. (ГП «НПЦ по геологии»), Косьянов В.А. (МГРИ, [rektor@mgri-rggru.ru](mailto:rektor@mgri-rggru.ru)),  
Мамчик С.О. (БГТУ, [tecton@rambler.ru](mailto:tecton@rambler.ru)), Черепанский М.М. (МГРИ, [vodamch@mail.ru](mailto:vodamch@mail.ru))*

### Аннотация

Предлагаются пути преодоления негативных процессов в минерально-сырьевом комплексе и природопользовании на основе эффективного использования в рамках рассматриваемой программы «Геологоразведка и природопользование» экономически эффективных и экологически безопасных инновационных технологий и аппаратурно-программного обеспечения для геологического изучения и повышения уровня освоенности минеральных ресурсов, использования техногенного сырья.

**Ключевые слова:** геологоразведочные работы, месторождения углеводородного сырья, металлических и неметаллических полезных ископаемых, технологии зондирования недр, обработка и анализ геологической информации, разработка аппаратурно-программного обеспечения, мониторинг, предотвращение и ликвидация истощения и загрязнений геологической и окружающей среды в районах добычи, транспортировки, переработки и хранения полезных ископаемых.

В последние годы, наметилось отставание стран Союзного государства от ведущих горнопромышленных держав мира в использовании новейших технологий прогноза, геологической разведки и разработки месторождений углеводородов, других стратегически важных для устойчивого социально-экономического развития полезных ископаемых и охраны окружающей среды. Для решения проблемы модернизации производственных процессов на геологоразведочных работах, охране недр и окружающей природной среды при добыче и переработке полезных ископаемых и техногенного сырья, имеющих стратегически важное значение для устойчивого развития базовых отраслей экономики России и Беларуси, предлагается Концепция научно-технологической программы Союзного государства «Разработка современных технологий геологического изучения, рационального и экологически безопасного использования ресурсов недр России и Беларуси» (НТП «Геологоразведка и природопользование»).

Предлагаются пути преодоления негативных процессов в минерально-сырьевом комплексе и природопользовании на основе эффективного использования в рамках рассматриваемой НТП «Геологоразведка и природопользование» многолетнего опыта и научно-технического потенциала Беларуси и России, располагающих не только современными, но даже прорывными технологиями зондирования недр, обработки и анализа геологической информации и разработки аппаратурно-программного обеспечения.

Значительный потенциал и разнообразие минерально-сырьевых ресурсов недр Союзного государства определяют многоаспектность проблемы технологического и аппаратурного обеспечения минерально-сырьевого комплекса. Важность этой проблемы определяется исчерпанием легко доступных запасов полезных ископаемых и необходимостью их восполнения с постоянно возрастающими затратами. Проблема усложняется недостаточной полнотой и комплексностью освоения запасов

разрабатываемых месторождений, увеличением техногенной нагрузки в связи с освоением минеральных ресурсов, особенно на территориях интенсивной индустриализации и урбанизации.

НТП «Геологоразведка и природопользование» направлена на разработку экономически эффективных и экологически безопасных инновационных технологий и аппаратурно-программного обеспечения для геологического изучения и повышения уровня освоенности минеральных ресурсов, использования техногенного сырья. Концепцией предусматривается реализация 3-х мероприятий по импортозамещению, в условиях санкций, аппаратурных комплексов и технологий, ранее приобретавшихся в основном за рубежом, используемых при выполнении заданий действующих на территории России и Беларуси государственных программ по геологическому изучению недр, поискам, оценке и разработке месторождений полезных ископаемых, комплексному использованию полезных ископаемых, охране окружающей природной среды. Уход, либо ограничение деятельности иностранных компаний в России в определенной степени ограничивает возможности своевременного выполнения отдельных заданий государственных программ, чем определяется важность скорейшей реализации мероприятий, предлагаемых Концепцией.

В этих целях предусмотрена разработка аппаратурно-технологических комплексов и прогнозно-геологических моделей для выявления и оценки новых нефтегазоносных и рудоносных зон и локальных объектов, в том числе в нетрадиционных геологических средах и геолого-структурных обстановках, мониторинга ресурсов недр, создание электронных баз геолого-геофизической информации для обеспечения многовариантной интерпретации результатов поиска месторождений углеводородов и твердых полезных ископаемых, информационно-прогностических систем оценки и управления трансграничных территорий, технологий обезвреживания техногенных отходов и использования техногенного минерального сырья на сопредельных территориях, другие разработки.

Для решения проблемы наиболее актуальными вопросами являются:

*а) в разделе геологоразведка* - разработка новой аппаратуры для получения и обработки геолого-геофизической информации для получения достоверного глубинного изображения по геофизическим данным на основе геологической модели месторождения с использованием мощных вычислительных средств, соответствующих требованиям и достижениями мирового уровня; создание эффективной инновационной системы контроля качества геофизических исследований.

*б) в разделе природопользование* - разработка экологически безопасных технологий комплексного освоения месторождений полезных ископаемых и переработки минерального сырья для повышения уровня инженерной и социальной инфраструктуры как освоенных, так и новых территорий; комплексное решение проблем охраны окружающей природной среды и охраны недр при освоении месторождений полезных ископаемых, рекультивации нарушенных земель, вовлечении в промышленное освоение техногенных образований; разработка технологических и конструктивных решений утилизации отходов горных и обогатительных предприятий.

Главной целью НТП «Геологоразведка и природопользование» является создание экономически эффективных инновационных технологий и технических средств для повышения эффективности и экологической безопасности геологоразведочного производства, добычи, переработки и использования полезных ископаемых и техногенного сырья в инвестиционно привлекательных районах России и Беларуси.

Для достижения этих целей в рамках НТП «Геологоразведка и природопользование» должны быть решены следующие актуальные задачи:

**Мероприятие 1. Разработка аппаратурно-технологических комплексов и программного обеспечения для внедрения новых технологий поисков, разведки и разработки месторождений углеводородного сырья в сложных горно-геологических условиях и в нетрадиционных коллекторах.**

- разработка прогнозно-геологических моделей технологий изучения и освоения потенциала нетрадиционного углеводородного сырья выявления и оценки новых нефтегазоносных районов и месторождений нефтегазоперспективных объектов углеводородного сырья в нетрадиционных коллекторах для территории Беларуси;

- разработка специализированной высокоточной геофизической аппаратуры и оборудования (многоканальная бескабельная телеметрическая сейсморегистрирующая система, вибрационный источник сейсмических колебаний, система управления сейсмическими виброисточниками с функциями управления вибросейсмическим комплексом, система управления импульсными (взрывными и невзрывными источниками возбуждения сейсмических колебаний) путем возбуждения, регистрации и обработки широкополосных вибрационных сейсмических сигналов для проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ, в том числе для получения достоверного глубинного изображения по сейсмическим данным с учетом создания детальной объективной геологической модели с использованием мощных вычислительных средств (параллельных вычислений и интеллектуальных технологий обработки больших массивов данных), соответствующих требованиям и достижениями мирового уровня;

- разработка микросейсмической наземной и скважинной аппаратуры, оборудования, в том числе микросейсмические зонды с принимающими устройствами и регистрирующие системы, подготовка программного обеспечения для обработки и интерпретации цифровой информации; создание инновационных технологий мониторинга гидроразрыва пласта в целях контроля геометрии, оценки рисков и качества выполнения операций гидроразрыва пласта, включая риски обводнения продуктивных пластов, увеличения на этой основе полноты отбора углеводородов при вовлечении в разработку их трудноизвлекаемых запасов в традиционных коллекторах и в резервуарах низкопроницаемых пород на месторождениях «сланцевой» нефти;

**Мероприятие 2. Разработка аппаратурно-технологических комплексов для обеспечения внедрения технологий поисков и разведки новых месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых на сопредельной территории Белоруссии и России.**

- разработка высокопроизводительного аппаратурно-технологического комплексов, в том числе беспилотной аэромагниторазведочной аппаратуры для проведения поисков и разведки глубокозалегающих рудных месторождений;

- разработка высокоэффективных, учитывающих специфику отдельных групп твердых полезных ископаемых (металлические и неметаллические полезные ископаемые) аппаратурно-программных комплексов по интерпретации геологических, геохимических и геофизических данных на основе решения двух- и трехмерных обратных задач электромагнитных зондирований с применением нейросетевых технологий;

- создание электронных баз данных для обеспечения интерпретации геолого-геохимических и геолого-геофизических результатов при проведении геологоразведочных работ и геоинформационной системы новых месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых;

- разработка прогнозно-геологической модели выявления участков перспектив рудоносности с апробацией на сопредельной с Россией территории Беларуси;

**Мероприятие 3. Разработка технологий оценки, прогноза состояния, ликвидации и предотвращения истощения и загрязнения геологической и окружающей природной среды трансграничной территории.**

- разработка инновационных и экологически чистых технологий, в том числе по обезвреживанию и безопасной утилизации отходов, при освоении месторождений полезных ископаемых;

- разработка информационно-диагностической системы оценки и прогноза состояния окружающей среды и принятия технологических решений ее реабилитации;

- разработка высокоэффективных композитных биоминеральных сорбентов и технологий очистки почв (почво-грунтов) территорий, загрязненных углеводородами и создание технологического комплекса для их производства;

- разработка высокоэффективных деструкторов и биодеструкторов на основе минеральных сорбентов и технологий создания быстровозводимых геозащитных периметров для защиты водоносных слоев и почвогрунта от опасных соединений;

- разработка информационно-экспертной системы оценки природной и техногенной нагрузки на состояние окружающей среды пограничных территорий, с разработкой программы по предотвращению экологического ущерба;

- разработки инновационных технологий использования техногенных отходов при разработке месторождений полезных ископаемых и переработке минерального сырья;

- разработка информационно-прогностических систем оценки влияния отбора подземных вод на природную среду и технологии охраны подземных вод от истощения и загрязнения;

- разработка информационно-экспертной системы предприятий, оказывающих негативное влияние на окружающую среду (в том числе при осуществлении деятельности по добыче сырой нефти и природного газа, включая переработку газа, по добыче и обогащению железных руд, по добыче и подготовке руд цветных металлов) наилучших доступных технологий - производства технологий продукции (товаров), выполнения услуг, определяемых на основе современных достижений науки и техники и наилучшего сочетания критериев достижения целей охраны окружающей среды при условиях наличия технических возможностей их применения.

Каждое программное мероприятие базируется на имеющихся научно-технологических заделах, созданных учеными и специалистами России и Беларуси, что гарантирует выполнение работ в установленные сроки.

Практическое внедрение результатов реализации мероприятий программы будет осуществлено при формировании программы Союзного государства, при поиске и разведке месторождений углеводородного сырья, твердых рудных и нерудных полезных ископаемых, а также при проведении природоохранных мероприятий заинтересованными предприятиями и организациями Российской Федерации и Республики Беларусь.

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ РЕШЕНИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ В ГОРАХ ТАМДЫТАУ (УЗБЕКИСТАН)

*С.Т.Марипова (ГП «Институт минеральных ресурсов», info@gpniimr.uz),  
М.М.Пирназаров (ГП «Институт минеральных ресурсов», info@gpniimr.uz),  
А.Х.Мирабдуллаев (ГП «Институт минеральных ресурсов», info@gpniimr.uz)*

### Аннотация

Металлогеническим районированием на статистической основе в Тамдытау выделены три рудных зон: Северо-, Центрально-, Южно-Тамдытауская. В их пределах статистически обосновано выделение двух возрастных и генетических типов золоторудных месторождений: балпантауского – вулканогенно-гидротермального средне-верхне карбонового и мурунтауского – полигенно-полихронного.

**Ключевые слова:** Золото, статистическая металлогения, плотность размещения, генезис, возраст, свита, месторождение.

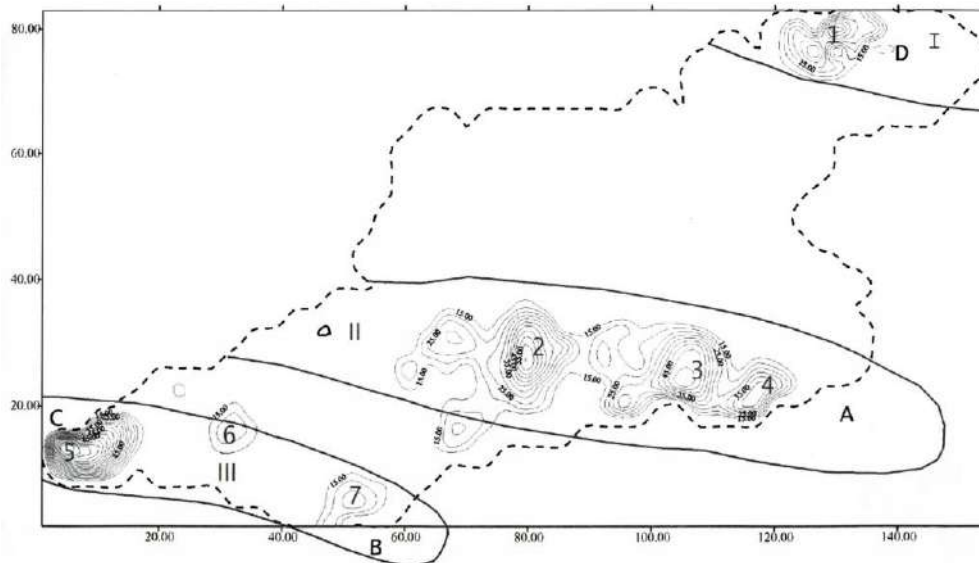
Один из крупнейших золотоносных районов мира горы Тамдытау представляют собой цепь небольших (порядка 20 тыс. км<sup>2</sup>) возвышенностей в центральной части пустыни Кызылкумы. Благодаря обнаруженным здесь золоторудным месторождениям территория владеет уникальным показателем удельной золотоносности, составляющим порядка 170 кг запасов и ресурсов золота на 1 км<sup>2</sup> [1]. Основной вклад при этом принадлежит крупнейшему в Евразии месторождению Мурунтау. Он расположен в углеродисто-терригенных породах бесапанской толщи O-S («пестрый бесапан»), на пересечении периклинального замыкания крупной сложнопостроенной антиклинальной структуры с глубинным разломом. Благоприятной средой для концентрации руд служат хлорит-альбит-кварцевые метасоматиты (березиты), развитые по площадным биотит-двуполевошпат-кварцевым пред- и синрудным метасоматитам (гумбеиты). Морфология рудных тел сложена из комбинаций стратифицированных залежей, штокверков и стержневых жил. В них зафиксированы четыре продуктивных минеральных ассоциаций (шеелит-золото-карбонат-хлорит-калишпат-кварцевая рудно-метасоматическая, шеелит-золото-кварцевая, золото-арсенопирит-пирит-кварцевая и полисульфидно-карбонат-кварцевая). Самый большой вклад в общую продуктивность вносит вторая ассоциация (более 80%), с высокопробным свободным золотом (золото-кварцевый тип), датированная по Rb-Sr методу позднегерцинским возрастом (214-288 млн. лет) [1]. Однако из-за исключительного разнообразия путей образования и пространственных связей золота (кластогенное, хемогенное, метаморфизованное, связанное с углеродистым веществом, гидротермалитамы, дайковыми образованиями, кварцевыми жилами и штокверками, поздними серебряными минералами) на месторождении и его спутниках (Мютенбай, Чукуркудук, Дайковое и др.) часто диагностируется полигенное (метаморфогенно-гидротермальное) и полихронное оруденение [2]. Более конкретные выводы по генетическим вопросам наблюдается на северо-восточной части гор, где размещаются золоторудные объекты вулканогенно-гидротермального (Балпантау), гидротермального (Тамдыбулак) и скарново-скарноидного (Туманное, Таймань, Приконтактовое и др.) происхождения.

На основе геологических материалов планомерной изученности гор Тамдытау с помощью ГИС-технологий была создана база геолого-геофизических данных, включающая более 30 электронных карт. Статистический металлогенический анализ и районирование было осуществлено методом плотности размещения [3].

В построенной схеме плотности (рисунок 1) выделились зоны и изометрические площади сгущения («скучивания») рудопроявлений и месторождений,



соответствующие по своим размерам рудным зонам (I-Северо-Тамдытауская, II-Центрально-Тамдытауская, III-Южно-Тамдытауская) и золоторудным полям. Первый максимум (номер 1) соответствует Балпантаускому рудному полю, расположенному в обнаженной части в субширотной Северо-Тамдытауской рудной зоне. Выделенные 3 скученные плотности изолиний с номерами 2, 3, 4 в центральной части гор Тамдытау соответствуют Косманачинскому, БесAPANскому и Мурунтаускому рудным полям. Они образуют единую рудную зону субширотного простирания, условно названной Центрально-Тамдытауской. Еще одна - Южно-Тамдытауская рудная зона была выделена по аналогичным характеристикам (три максимума – 5, 6, 7 субширотного простирания соответствующие Кумбогутскому рудному полю и двум рудонным площадям – Ясвайской и Карашахинской).



**Рисунок 1. Схема плотности размещения золоторудных объектов гор Тамдытау.** Изолинии соответствуют количеству рудных объектов на 100 км<sup>2</sup>. Пунктирная линия - контур выходов палеозоя. Рудные зоны: I-Северо-Тамдытауская, II-Центрально-Тамдытауская, III-Южно-Тамдытауская. Рудные поля: 1-Балпантауское, 2-Косманачинское, 3-БесAPANское, 4-Мурунтауское, 5-Кумбогутское. Рудонные площади: 6-Ясвайская, 7-Карашахинская. А, В, С, D-перекрытые части рудных зон с мощностью осадочных пород до 300-400 м.

Центрально-Тамдытауская рудная зона пространственно совпадает с полосой выходов отложений бесAPANской свиты, обнажающихся в северном крыле Тамдытауской антиклинали. Южно-Тамдытауская металлогеническая зона пространственно совмещается с полосой выхода пород бесAPANской свиты, обнажающихся в южном крыле той же Тамдытауской антиклинали. Между этими зонами, в ядре указанной антиклинали расположена полоса, менее богатая рудными объектами. Она сложена более древними породами - отложениями тасказганской свиты и первой (нижней) подсвиты бесAPANской (ныне – кургантауской) свиты. Между Центрально-Тамдытауской и Северо-Тамдытауской зонами имеется обширная зона также относительно бедная обнаженными рудными объектами, сложенная, в основном, карбонатными толщами девона и нижнего карбона.

Исследование связи рудных месторождений с геологическими объектами, геофизическими полями и геохимическими аномалиями выявило стратифицированный характер размещения золоторудных объектов. Он выражается в закономерном уменьшении рудного потенциала более молодых толщ: наиболее древние отложения тасказганской свиты с повышенной рудоносностью (высокой плотностью размещения объектов) датируются нижним-средним ордовиком; затем рудоносность постепенно

возрастает и достигает максимума в средней пачке третьей подсвиты бесапанской (ныне косманачинской) свиты (верхний ордовик-нижний силур), далее начиная с четвертой подсвиты бесапанской свиты (мурунская, нижний силур) рассматриваемый показатель проявляет тенденцию к постепенному уменьшению.

Все изученные рудные объекты по вмещающим их породам разделяются на две группы: 1) размещенные в терригенно-вулканогенных породах среднего- верхнего карбона и 2) размещенные в терригенных отложениях ордовика-силура. К первой группе относятся Балпантауское золоторудное месторождение и группа рудопроявлений Балпантауского рудного поля. Само месторождение размещено в терригенно-вулканогенной толще, представленной, в основном, лавами, туфами и туффитами андезитового и андезито-базальтового состава. Они, в свою очередь пространственно связаны полигенной вулcano-купольной структурой центрального типа Балпантауского вулкана, датируемой средним-верхним карбоном. Этот же возраст имеют терригенно-вулканогенные отложения вмещающие другие, по генезису идентичные Балпантаускому месторождению, рудопроявления рудного поля. По особенностям локализации рудных тел и взаимоотношений с эффузивными образованиями рассмотренные объекты имеют большое сходство с верхнепалеозойскими вулканогенно-гидротермальными золоторудными месторождениями Кураминской подзоны Срединного Тянь-Шаня (Кочбулак, Чадак, Каульды и др.). Ко второй группе относятся золоторудные месторождения Центрально-Тамдытауской и Южно-Тамдытауской рудных зон, представленные 4-мя рудными полями, размещенные в терригенно-карбонатных отложениях ордовика-силура, представленные золото-кварцевой, золото-кварц-сульфидной и золото-сульфидной рудными формациями. Подобные по многим характеристикам локализации золоторудные объекты размещаются в сопредельных горных возвышенностях. Всех можно отнести к единому метоморфогенно-гидротермальному генетическому и полихронному возрастному типу.

Таким образом, статистически обосновано выделение в горах Тамдытау двух генетических и возрастных типов промышленного золотого оруденения. Первый, балпантауский тип относится к вулканогенно-гидротермальным и связан с эндо-, экзоконтактовыми зонами эффузивных тел (андезибазальты, их туфы) среднего-верхнего карбона. Месторождения второго, мурунтауского типа локализованы в метоморфогенных породах ордовик-силурийского возраста. В этой среде наибольшая плотность размещения объектов фиксируется в наиболее гидротермально проработанной косманачинской свите («пестрый бесапан»). В более ранних и поздних породах рудоносность монотонно уменьшается, достигая минимальных значений в мурунской свите. В рассмотренной последовательности изменяются величины кларка концентрации золота, а также значимость пространственных статистических связей разновозрастных отложений с золоторудными объектами.

### Литература

1. Пирназаров М.М. Золото Узбекистана: Рудно-формационные типы, прогнознопoисковые модели и комплексы. - Ташкент: ГП «ИМР», 2017. – 248с.
2. М.С.Рафаилович, И.М.Голованов, О.А.Федоренко, В.В.Никоноров. Геолого-геохимические особенности гигантских месторождений золота в черных сланцах // Поисковая геохимия: теоретические основы, технология, результаты. – Сборник научных трудов. - Алматы, 2004. – С. 67-83.
3. Усманов Ф.А. Статистическая металлогения. 1. Металлогеническое районирование (на примере Чаткало-Кураминских гор). - Геология и минеральные ресурсы. - № 3. – Ташкент, 2000. - С. 3-22.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУДНЫХ ИНТЕРВАЛОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАМАМА (ЕГИПЕТ)

*Махмуд А.Ш. \*, (Российский государственный геологоразведочный университет, halim.geologist@mail.ru), Дьяконов В.В., (Российский государственный геологоразведочный университет, mdf.rudn@mail.ru)*

### Аннотация

Месторождение Хамама - крупномасштабный пример очень распространенного золото-колчеданного типа месторождения в центральной части Восточной Пустыни Египта. По данным опробования керн разведочных скважин из месторождения Хамама, выявлена вертикальная зональность, отвечающая формированию коры выветривания, состоящей из четырех интервалов (сверху-вниз): а. Зона окисления (железная шляпа или госсан), б. Зона выщелачивания, в. Зона вторичного обогащения, и г. Зона первичного оруденения. Для каждого интервала выявлен минеральный состав и содержания полезных компонентов.

**Ключевые слова:** Хамама, Золото, Восточная Пустыня, Зональность, колчеданное.

Месторождение Хамама расположено в центральной части Восточной Пустыни Египта. Минерализация заполняет зону разлома между лежащим блоком, сложенным базальтовыми лавами и весячим блоком, сложенным туфами риолитов. Рудные тела представлены кварц-карбонатными жилами. Основная минерализация представлена минеральной ассоциацией — кварц + доломит + пирит + сфалерит + халькопирит + галенит + блеклые руды. Эти породы образовались из низкотемпературных гидротермальных растворов (эманации газа из магмы), заполняющих зоны разломов в эпоху первоначальной (нижнепротерозойской) эпохи магматизма.

Рудная минерализация группируется в основных трех участках; Западная Хамама, Центральная Хамама и Восточная Хамама. Западная Хамама является более продуктивной на Au и Ag, в то время как Восточная Хамама содержит большие количества Zn, Pb и Cu. Запасы золота западного участка оценены на уровне «Предполагаемых минеральных ресурсов» (т.е. оценены с низким уровнем достоверности) в 341 тысячу унций золотого эквивалента (AuEq) и «Обозначенными минеральными ресурсами» (т.е. может быть добыто экономически целесообразным способом) в 137 тысяч унций AuEq [3].

Вслед за В.И.Смирновым [1], нами выделены 4 основные зоны на месторождении Хамама (сверху-вниз) различающиеся по минералогическим и геохимическим закономерностям. Использованная база данных и образцы керн были предоставлены нам золоторазведочной компанией (Aton Resources Inc.):

### **а. Зона окисления (от 0 до 35 м)**

Согласно предыдущим сообщениям из программ бурения, проводимых в этом районе, зона окисления погружается под поверхность до средней глубины около 35 м [2]. Пустынный район Хамама характеризуется аридным климатом, где отсутствует сплошной почвенно-растительный покров. В этой связи кислород не расходуется на его формирование и насыщает грунтовые воды. В результате чего образуется окислительный барьер, что привело к обогащению одними элементами и истощению другими, в соответствии с их физико-химическими свойствами, особенно растворимостью, сопровождающуюся глубокими минералогическими изменениями. Таким образом, руды на поверхности месторождения характеризуется рыхлой текстурой, обусловленной процессами гипергенного выщелачивания и иногда сохраняются фрагменты «губок» пиритового и сфалерит-пиритового состава.

Низкотемпературные гидротермальные растворы и гипергенные процессы, привели к повсеместному распространению вторичных медных минералов и обогащению золота. Эта зона показывает средние содержания Zn (0.43%), Pb (0.1%), Cu (451 г/т), Ag (16 г/т) и Au (0,55 г/т). В общем, зона окисления обогащена Au, Cu, Fe, Sb, As и Hg и выщелачивается из Ag, Te, V, Co, Cr и Ni.

#### **б. Зона выщелачивания (от 35 до 85 м)**

Минеральная ассоциация этой зоны в основном богата пиритами с низким содержанием сфалерита и минералов меди. Пирит в этой зоне наблюдается в двух формах, с переходной смешанной формой между ними. Первая представлена нормальными идиоморфными, кубической формой, кристаллами, с интенсивной трещиноватостью. Вторая является основной формой, представленной фрамбоидальным пиритом. Переходная форма представлена кубиками пирита с вытравленными бактериями краями. Фрамбоиды образуются за счет переработки первичных крупнозернистых пиритов бактериями в восстановительной среде при низких температурах. Золото в этих фрамбоидах встречается редко. Концентрация Au снижается до 0,19 г/т, а Ag - до 9 г/т. Кроме того, зона выщелачивания имеет более низкую концентрацию Pb, примерно в два раза ниже, чем в зоне окисления. Средняя концентрация Cu снижается до 280 г/т, содержание Sb резко снижается до менее 1 г/т. Zn, As, Hg показывают небольшое снижение, в то время как Cd показывает небольшое увеличение концентраций.

#### **в. Зона вторичного обогащения (от 85 до 135 м)**

Эта зона характеризуется обилием текстур обрастания и замещения вторичной сульфидной минерализацией, включая сульфидные минералы меди, такие как ковеллин, халькозин и борнит. Халькопирит в этой зоне находится в максимальных количествах. Халькопирит встречается в виде ксеноморфных зерен в сростании с рудообразующими сульфидами и в виде эмульсиевидной вкрапленности в сфалерите, а также образует поздние прожилки в сфалерит-пиритовой ассоциации. Халькопирит первой генерации наиболее часто встречается со сфалеритом в составе ксеноморфнозернистых скоплениях, приуроченных к межзерновым пространствам пирита и заполняет в них трещины. Халькопирит второй генерации - это не только эмульсиевидные включения в сфалерите, но и вероятно более поздние ксеноморфные скопления, свидетельствующие, что после отложения основной массы сфалерита, не прекратилось поступление меденосных рудообразующих растворов. Немного сфалерита и галенита можно найти в виде включения в карбонатной матрице или в массивных пиритовых массах. Карбонаты этой зоны существуют в основном в двух генерациях, первая из которых представляет собой доломитовую массу, содержащую пирит и кварц. Вторая - вторичные жилы кальцита, которые рассекают силикатные минералы, пиритовые жилы и более раннюю карбонатную матрицу. Во многих тонких полированных срезах наблюдалось растворение силикатов (кварца и туфов) высокощелочными растворами с последующей карбонатной цементацией, по следующей реакции [4] ( $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{H}^+$ ). Также гидротермальный раствор образует реакционный ободок с карбонатами и силикатами в полостях. Эта зона выражает средние концентрации Zn (0.39%), Pb (626 г/т), As (500 г/т), Cd (400 г/т), Cu (340 г/т), Hg (150 г/т), Ag (15 г/т) и Au (0,34 г/т).

#### **г. Зона первичного оруденения (> 135 м)**

Глубинный интервал первичной зоны очень трудно определить, но мы можем подтвердить, что он не ниже 80 м от поверхности. Образцы первичной руды обогащены пиритом и сфалеритом больше, чем медными минералами. Они состоят в среднем из 30% модального кварца с аморфным кремнеземом, 25% доломита, 20% пирита, 10% кальцита, 10% других сульфидов, 5% полевого шпата. В этой зоне пирит

регистрируется в двух поколениях: а) рано сформировавшиеся крупнозернистые идиоморфные кубики в кварц-карбонатной матрице и б) мелкозернистые скелетные частицы, распределенные в серицитизированный полевой шпат. Устанавливается более поздняя карбонатизация по отношению к кварцу. Сфалерит встречается в виде сложных сростаний в виде «самостоятельных» ксеноморфных зерен (агрегатов). При микроскопическом изучении установлено, что отдельные зерна практически не содержат включений сульфидов и нерудных минералов, трещиноваты, границы зерен извилистые. Сфалерит корродируется карбонатами, он явно более ранний минерал, образовавшийся в первый этап. Сфалерит ассоциирует как с пиритом, так и с халькопиритом, блеклой рудой и галенитом в виде аллотриоморфнозернистых скоплений, где его межзерновые пространства приурочены к порообразующей матрице. Реликты кварца с корродированными краями часто встречаются в тонкой карбонатной матрице. Золото редко встречается в свободной форме. Оно прикрепляется в виде наноразмерных гранул к кристаллической решетке сульфидных минералов, особенно пирита. В этой зоне средние содержания составляют Zn (0.38%), Pb (668 г/т), Cu (300 г/т) и Au (0.42 г/т), а также самый высокий уровень содержания Ag (27 г/т). Кроме того, он содержит массивные сульфидные узелки, имеющие самое высокое содержание Au и Ag (2 и 95 г/т соответственно).

### Литература

1. Смирнов С.С., Зона окисления сульфидных месторождений//М.; Л.: Изд. АН СССР, 1955, 332 с.
2. Aton Resources, For immediate release, Aton begins Remote Sensing and Spectral Imaging survey over its 40km gold mineralized Abu Marawat concession to further define its multiple exploration sites in this mining district. 2016, Company report: <https://www.atonresources.com/site/assets/files/1197/aton-resources-inc-press-release-remote-sensing-aug-29-2016-1.pdf/>
3. Aton Resources, Hamama west deposit, Abu Marawat concession, Arab Republic of Egypt, 2017, NI 43-101, Company report: [https://www.atonresources.com/site/assets/files/1172/hamama\\_west\\_jan2017\\_ni43-101tr\\_v3\\_final.pdf](https://www.atonresources.com/site/assets/files/1172/hamama_west_jan2017_ni43-101tr_v3_final.pdf)
4. Utenkov V.A., Balla Z., Sallay E. Petrology of the Mórágý Granite (SW Hungary) based on the Bátaapáti (Üveghuta) boreholes, Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2000-2001, 2003, 153-185.

## ВОПРОСЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

*Мессерман И.З.\* МГРИ, messerman39@yandex.ru,  
Яшина В.И. МГРИ, yashina1950@bk.ru*

### Аннотация

В работе рассмотрены вопросы количественной оценки прогнозных ресурсов с позиций системного подхода, на основе функциональных связей между концентрациями химических элементов в рудоносных участках недр и их размерами, отражающими иерархические уровни строения рудоносных образований.

**Ключевые слова:** прогнозные ресурсы, системный подход, концентрационная зональность, кларки концентраций химических элементов.

Как известно, объектом оценки прогнозных ресурсов являются металлогенические (минерагенические) зоны, бассейны, рудные районы, поля, рудопроявления, фланги и глубокие горизонты месторождений, оцененные на основании благоприятных геологических предпосылок, обоснованной аналогии с известными месторождениями, по результатам геолого-съёмочных, геофизических, геохимических, поисковых и оценочных работ (3). Однако, предлагаемые к применению в настоящее время методы оценки прогнозных ресурсов во многом неопределенны. Особенно это относится к оценке прогнозных ресурсов низкой степени обоснованности  $P_2, P_3$ .

Для прогнозных ресурсов  $P_{2-3}$ , применяемых для оценки рудных образований более низких масштабных уровней, используемые методы значительно ограничены. Предлагаемые для этих целей аналогии с известными месторождениями того же формационного (геолого-промышленного) типа, благоприятные геологические и палеогеографические предпосылки, выявленные в оцениваемом районе, комплекс прямых и косвенных признаков рудоносности мало эффективны. Особенно это связано с оценкой прогнозных ресурсов золота, серебра, олова, ртути и др. полезных ископаемых характеризующихся низкими кларками, высокой изменчивостью концентраций в ореолах, низкой чувствительностью анализов, при литогеохимических съёмках масштабов 1:50000 – 1:1 000 000. Применяемые достаточно редкие сети литохимического опробования при таких масштабах работ фактически не позволяют произвести достоверное оконтуривание перспективных аномалий.

Для решения подобных проблем необходима четкая иерархия структурных уровней рудоносных образований с позиций системного подхода, принятая в настоящее время большинством исследователей, отражающая природные закономерности их размещения и статистического распределения в земной коре. Она сопоставима с рудоносными участками недр различных масштабных уровней и контролирующими их геолого-структурными элементами, при этом соответствует и требованиям горной промышленности в соответствии со стадийностью геологоразведочных работ (3).

С позиций системного подхода выделение и количественная оценка закономерных и случайных составляющих заданного иерархического уровня строения геохимических полей, выделяемых данной сетью наблюдений может производиться простым и надежным методом тренд-анализа с помощью статистического скользящего окна. При этом размеры и форма скользящего окна должны быть сопоставимы с элементами неоднородности изучаемого статистического уровня, а минимальное число точек в окне должно обеспечивать вычисление устойчивого среднего значения квадратичного отклонения оценки математического ожидания признака, оценивать корреляционную зависимость элементов (1, 2).

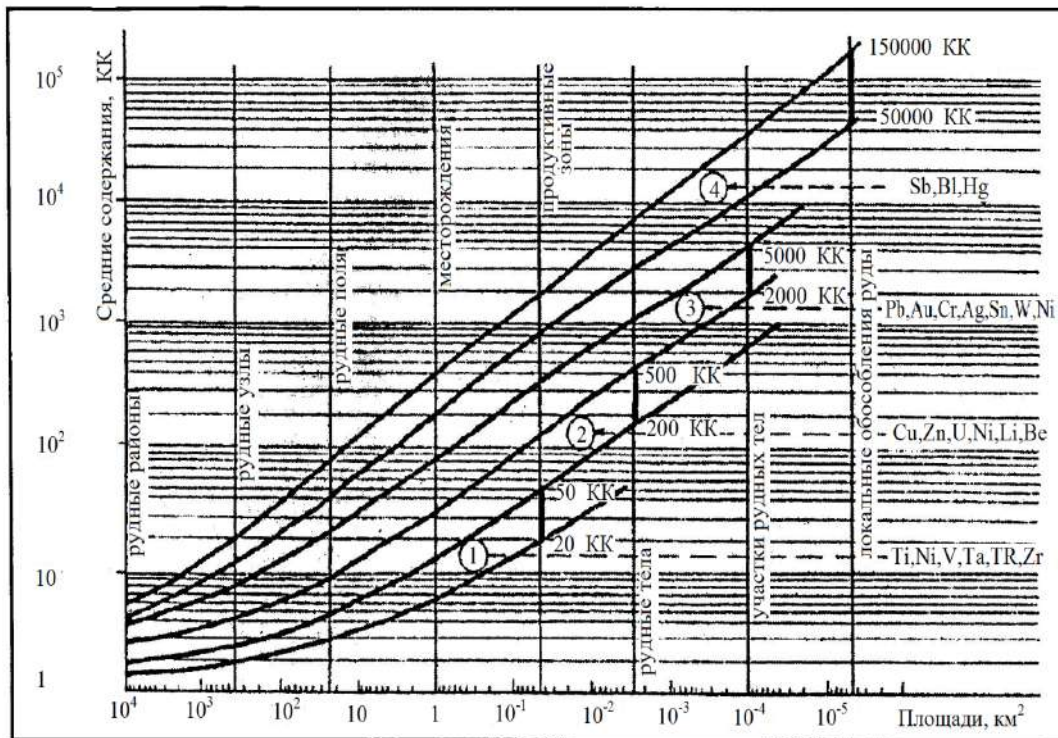
В отличие от сложных методов тренд-анализа (полиномов различных степеней), требующих максимального совпадения получаемых и исходных данных (независимо от того, какие уровни строения недр они отражают), при использовании скользящего окна сглаживания, ставится задача принципиально иная – выявление основных тенденций изменения признака, близких по геометрии и размерам к площадке трансформации, в пределах тех структурных элементов, которые уверенно устанавливаются заданной сетью наблюдений и служат объектом оценки на определенной стадии исследований.

Выбор окон сглаживания является важной операцией при геохимических исследованиях разных масштабов. На основании экспериментальных исследований целесообразно использование следующих размеров окон сглаживания: 100x100 – 50x50км при оценке рудных районов, 20x20 – 10x10км при оценке рудных узлов, 5x5 – 3x3км при оценке рудных полей, 1x1 – 0,5x0,5км при оценке рудных месторождений, 0,5x0,5 – 0,1x0,1км при оценке рудоносных блоков и зон в пределах месторождений, с корректировкой размеров с помощью двумерных автокорреляционных функций (1). Фактически применяемая методология аналогична задачам геостатистики, позволяющей количественно оценивать пространственные закономерности в области коррелированной дисперсии, сегодня широко применяемой при подсчете запасов месторождений полезных ископаемых. Применяемая методология позволяет не только оконтурить площади повышенных концентраций определенного масштабного уровня, но и определить закономерности их пространственного распределения. Об этом свидетельствуют результаты обработки данных литохимических съемок Майского золоторудного узла (Зап.Чукотка), Кубакинского золоторудного узла (Омолонский рудный район), Валунистого рудного района (Вост.Чукотка) (1).

В основе методики оконтуривания областей потенциальной рудоносности по результатам геохимических исследований предлагается использование концентрационной зональности, установленной и описанной в работах ряда авторов (4, 5), которая заключается в неодинаковой скорости накопления химических элементов различных кларковых рядов. В результате для кларкового ряда, содержащего рудообразующие элементы, находящиеся в состоянии рассеяния или являющиеся микропримесями во внешних зонах иерархического ряда, и создающие акцессорную минерализацию в промежуточных зонах (на уровне металлогенических зон, районов, узлов), приобретают породообразующее значение во внутренних зонах иерархической системы (месторождениях, рудных зонах, рудных телах). При этом, объем растворов, определяющий распространение рассеянной минерализации в пределах обширных площадей, создает аномально высокие концентрации рудных элементов в пределах площадей промышленных рудных образований.

Фактически, в общем виде  $K * V = KK * v$ , где  $K$  – кларк элемента в состоянии рассеяния,  $KK$  – кларк концентрации элемента в рудном теле,  $V$  – объем распространения растворов в состоянии рассеяния элементов,  $v$  – объем рудных образований.

На основании применения единой системы скользящих окон сглаживания, при обработке геохимических данных соподчиненных масштабных уровней, предлагается эмпирическая номограмма минимальных значений лимитных содержаний элементов, для целей оконтуривания сглаженных ореолов потенциально рудоносных систем различных иерархических уровней, которая позволяет выполнить ориентировочную оценку вероятной промышленной значимости потенциальных рудных районов, узлов, полей и месторождений по средним содержаниям рудных элементов в сглаженных ореолах и может быть использована для оценки прогнозных ресурсов (рис.1).



**Рисунок.1.** Номограмма минимальных содержаний металлов в ореолах рудных образований различных иерархических уровней.

По оси ординат номограммы, в логарифмическом масштабе отложены значения средних концентраций элементов-индикаторов оруденения в сглаженных литохимических ореолах, выраженные в кларках концентраций. По оси абсцисс, также в логарифмическом масштабе, показаны размеры площадей геохимических ореолов каждого иерархического уровня от рудного района до локального обособления, которые сопоставляются с площадями скользящих статистических окон, использованных при сопоставлении карт сглаженных ореолов конкретных иерархических уровней. Приведенная номограмма подтверждает наличие функциональных связей между концентрациями химических элементов в рудоносных участках недр и их размерами, отражающими иерархические уровни строения рудоносных образований.

#### Литература

1. Каждан А.Б., Мессерман И.З., Лаврова Т.Ю. Методические рекомендации по сбору и компьютерной обработке геологической, геофизической и геохимической информации. Комитет по геологии и использованию недр РФ, Московская Государственная геологоразведочная академия, 1995, с.87.
2. Мессерман И.З., Пахомов В.И. Методика обработки геохимической информации на примере рудного поля. В сб. «Методы прикладной геохимии» Иркутск. 1982, с.202-203.
3. "Об утверждении Классификации запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых" Приказ Министерства природных ресурсов РФ от 11 октября 2006 г. N 278.
4. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.Недра.1985.7-97с.
5. Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л.Недра.1971,237с.



## СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД ПРИ ОБРАБОТКЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

*Мессерман И.З.\* МГРИ, messerman39@yandex.ru,  
Яшина В.И. МГРИ, yashina1950@bk.ru*

### Аннотация

В работе рассмотрена методология обработки и интерпретации геохимической информации с позиций системного подхода, определяющая повышение эффективности работ, разработанная на основании многолетних исследований в ряде золоторудных районов России.

**Ключевые слова:** иерархия структурных уровней рудоносных образований, рудные узлы, рудные поля, месторождения, рудные тела, геохимические методы, геохимические поля, элементы-индикаторы, геохимические ассоциации, тренд – анализ, скользящее окно.

В середине 70-х годов идеи применения системного подхода в изучении недр, поисках, прогнозировании и разведке месторождений полезных ископаемых, в частности при применении геохимических методов нашли широкое развитие (2,3).

В современных условиях, в связи с значительными объемами информации, это связано с необходимостью при решении поисково-разведочных задач учитывать и использовать различающиеся количественные критерии оценки реально существующих масштабных уровней строения полезных ископаемых и вмещающих пород, такие как рудные узлы, рудные поля, месторождения, их участки, а часто отдельные рудные тел

Основанием применения системного подхода являются особенности методологии геологоразведочных исследований (выборочные методы опробования, несоизмеримость объектов исследований и отбираемых проб), а также ряд существующих недостатков применяемых методов локального прогнозирования, заметно снижающих эффективность использования:

- направленность на выявление и оценку только конечных объектов поисково-рудных зон, месторождений, независимо от масштабов поисков;

- при изучении недр рудные месторождения рассматриваются как пространственно независимые аномалии, а не как закономерные концентрации рудного вещества;

- в большинстве применяемых методов количественная обработка данных сводится к получению одномерных или многомерных статистических характеристик, абстрагированных от пространственных координат и без геометрических баз их измерений, а при применении методов тренд-анализа не учитывается сложное, многоуровневое строение геохимических полей,

- в основу выделения закономерной и случайной составляющих часто принимаются генетические соображения;

- нередко полностью игнорируется оценка и интерпретация моноэлементов ореолов.

При системном подходе рудоносные участки рассматриваются как внутренне единые сложно построенные объекты многоуровневого иерархического строения. Отдельные уровни их строения (системы) соизмеримы с размерами рудных тел, зон, месторождений, полей, узлов, районов и более крупных таксономических единиц, что обеспечивает возможность создания геолого-структурных моделей объектов, отражающих изменение представлений об их строении, по мере детализации наблюдений.

С позиций системного подхода выделение и количественная оценка закономерных и случайных составляющих заданного иерархического уровня строения геохимических полей, выделяемых данной сетью наблюдений может производиться простым и надежным методом тренд-анализа с помощью статистического скользящего окна. При этом размеры и форма скользящего окна должны быть сопоставимы с элементами неоднородности изучаемого структурного уровня, а минимальное число точек в окне должно обеспечивать вычисление устойчивого среднего значения квадратичного отклонения оценки математического ожидания признака. (2, 3).

Применение единой системы скользящих окон сглаживания при обработке геохимической информации позволяет считать приемлемой плотность геохимического опробования  $1\text{см}^2$  в масштабе карты для выявления элементов неоднородности соответствующих масштабам съемки, их пространственную ориентировку, уровень концентраций и изменчивости (1)

Выявление элементов-индикаторов оруденения, геохимических ассоциаций определенного масштабного уровня, оценка их пространственного распространения производится при визуальном сопоставлении моноэлементных карт химических элементов одного масштабного уровня. Поскольку изоконцентрации элементов представляют собой детерминированные функции пространственных координат, одинаковые масштабы их проявления и закономерности пространственного размещения убедительно свидетельствуют о принадлежности к единой ассоциации.

При этом, изменение окна сглаживания приводит к закономерному изменению не только пространственных ориентировок рудных образований различного масштабного уровня, но и к изменению характера геохимических ассоциаций. (2)

Применение многомерных классификаций по данным генерализации исходной геохимической информации окнами сглаживания позволяет разделять изучаемую территорию на ряд однородных участков, отличающихся характером геохимических ассоциаций соответствующего масштабного уровня. (2,4)

Результаты обработки геохимических данных методами генерализации и тренд-анализа могут использоваться при геологическом картировании на основании определения геохимических отличий выделяемых геологических образований, закономерностей их пространственной ориентировки, учитывая что по исходным данным многие незначительные различия концентраций петрогенных химических элементов слабо выявляются. Выделяемые геологические образования при этом определяются масштабом карты и размером окна сглаживания. Химические элементы, определяющие особенности геологического строения территорий, в отличие от рудоносных геохимических ассоциаций, характеризуются слабой изменчивостью концентраций, однако плавными, устойчивыми трендами.

### Литература

1.Каждан А.Б., Мессерман И.З. Резервы повышения эффективности литохимических методов поисков. Изв. ВУЗов, Геология и разведка, №1, 1988.с.126-129.

2. Каждан А.Б., Мессерман И.З., Лаврова Т.Ю. Методические рекомендации по сбору и компьютерной обработке геологической, геохимической и геофизической информации с целью выявления рудных узлов, полей и месторождений при многоцелевом геохимическом картировании разных масштабов. М., МГГА, 1994., с.87.

3.Мессерман И.З., Пахомов В.И. Методика обработки геохимической информации на примере рудного поля. Тезисы докладов на симпозиуме «Методы прикладной геохимии» Иркутск,1981.с.202-203.



4. Яшина В.И. Геохимический контроль разноранговых рудоносных образований Забайкалья. Материалы X Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле » т.1, стр.246, 2011.

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТРУБКИ КАТОКА И ЕЁ МЕТОД РАЗВЕДКИ

*Монтейро Д.С.Д.\* (РУДН, joanamadalena2368@gmail.com),  
Абрамов В.Ю. (РУДН, geophy-rudn@mail.ru), Карелина Е.В. (РУДН,  
elkarelina@mail.ru)*

### Аннотация

Рассмотрены геологическое строение месторождения, анализ и выбор метода разведки. Целью является сгущение сети, т.е. пересечения рудного тела с полным выходом за его пределы, для определения его мощности и содержания полезного компонента для выполнения подсчета запасов по категории В, С1 и С2.

**Ключевые слова:** структурно-тектоническое строение месторождения Катока, Кимберлитовая трубка Катока, сложная внутренняя структура, разведка.

Кимберлитовая трубка Катока располагается на северо-востоке Республики Ангола в северо-западной части провинции Южная Лунда (Lunda Sul).

В структурно-тектоническом плане изучаемую района расположен в юго-западной части кристаллического щита Кассаи архейское-протерозойского возраста с примыкающим к нему бортом мезо-кайнозойской впадины Конго.

Самая трубка сложена докембрийским кристаллическим комплексом пород, прорванным меловыми кимберлитами. Вмещающими породами трубки являются докембрийские гнейсы различного состава и степени выветрелости, перекрывающими – пески палеоген-неогеновой формации Калахари, палеогеновые межформационные пески и песчаники и современные аллювиальные и техногенные отложения.

Кимберлитовая трубка Катока является уникальным кимберлитовым телом, содержащим в своем объеме свыше 300 млн. куб. м продуктов кимберлитового магматизма.

Месторождение обладает сложной внутренней структурой. В составе слагающих его выделяется несколько разновидностей кимберлитов. В центральной части трубки, выполняя глубокую (более 100 м) впадину в массиве интрузивных кимберлитов, отмечаются слабоалмазоносные переотложенные разности кимберлитов, переслаивающиеся с чисто осадочными породами. Площадь их выхода на поверхность рудного тела занимает более 30% сечения месторождения, максимальная мощность, зафиксированная на этой стадии разведки – 114 м. Окружающие эту воронку интрузивные (“первичные”) кимберлиты также неоднородны. Они представлены массивными порфиоровыми разностями, слагающими кольцевую полосу шириной 50-250 м вдоль эндоконтакта трубки, средне-порфиоровыми кимберлитами, кимберлитовыми брекчиями и туфами, занимающими промежуточное положение между порфиоровыми кимберлитами и отложениями вулканогенно-осадочного комплекса.

Так же, как и большинство кимберлитовых тел Анголы [38], трубка Катока Она характеризуется полным набором морфологических элементов (подводящий канал, диатрема и кратерный участок) и принадлежит к слабо эродированным диатремам с сохранившимся раструбом, заполненным породами кратерной фации.

Поэтому выбора система разведка месторождения обладает сложной работы. По своим размерам месторождения Катока является одним из крупнейших коренных месторождений с крупными запасами промышленных категорий (В+С1) и большими перспективными запасами (С2).

Цели разведка является перевести блок категории С1 в В, С2 в С1 и проектировать категории С2.

Согласно «Методическим рекомендациям по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Алмазы» разведка коренные месторождений алмазы на глубину проводится в основном скважинами с максимальным использованием геофизических методов исследований.

Так как кимберлитовая трубка достаточно разнообразно по составу и расположены близко к поверхности, то я считаю, наиболее эффективным вариантом является разведка скважинами колонкового бурения, в комплексе с геофизическими методами. Скважины колонкового бурения обеспечат максимальный выход керна хорошей сохранности в объеме, также обеспечат выяснение с необходимой полнотой особенностей залегания рудных тел и вмещающих пород, их мощности, внутреннего строения рудных тел, характер распределения руд, их текстуры и структуры и представительность материала для опробования, при условии, что выход керна должен быть не менее 80%.

На рисунке 1 представлен разрез трубки по профилю 11 с выделением категории запасов и проектными разведочными скважинами.

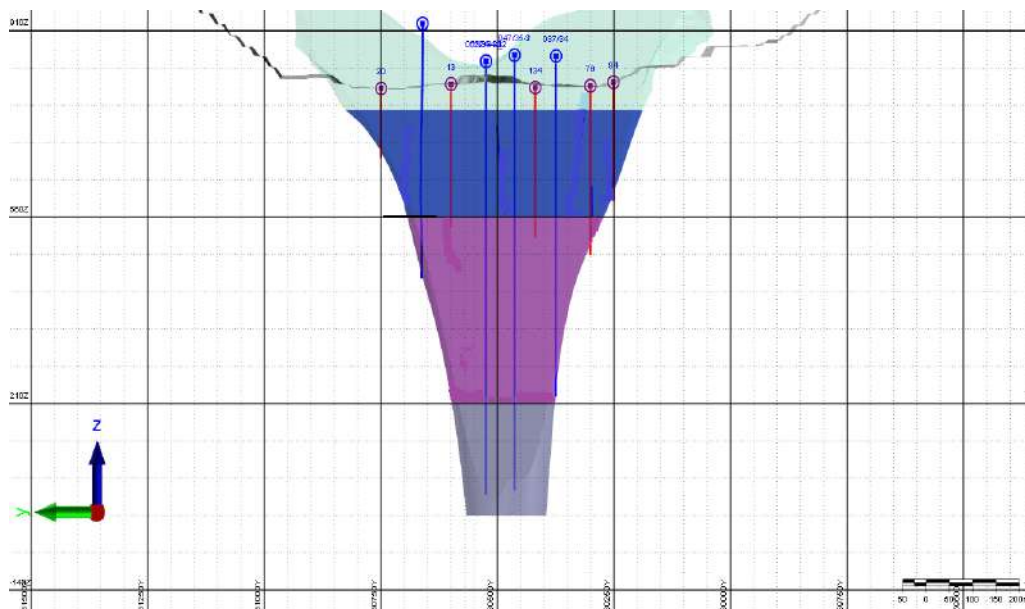


Рисунок 1. Разрез трубки по профилям 11

Условные обозначения к разрезами	
20	номера скважин
	Проектные разведочные скважины
	Скважины предыдущие этапов работ
	блок категории В
	блок категории С1
	Блок категории С2
	Блок категория предыдущие этапов работ

### **Литература**

1. Дулапчий Е.В.; Коршунов А.В.; Первов В.А.; Сомов С.В. И Феликс Ж.Т., Кимберлитовая трубка каток (республика ангола): палеовулканологическая модель формирования, геология рудных месторождений, 2011, том 53, № 4, с. 330-345
2. Sérgio Luis Rodrigues Sêco, Sobre a prospecção de diamantes em angola formações de kimberlitos e de depósitos secundários, University of Coimbra, 2014 .

## СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ - ИНСТРУМЕНТ ПРИНЯТИЯ РЕШЕНИЙ В ПРОЕКТАХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДКИ

*Мостовой П.Я. (ООО Газпромнефть НТЦ, Mostovoy.PYa@gazpromneft-ntc.ru),  
Ошмарин Р.А. (ООО Газпромнефть НТЦ, Oshmarin.RA@gazpromneft-ntc.ru),  
Хуснитдинов Р.Р. (ООО Газпромнефть НТЦ, Khusnitdinov.RR@gazpromneft-ntc.ru)*

### Аннотация

Был инициирован и проведен комплекс работ по созданию сейсмогеологической модели, которая является основой для планирования программы ГРП и размещения зон ОПР на территории Чонской группы месторождений, направленный на получение новой геологической информации, понимания и дальнейшего снятия основных геологических неопределенностей. Полученные в результате камеральных работ новые геолого-геофизические данные были интегрированы в единую концепцию и модель для принятия решений по проекту геологоразведки. На основе полученной сейсмогеологической модели были пробурены две пилотные скважины и спланирована дальнейшая программа геологоразведки Чонского проекта.

**Ключевые слова:** Сейсмогеологическая модель, геологоразведочные работы, проект ГРП, стохастическая инверсия.

Целью данного исследования является построение высокодетальной сейсмогеологической модели сложнопостроенных коллекторов терригенного венда, путем интеграции имеющейся и полученной в ходе камеральных работ геолого-геофизической информации, которая является основой для планирования программы ГРП и размещения зон ОПР на территории Чонской группы месторождений.

Был инициирован и проведен комплекс работ по созданию сейсмогеологической модели, направленный на получение новой геологической информации, понимания и дальнейшего снятия основных геологических неопределенностей. Проведенный комплекс камеральных работ по созданию СГМ, включил в себя:

- Переработку единым кубом 3-х 3Д съемок разных лет с построением детальной ГСМ и выполнением процедуры глубинной миграции для устранения влияния верхней и средней частей высокоскоростного, неоднородного (карбонат-галогенного) разреза на кинематику и динамику целевого терригенного интервала;
- Учёт региональных закономерностей – полого-моноклиналиного залегания целевых пластов, при кинематической интерпретации данных СРР;
- Выполнение хроностратиграфической корреляции пластов, учитывая особенности осадконакопления пластов в условиях аллювиальной равнины;
- Робастное комплексирования электро- и сейсморазведки для уточнения насыщения залежей коллекторов;
- Адаптацию модели насыщения на исторические и современные испытания скважин;
- Построение петрофизической модели, учитывающей вертикальную структурно-текстурную неоднородность разреза, а также вторичные преобразования, существенно влияющих на продуктивность коллектора: галитизацию и ангидритизацию порового пространства;
- Построение петроупругой модели, выделение в поле упругих параметров «сейсмолитотипов» коллектор, засоленный коллектор, неколлектор.
- Построение согласованной геологической модели с помощью инструмента геостатистической инверсии, используя 2 подхода.

- Получение вероятностного прогноза развития зон засоления коллектора, а также зон коллектора с улучшенными ФЕС.

За счет привлечения региональных данных, глубокой геологической проработки, применения нестандартных подходов к обработке и интерпретации геолого-геофизических данных, учитывающих особенности геологического строения участка, использования результатов технологических проектов компании, а также построения геологической модели с помощью 2-ух подходов к геостатистической инверсии, удалось во многом по новому взглянуть на геологическое строение залежей и планируемую программу поисково-разведочного бурения.

Полученные в результате камеральных работ новые геолого-геофизические данные были интегрированы в единую концепцию и модель для принятия решений по проекту геологоразведки. Были выбраны инструменты верификации модели и подходы к её обновлению на данные бурения. В результате проведенного анализа была обновлена программа поисково-разведочного бурения и размещены зон ОПР на территории проекта.

На основе полученной сейсмогеологической модели были пробурены две пилотные скважины в улучшенную и ухудшенные зоны развития коллекторов для ее верификации, а также горизонтальная скважина, для последующего размещения опытного элемента разработки. По результатам проведенных работ и анализа результатов бурения можно сделать вывод, что детальная СГМ дает качественный прогноз и надежную геолого-геофизическую основу для принятия решений, что чрезвычайно важно в условиях сложнопостроенных коллекторов характеризующихся большим количеством геологических неопределенностей, а также крупного проекта ГРП, для которого характерны высокие экономические риски. Нарботанная в ходе построения СГМ методология будет применяться в дальнейшем при планировании программ камеральных и полевых работ на крупных проектах геологоразведки

### **Литература**

1. Воробьев В.С., Чеканов И.В., Клиновая Я.С. Модель распространения терригенных коллекторов и засоленных песчано-гравелитистых отложений в пределах месторождений центральной части Непского свода, Геология нефти и газа № 3. Москва. 2017. С. 47 – 61.
2. Воробьев В.С. Закономерности насыщения залежей терригенного комплекса Чонской группы месторождений, Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений № 11. Москва. 2017. С.66 – 71.
3. Oshmarin, R. A., Ostankov, A. V., Kompaniets, S. V., & Tokareva, O. V. (2016, October 24). Capabilities and Limitations of Electromagnetic Techniques in Eastern Siberia. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/182082-MS



## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ, ТИПИЗАЦИИ И ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ОЛОЙСКОЙ ЗОНЫ

*Николаев Ю.Н.\* (МГУ имени М.В.Ломоносова, nikolaev@geol.msu.ru),  
Калько И.А. (МГУ имени М.В.Ломоносова, ildarkalko@yandex.ru), Хабибуллина Ю.Н.  
(МГУ имени М.В.Ломоносова, bobbin@yandex.ru), Джебджея Г.Т. (МГУ имени  
М.В.Ломоносова, jejeya@yandex.ru)*

### **Аннотация.**

Разработаны критерии, позволяющие различать сходные по составу геохимические аномалии промышленных и непромышленных типов золото-серебряного оруденения: по составу и характеру корреляционных связей между рудными элементами в потоках и вторичных ореолах рассеяния, по составу геохимических ассоциаций и минералам-индикаторам в рудоносных образованиях, элементам-примесям в них, температурам гомогенизации, концентрации солей в ГЖВ.

Установлена закономерная смена золото-серебряных типов минерализации, зависящая от степени эродированности вулканоструктур Олойской зоны. Обоснована высокая вероятность выявления промышленных объектов с промышленной золото-сульфосольной минерализацией, ранее известной только в ОЧВП, но выявленной в последнее время в наименее эродированных вулканоструктурах Олойской зоны.

Разработанные критерии использованы при интерпретации результатов работ в Баимском, Вукнейском, Курьинском, Верхне-Олойском и др. рудных районах и узлах Западной и Центральной Чукотки, перспективных на золото-серебряное оруденение.

**Ключевые слова:** Геохимические поиски, корреляционный анализ, минералогические исследования, флюидные включения, золото-серебряное оруденение.

К категории объектов, промышленное освоение которых ведется в настоящее время на Чукотке, относятся месторождения золото-серебряной рудной формации.

Разрабатываемые месторождения золото-серебряной формации с богатыми (бонанцевыми) рудами (Купол, Валунистое) приурочены к внешней зоне Чукотского сектора ОЧВП. В сопряженной с ним Олойской зоне в вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексах раннемелового возраста выявлены и разрабатываются не менее перспективные месторождения, на которых ведется промышленная добыча золото-серебряных руд (Двойное, Сентябрьское). В раннемеловых вулканоструктурах Олойской зоны известны многочисленные проявления и аномальные геохимические поля, в которых также прогнозируется золото-серебряное оруденение.

Наиболее продуктивными на золото-серебряное оруденение, по данным региональных геологических и геохимических работ, являются крупнейшие вулканоструктуры Олойской зоны: Тытыльвеемская (выявлены и разрабатываются месторождения Двойное и Сентябрьское), Верхне-Кричальская (разведано месторождение Клен) и Нембондинская (до недавних пор не было известно промышленных объектов).

Проведенными работами доказано, что в наименее эродированных частях этих крупных вулканоструктур развита золото-серебряная сульфосольная минерализация, сходная с минерализацией золото-серебряной вулканогенной формации, развитой в ОЧВП, главным эталоном которой является месторождение Купол.

Руды вулканогенной формации месторождения Купол отличаются большим разнообразием сульфосолей серебра (*Se*-стефанит, *Se*-пираргирит, *Se*-акантит, *Se*-

полибазит, *Se*-миаргирит, *Se*-прустит), являющихся основным концентратором серебра, и более высокой «серебристостью» по сравнению с золото-серебряными рудами вулканоструктур Олойской зоны (золото-серебряное отношение в рудах месторождения Купол  $Au : Ag=1:8$ , на месторождениях Двойное и Клен -  $Au : Ag=1:3-1:2$ ). Низкая «серебристость» руд связана с более низкими содержаниями сульфосолей серебра.

Минеральные комплексы золото-серебряных руд вулканогенной формации формировались при низких температурах и характеризуются слабой минерализованностью: Купол  $t = 120-260^{\circ}C$ , соленость от 0,2-1,2 вес.% до 1,4-2,7 вес.% экв. NaCl; на месторождении Двойное -  $t = 133-248^{\circ}C$ , соленость 0,5-3,9 вес.% экв. NaCl.

Как в ОЧВП, так и в Олойской зоне оба подтипа золото-серебряных руд проявляются в аномальных потоках и вторичных ореолах золота, серебра, мышьяка, сурьмы. Как правило, продуктивность золота и серебра литохимических аномалий крупных и средних месторождений значительно ниже, чем у аналогичных по масштабам запасов золоторудных объектов других формационных типов. Это связано как с геолого-структурными особенностями (рудные поля даже крупных месторождений имеют относительно небольшие площади выходов на поверхность), так и с устойчивостью руд к физической дезинтеграции, в результате чего стандартная методика опробования аллювия и элювио-делювия с выделением для анализа фракции - 1 мм приводит к «потере» части полезного сигнала из-за нахождения золота и минералов серебра в более крупных обломках кварца. Медленное высвобождение рудных минералов из кварцевой матрицы является одной из главных причин, наряду с малым размером частиц золота, объясняющих отсутствие промышленных россыпей в районах выходов на поверхность золото-сульфосольных месторождений.

За последние несколько лет получены новые данные, позволяющие высоко оценить перспективность крупнейших (и наименее эродированных) вулканоструктур Олойской зоны на золото-серебряное оруденение. Результаты недавно завершившихся опережающих геохимических работ в пределах Нембондинской вулканоструктуры позволили выделить на площади листов Q-58-XXI, XXII ряд новых перспективных проявлений этого типа (Ефимов Ключ, Цветочный, Оренковка, Крыло). Для типизации объектов были разработаны критерии их идентификации (во вторичных ореолах и в рудной минерализации это значимые корреляционные связи между золотом, серебром, мышьяком, сурьмой, селеном), а для прогнозной оценки - полученные при опытно-методических работах на эталонных объектах значения коэффициентов остаточной продуктивности золота и серебра ( $k=0.3-0.5$ ) и эмпирические показатели, учитывающие вклад рассеянной минерализации в формирование литохимических ореолов и потоков рассеяния. Минералогическими и термобарогеохимическими исследованиями образцов руд подтверждено сходство оцениваемых объектов с эталонными золото-сульфосольными объектами Западной Чукотки.

В более эродированных вулканоструктурах Олойской зоны золото-серебряное оруденение связано с интрузивными комплексами гранитоидной и габбро-монцонит-сиенитовой формаций и принадлежит к двум основным типам:

- умеренносульфидным золото-серебряным проявлениям порфирово-эпитермальных систем (IS тип по Sillitoe [1,2]), связанных с габбро-монцонит-сиенитовыми комплексами поздней юры-раннего мела;
- умеренносульфидным золото-серебряным проявлениям гранитоидной формации раннемелового возраста.

Геологическая позиция проявлений этих типов минерализации является одним из критериев их разбраковки: первый тип связан с крупными магматогенными

поднятиями в Олойской зоне, второй с умеренно-эродированными вулканоструктурами, но более молодые медно-порфировые системы типа Мангазейской характеризуются выходами небольших интрузивных массивов и общей умеренной эродированностью вулканоструктур, чем становятся слабо отличимыми от золото-серебряной минерализации гранитоидной формации.

При отсутствии затруднений в выявлении потенциальных объектов с золото-серебро-полиметаллической минерализацией по потокам и вторичным ореолам рассеяния золота, серебра, меди свинца, цинка и молибдена, главной проблемой является их типизация и оценка перспективности на ранних стадиях поисковых работ.

Сходство вещественного состава разных типов золото-серебряной минерализации плутоногенных формаций при их разной промышленной значимости определяет актуальность разбраковки аномалий, которая возможна только на основе детализационно-заверочных работ и комплексирования геологических, минералогических и термобарогеохимических исследований.

Главными минералами умеренносульфидных руд обеих типов золото-серебряной минерализации являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, второстепенными – арсенопирит, цинкистые блеклые руды, редкими - гессит, акантит, Ag-сульфосоли (пирсеит-полибазит), самородное Au, электрум.

Основные различия: для минерализации IS типа главные индикаторы – родохрозит и марганцовистый доломит, основным концентратом мышьяка является теннантит-тетраэдрит, серебра – гессит и электрум, пробность золота – 680-735 ‰, присутствуют Au-Ag-теллуриды и петцит. Близкие к промышленным кондициям руды проявлений IS типа сопровождаются богатыми россыпями золота.

В золото-серебро-полиметаллических рудах гранитоидной формации основными концентраторами мышьяка являются арсенопирит и блеклые руды, серебра – электрум и акантит, присутствуют фрейбергит, бурнонит, кюстелит, имитерит, пробность золота - 635 ‰ (электрум). Основной минеральной формой теллура являются теллуриды свинца. Золото-серебро-полиметаллические руды гранитоидной формации не имели до последнего времени промышленных перспектив, поскольку уровень средних содержаний золота в изученных объектах (1-2 г/т) не позволяет в настоящее время разрабатывать их даже открытым способом. Они не являются источниками россыпей золота. В то же время, значительные размеры потенциальных рудных полей и большой объем рудной массы в жильных и жильно-прожилковых зонах могут в дальнейшем быть вовлечены в промышленную отработку открытым способом.

Золото-серебряная минерализация, сопряженная с медно-порфировыми системами более позднего (раннемелового) возраста (мангазейский комплекс) характеризуется составом, который ближе к золото-серебро-полиметаллическим проявлениям гидротермальной вулканогенной формации. Основные минералы: галенит, сфалерит, арсенопирит, мышьяковистый пирит, халькопирит, второстепенные - буланжерит, бурнонит, железистый теннантит, фрейбергит, акантит, науманнит, марказит. Основными концентраторами серебра являются фрейбергит и акантит.

Основным отличием золото-серебряной минерализации, сопряженной с медно-порфировыми объектами, от золото-серебро-полиметаллической минерализации гранитоидной формации являются более высокие температуры гомогенизации рудообразующих флюидов: (150-400<sup>0</sup>С против 100-340<sup>0</sup>С) и повышенная соленость ГЗВЖ включений в кварце (1,2-37 против 0,3-5,2 масс.% NaCl экв).

Геохимические ассоциации и их соответствие типам золото-серебряного оруденения в новых перспективных проявлениях слабоэродированной Нембондичанской вулканоструктуре Олойской металлогенической зоны приведен в табл.1.

Таблица 1. Геохимические и минеральные ассоциации золото-серебряного оруденения Нембондичанской вулканоструктуры Олойской металлогенической зоны

Участок	Содержания в рудах		Геохимическая ассоциация	Минеральная ассоциация
	Au г/т	Ag г/т		
Север	5,1	3,4	Au <sub>1700</sub> Mo <sub>34</sub> Ag <sub>31</sub> Cu <sub>15</sub> As <sub>11</sub>	Au-убогосульфидная (золото-кюстелитовая)
Тур	6,0	7,5	Au <sub>2000</sub> Ag <sub>68</sub> Pb <sub>77</sub> Mo <sub>34</sub> Cu <sub>5</sub>	Au-убогосульфидная (золото-кюстелитовая)
	0,36	44,9	Ag <sub>408</sub> Pb <sub>175</sub> Cu <sub>157</sub> Au <sub>120</sub>	Ag-Au-полиметаллическая (акантит-галенит-халькопиритовая)
Нембондичан	2,1	16,4	Au <sub>715</sub> Pb <sub>286</sub> Ag <sub>117</sub> Mo <sub>14</sub> Cu <sub>10</sub>	Au-Ag-полиметаллическая (акантит-галенит-халькопиритовая)
	0,37	78,6	Ag <sub>561</sub> Au <sub>123</sub> Pb <sub>119</sub> Cu <sub>51</sub> Te <sub>25</sub> Bi <sub>12</sub>	Ag-Au-полиметаллическая (акантит-гессит-галенит-халькопиритовая)
Верхне-Крестовый	0,1	62,5	Te <sub>2881</sub> Ag <sub>224</sub> Cd <sub>94</sub> Pb <sub>52</sub> Au <sub>33</sub> Bi <sub>33</sub> Zn <sub>20</sub> Mo <sub>14</sub>	Ag-Au-полиметаллическая (акантит-гессит-галенит-сфалеритовая)
Цветочный	2,0	57,0	Au <sub>657</sub> Ag <sub>518</sub> Se <sub>6</sub> As <sub>2</sub>	Au-Ag-сульфосолюно-селенидная (золото-науманит-стефанит-миаргиритовая) участок Ефимов Ключ-наложенная на кварц-арсенопиритовую
Пр. Крыло	1,2	26,2	Au <sub>411</sub> Ag <sub>238</sub> Sb <sub>5</sub> As <sub>3</sub>	
Еф. Ключ	3,7	36,5	As <sub>2790</sub> Au <sub>1217</sub> Sb <sub>265</sub> Ag <sub>332</sub> Pb <sub>13</sub> Se <sub>5</sub>	
Воронеж	1,3	4,1	Au <sub>447</sub> Ag <sub>29</sub> As <sub>24</sub> Sb <sub>10</sub> Mo <sub>7</sub>	

Отдельной задачей, требующей своего разрешения, является разработка критериев разбраковки аномальных полей медно-полиметаллических проявлений гранитоидной формации от медно-порфировых систем разного возраста, которые имеют сходный вещественный состав, но разные промышленные перспективы.

### Литература

1. Sillitoe R.H. Porphyry copper systems. // Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 3–41.
2. Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // Society of Econ. Geol. Special Publ. 2003. V. 10. P. 315–343.

**АСФАЛЬТИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КИТАЯ (ОТКРЫТИЕ, ИЗУЧЕНИЕ, ОСВОЕНИЕ)**

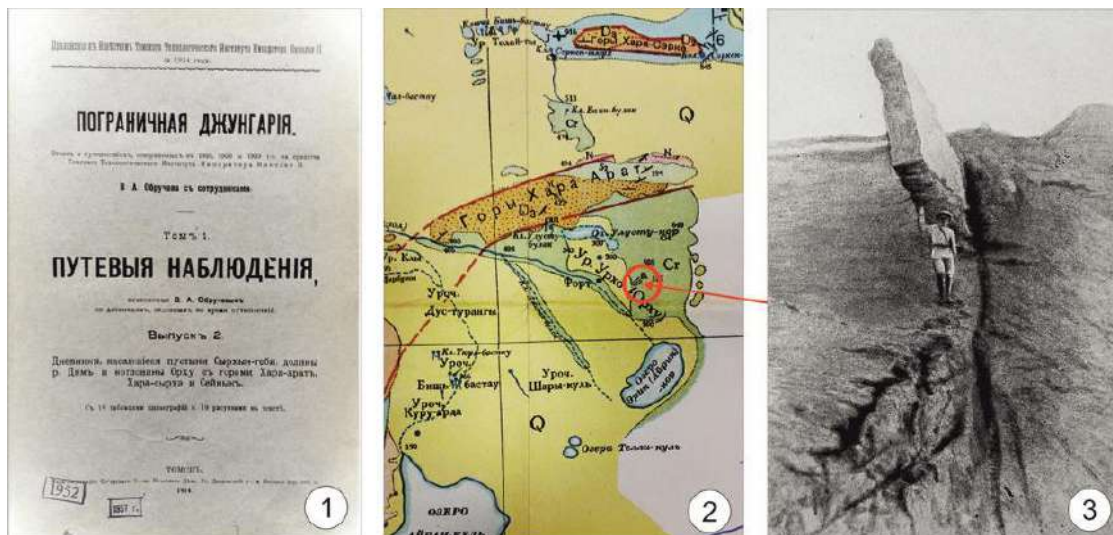
*Печенкин И.Г. (ФГБУ «ВИМС», [pechenkin@vims-geo.ru](mailto:pechenkin@vims-geo.ru))*

**Аннотация**

На территории Северо-западного Китая в начале XX в. установлены выходы на дневную поверхность жил асфальтита. Их изучение, на начальном этапе, осуществлялось под руководством В.А. Обручева. Интенсивная разработка асфальтита, как сырья для производства высококачественных лаков, велась еще с начала XX в. и достигла максимума к 1990-м гг. Сравнение результатов анализов асфальтита с данными полученными при исследовании нефти из пермских коллекторов показало их идентичность.

**Ключевые слова:** Северо-западный Китай, Обручев, асфальтит, Эоловый город.

Целенаправленное геологическое изучение Северо-западного Китая относится к началу XX в. Это были экспедиции В.А. Обручева (1905, 1906, 1909), осуществляемые на средства Томского технологического института. Наиболее подробно исследовался район, между горными системами Алтая и Тянь-Шаня, примыкающий к Казахстану, названный Владимиром Афанасьевичем Пограничной Джунгарией [1]. В 1906 г. во время второй Джунгарской экспедиции В.А. Обручева, в которой приняли участие его средний сын Сергей и студент 4-го курса Томского технологического института М.А. Усов, для европейской науки открыт Эоловый город. Уникальные формы его рельефа, связаны с работой ветра. Исследователями отмечены многочисленные выходы жидкой нефти, растворимых и твердых битумов на дневную поверхность, а также жил асфальтита (рис. 1) [1, 2].



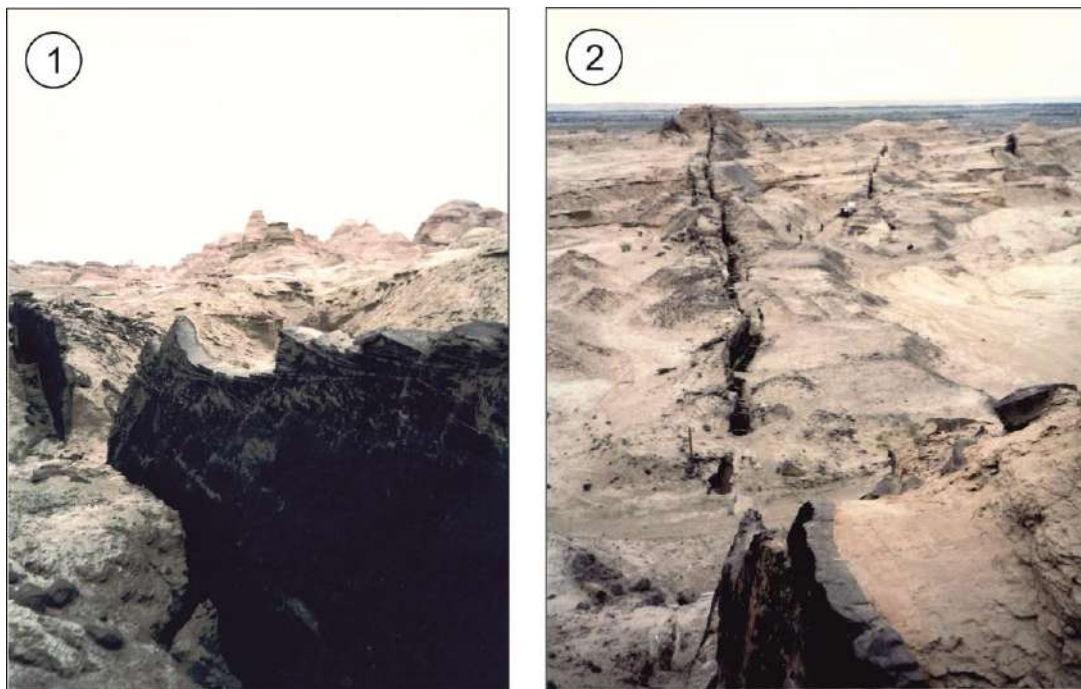
**Рисунок 1.** Отчет об экспедициях 1905, 1906, 1909 гг.

1 – обложка: том 1, вып. 2, 1914 г, 2 – фрагмент карты Пограничной Джунгарии, 3 – выход закированного песчаника в лежачем боку асфальтовой жилы (по В.А. Обручеву)

В 1958 г. Г.Е. Рябухиным указывалось на широкое проявление этих процессов. Он описал многочисленные асфальтовые возвышенности высотой 50–70 м, сложенные из песка, сцементированного асфальтом и густой нефтью. По склонам поднятий обычно были пройдены узкие и неглубокие канавы, глубиной не более 2 м. Здесь местные жители добывали нефть для своих нужд. Она скапливалась, просачиваясь из

стенки канавы, и они ее время от времени собирали. В окружении бугров грунт вязкий и во многих местах просачивалась нефть, сбегая по склону небольшими ручейками. Поднятия протягиваются в широтном направлении. Каждый холм занимает площадь не менее 1 км<sup>2</sup>. Часть из них высотой в 2–3 м состоит из чистого асфальта [3].

В 1990-е гг. в результате промышленного освоения территории излияния жидкой нефти прекратились, а проявления асфальтита можно увидеть только к северо-востоку от г. Карамай и в Эоловом городе. Жилы асфальтита, прорывающие меловой разрез, эксплуатируются с начала XX века. Первоначально использовались (до обнаружения месторождений угля) как топливо, затем как бутовый камень для строительства дорог. С 1990-х гг. происходила их интенсивная разработка для производства высококачественных лаков. Жилы локализованы в южной части Эолового города, расположенной у подножия высокой гряды, простираясь преимущественно на северо-восток. Отдельные из них прослеживаются на 400–600 м, характеризуются субвертикальным залеганием и мощностью до 1–2 м (рис. 2). Эксплуатация месторождения велась канавами и шахтами через каждые 20–30 м, реже выработками глубиной до 100 м. В отдельных местах работа прерывалась с появлением в забое грунтовых вод (обычно на глубине 40 м). Самая глубокая шахта пройдена до глубины 150 м. Оработано семь наиболее богатых жил. По данным этих работ и изучения прилегающей территории оставшиеся ресурсы могут составлять 50–100 т [4].



**Рисунок 2.** Месторождение асфальтита в урочище Урхо (Эоловый город)  
1 – жила асфальтита в меловых песчаниках, 2 – северо-восточный участок месторождения  
(фотографии автора)

По данным В.А. Обручева асфальт всех жил черный с сильным смоляным блеском и раковистым изломом, твердый и хрупкий; черта буро-черная; в ступке растирается легко в темно-бурый порошок с блестками; загорается легко и при горении плавится и капает, как сургуч; при нагревании в тигле выделяет массу летучих веществ, горящих длинным коптящим пламенем. Он считал, что по данным качеств, этот асфальт принадлежит к разновидности альбертит или грахамит. Этому же мнения придерживаются и современные китайские специалисты [2, 4].

Однако образцы, изученные еще в 1932 г. П.А. Флоренским, показали, что все попытки отождествить его с каким-нибудь из многочисленных известных видов асфальтовых минералов оказались безуспешными. В результате длительных испытаний, Джунгарский асфальт оказался самостоятельной разновидностью и получил особое название – «обручевит». По данным П.А. Флоренского обручевит хрупок и тверд, твердость – 2,5, температура плавления около 300° С, выход кокса – 20,4 %. Содержание органического вещества – 95,6 %, при чем характерно отсутствие асфальтенов, тогда как на нефтяные смолы приходится 55,4 %, на асфальтеновое масло – 50,9 %. Характерно малое содержание серы при значительном содержании азота и кислорода. Для золы характерно присутствие марганца и никеля. Обручевит характеризуется полной растворимостью в циклических углеводородах и их производных, в сероуглероде и в тиофеновом масле, ничтожной растворимостью в спиртах, анилине и нерастворимостью в нафтеновых кислотах. Лаки, изготовленные в лаборатории П.А. Флоренского из Джунгарского асфальта и из продукта его нитрования, показали весьма хорошие свойства – стойкость против старения (58 часов при 150° С). Изучение образцов современными аналитическими методами выявило, что углерод в асфальтите представлен преимущественно в виде алифатических связей и характерен для низко ароматических соединений [4].

Сравнение результатов с данными полученными при исследовании нефти из пермских коллекторов показало их идентичность с твердыми битумами. Это подтвердило точку зрения В.А. Обручева, предполагавшего наличие промышленной нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов позднего палеозоя – раннего мезозоя еще в начале XX в. Он считал, что асфальт представляет поднимающуюся из глубины по трещинам густую нефть [2]. Это, по его мнению, доказывается тем, что боковые породы вдоль асфальтовых жил закированы. Вокруг мощных жил на 1–1,5 м, у тонких на 0,2–0,3 м, а у самых тонких (шириной до 2–4 см), на 0,7–1,5 и даже, 2 м в обе стороны. Пропитывание часто шло неравномерно, в зависимости от проницаемости боковых пород, их наслоения, часто перекрестного, так что наружная граница закированной массы крупно и мелкозубчатая. Благодаря тому, что такой песчаник гораздо лучше сопротивляется выветриванию вся местность, вмещающая жилы, приобрела расчлененный рельеф. Вдоль жил, падение которых на северо-запад очень крутое (85–90°, а у трех северных 65°), тянутся наклонные или отвесные стенки закированного песчаника. В выходах самих жил асфальт с поверхности распадается на мелкие угловатые кусочки, покрывающие склоны холмов черной сыпью [2]. Отработка месторождения подтвердила наличие аналогичных изменений на глубине [4].

### Литература

1. *Обручев, В.А.* Ископаемые богатства пограничной Джунгарии. М.–Л.: Цветметиздат, 1932. 68 с.
2. *Обручев, В.А.* Месторождения нефти и асфальта в Джунгарии (С.-З Китай) // Нефтяное хозяйство. 1928. № 11–12. С. 757–766.
3. *Рябухин, Г.Е.* Геология в Китае (Два года работы в КНР). М.: Знание, 1960. 32 с.
4. *John Parnell, Geng Ansong, Fu Jiamof & Sheng Guoyingf.* Geology and geochemistry of bitumen vein deposits at Ghost City, Junggar Basin, Northwest China // Geol. Mag. 1994. № 131 (2). P. 181–190.

## РАДИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ – ИНДИКАТОР ПРИ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОИСКАХ ОРУДЕНЕНИЯ

*Портнов А.М. (РГГРУ-МГРИ, a.m.portnov@mail.ru)*

**Аннотация.** Изучение аэрогаммаспектрометрическим методом в сочетании с наземной аналитикой гамма-поля рудных провинций показало, что значительное отклонение К или Th от скоррелированных кларковых концентраций является индикатором халькофильных (при накоплении К) или литофильных (при накоплении Th) рудных элементов.

**Ключевые слова:** аэрогаммаспектрометрия, калий, торий, халькофилы, литофилы.

Автор участвовал в производственных наземных и аэрогеофизических работах на десятках тысяч кв.км. в пределах Охотско-Чукотского и Бельтау-Кураминского (Узбекистан) вулcano-плутонических поясов, на Северном Урале, в алмазоносных районах Якутии, в Казахстане, на Кольском п-ве, в Закарпатье и Центральной Монголии и в других районах. Был собран значительный аналитический материал по наземным данным и накоплен банк данных дистанционных измерений – более миллиона точек наблюдений, в каждой из которых вычислялось содержание К, Th,  $Bi^{214}$  (U). Обработка этих данных показала, что наиболее информативными для поиска различных руд являются индикаторные функции, отражающие характер взаимоотношений К и Th в безрудных породах, с одной стороны, и в околорудных метасоматитах – с другой.

В результате построена схема (рисунок 1), показывающая высокий положительный коэффициент корреляции (0,8 - 0,9) между К и Th в интервале содержаний 0,2-3,5 кларка для тория и 0,2-2,5 кларка для калия. Эта схема отражает «стандарт безрудности». Он позволяет выделить поля радиогеохимической специализации по К и Th (РГС). При этом магматические породы с высоким содержанием К и Th, обычно выделяемые, как «аномалии», не обладают РГС и, как правило, безрудны. В это поле попадают умеренно-щелочные породы, а также гнейсы, кристаллические сланцы, глинистые сланцы, аркозовые песчаники. За пределами поля остаются редкие типы изверженных пород – лейкократовые граниты, ультракалиевые риолиты, сынныриты, нефелиновые сиениты, карбонатиты, кимберлиты.

Интенсивная гидротермальная проработка магматических и осадочно-метаморфических пород с образованием разнообразных околорудных метасоматитов (рисунок 2) неизменно сопровождается уменьшением положительной корреляции между К и Th. Это явление отражает антагонизм в поведении К и Th при формировании калиевых метасоматитов микроклинового, кварц-адулярового и кварц-серицитового составов, характерных для золото-серебряных, золоторудных, серебро-полиметаллических (со свинцом и цинком), медно-молибденовых, висмутовых накопление К до 2-3 кларков происходит на фоне пониженного содержания Th, что выделяет калиевую радиогеохимическую специализацию (К-РГС). Величину РГС мы определяем, как меру распада высокой положительной корреляции между К и Th в метасоматитах и гидротермалитах по сравнению с магматическими и осадочно-метаморфическими породами. Она может быть количественно представлена, как разность классов 1-9 на рис.1.

Приуроченность Th к месторождениям редких литофильных элементов давно известна, но роль К долгое время была не изучена. Впервые в мире калиевая РГС была использована нами для рекомендаций по разведке золото-серебряного Хаканджинского



м-я (Охотский р-н) в 1968 г. (1). Наши дальнейшие работы показали, что РГС калиевого и ториевого типов является устойчивой характеристикой многочисленных месторождений и рудных полей золоторудных, золото-серебряных, серебро-полиметаллических, медно-молибденовых, висмутовых, свинцово-цинковых, а также редкометальных месторождений Охотско-Чукотского и Бельтау-Кураминского вулcano-плутонических поясов, Северного Урала, Закарпатья, Центральной Монголии и других регионов (2, 3, 4). К-РГС наблюдается также в глубинных породах – сынныритах, лейцититах, ультракалиевых риолитах. Th-РГС характерна для таких глубинных рудоносных пород, как кимберлиты, карбонатиты, нефелиновые сиениты, а также для поверхностных месторождений - бокситов и редкометальных россыпей (рисунки 2, 3, 4,).

Причиной появления К-РГС в рудных полях халькофильных элементов является CO<sub>2</sub>. На глубинах более 2 км CO<sub>2</sub> определяет высокую кислотность рудоносных растворов. Нами показано (5), что концентрация CO<sub>2</sub> в этих случаях достигает 200 г/кг раствора. CO<sub>2</sub> под высоким давлением диссоциирует и образует угольную кислоту, которая растворяет щелочные элементы вмещающих пород. На глубинах менее 1 км в связи с падением давления CO<sub>2</sub> взрывообразно выделяется, формируя пространство рудного поля – системы трещин, заполненные рудоносным раствором. При потере CO<sub>2</sub> растворы ощелачиваются и на щелочном геохимическом барьере происходит рудоотложение халькофильных элементов, сопровождаемое интенсивным калиевым метасоматозом. Мощность адуляр-серицит-кварцевых метасоматитов составляет десятки метров. Гамма-излучение изотопа К-40 с энергией 1,46 МЭВ фиксируется на высотах до 250-300 м от излучающей поверхности. Th излучение с энергией 2,62 МЭВ также типично для низкокалиевых окolorудных метасоматиов, кимберлитов, карбонатитов, бокситов, линейных кор выветривания (рисунок 5).

Аэрогеофизическая съемка эффективна при поисках месторождений в М: 1:10000-1:25000, но с 1991 года в России она не проводится по экономическим причинам. Появление беспилотников может вдохнуть новую жизнь в эффективный, экспрессный, комплексный (гамма-спектрометрия, магнитометрия, электроразведка) аэрогеофизический поиск рудных месторождений (5, 6).

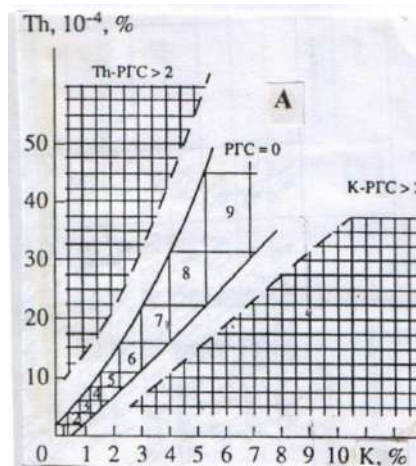


Рисунок 1. Высокая (+) корреляция К и Th в магматических породах.

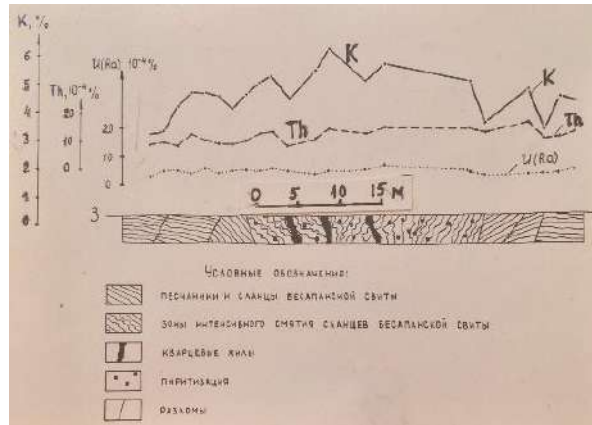


Рисунок 2. K и Th в чернослацевой рудной зоне месторождения Мурунтау (Узбекистан).

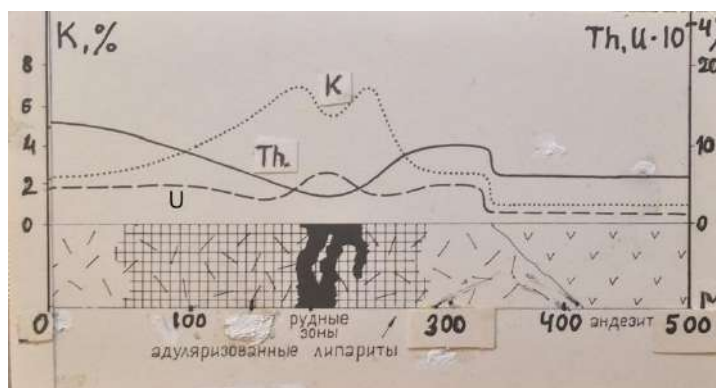
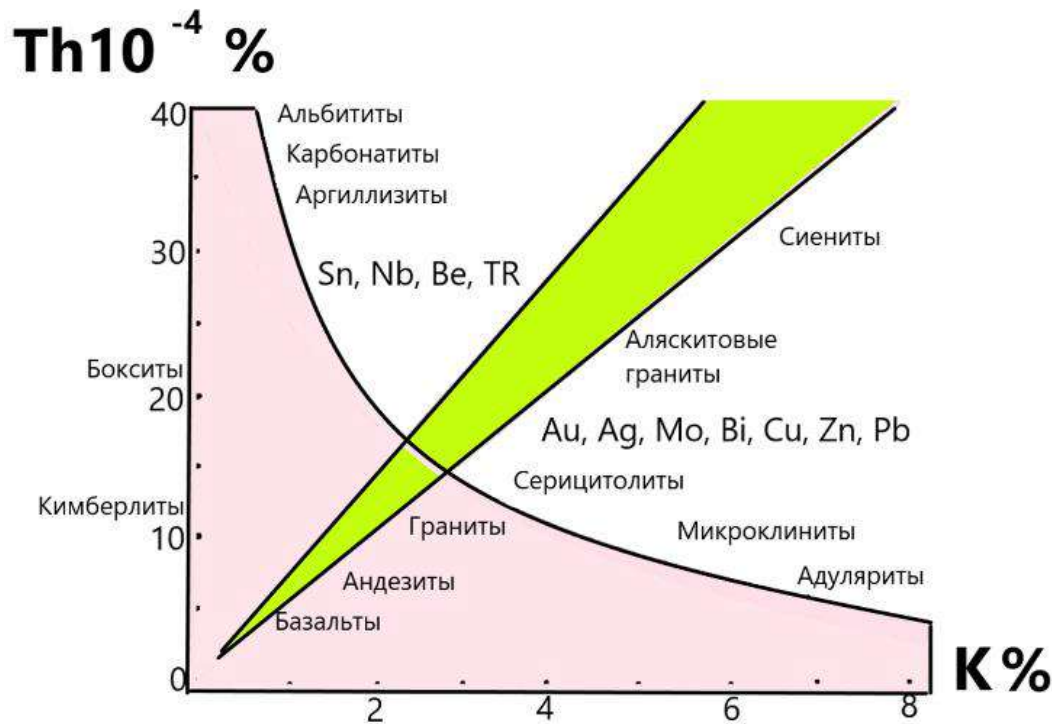


Рисунок 3. K и Th в золоторудной зоне в эффузивах, м-е Карамкен, С-В России



Рисунок 4. К-РГС (черное) на месторождениях Au, Cu, Mo, , Zn (Сев. Казахстан). Площадь аэрогаммаспектрометрической съемки 250 км<sup>2</sup>



**Рисунок 5.** Металлогения зон с К-РГС характеризуется халькофильными элементами, а зоны с Th-РГС – литофильными, редкими и редкоземельными элементами, кимберлитами, бокситами, россытями.

### Литература

1. Островский Э.Я., Портнов А.М., Драбкин И.Е. Поиски близповерхностных месторождений золота в эффузивах методом аэрогаммаспектрометрии. Геология рудных месторождений, 1970, т. XII, №3, с. 87-92.
2. Портнов А.М., Островский Э.Я. Антагонизм калия и тория в зонах адуляризации золото-серебряных месторождений. ДАН СССР, 1972, т. 204, №6, с.1463-1465.
3. Портнов А.М. Особенности распределения тория и калия в вертикальном разрезе золото-серебряных месторождений вулканических поясов. Геология рудных месторождений, 1985. №3, с.113-115.
4. Портнов А.М. Радиохимическая специализация горных пород по калию и торию и ее связь с оруденением. Известия АН СССР, серия геологическая, 1987, №3, с.101-121.
5. Портнов А.М., Власова Е.В., Хитаров Д.И. CO<sub>2</sub> как фактор рудопереноса и рудоотложения на близповерхностных золото-серебряных месторождениях. Геология рудных месторождений, 1987, №4, с.111-114
6. Портнов А.М. Минералы – индикаторы геологических процессов. Природа, 2006, №10. с.41-48.

## **В-SN-Pb-Zn РУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ (ТИХООКЕАНСКАЯ ОКРАИНА АЗИИ): ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

*Раткин В.В.\* (ДВГИ ДВО РАН, ratkin@yandex.ru), Валуй Г.А. (ДВГИ ДВО РАН, gvalui@mail.ru), Симаненко Л.Ф. (ДВГИ ДВО РАН, ludmilasimanenko@yandex.ru), Елисеева О.А. (ДВГИ ДВО РАН, okaras@yandex.ru), Чузаев А.В. (ИГЕМ РАН, vassachav@mail.ru)*

### **Аннотация**

Южно-Сихотэ-Алинская рудная провинция – аномально высокопродуктивная металлоносная территория Дальнего Востока России. Здесь обнаружено более сотни В-Sn-Pb-Zn месторождений. В работе показано, что при доминирующем верхнекоровом источнике рудных элементов, геохимические типы и масштабы разновозрастных месторождений рудной провинции определяются характером и уровнем участия астеносферной мантии в развитии верхнекорового рудоносного магматизма Сихотэ-Алиня, проявившегося в условиях трансформной континентальной окраины Азии.

**Ключевые слова:** металлогения, бор, олово, свинец, цинк, геодинамика, трансформная континентальная окраина, Сихотэ-Алинь

### **1. Террейны и геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня.**

Сихотэ-Алинский орогенный пояс - сегмент новообразованной мезозойской континентальной литосферы. Он сформирован в юре – раннем мелу на восточной окраине Евразийского материка в результате взаимодействия континентальной и океанических плит [10]. Пояс находится непосредственно к востоку от Бурья-Дзямуси-Ханкайского блока (БДХБ) континентальной окраины. На ранней юрской инициальной стадии, в результате субдукции Палео-Тихоокеанской плиты, у восточной границы БДХБ возникла Самаркинская аккреционная призма (Самаркинский террейн), сложенная преимущественно субдукционным меланжем и олистостомами с юрским терригенным матриком. В раннем мелу, к востоку от аккретированной призмы, располагался окраинно-континентальный Журавлевский турбидитовый бассейн. Здесь с берриаса по альб включительно в режиме трансформного скольжения литосферных плит, в условиях pull-apart basin, была сформирована толща флишоидов мощностью более 11 км. Но в южной части бассейна (южнее 32° с.ш.), в Сино-Корейском сегменте, где материковая окраина имела северо-восточное простирание, в берриас-валанжинское время при субмеридиональном (S→N) перемещении океанической плиты происходила ее субдукция. В результате субдукции, здесь была сформирована Таухинская раннемеловая аккреционная призма. В морской акватории, восточнее Таухинского бассейна, по данным палеомагнитных исследований [2], на широте около 35 с.ш., располагалась Кемская раннемеловая островная дуга. В конце раннего мела комплексы осадочных пород, сформированные в Таухинском, Журавлевском бассейнах, были перемещены проскальзывающей океанической плитой вдоль края материка и дислоцированы. В позднем альбе они заняли современное положение в виде одноименных террейнов. В это же время Кемская островная дуга столкнулась с материком, прикрывая с востока Журавлевский террейн. Реализовалась финальная фаза складчатости, завершившая орогенный процесс формирования Сихотэ-Алинского пояса [10].

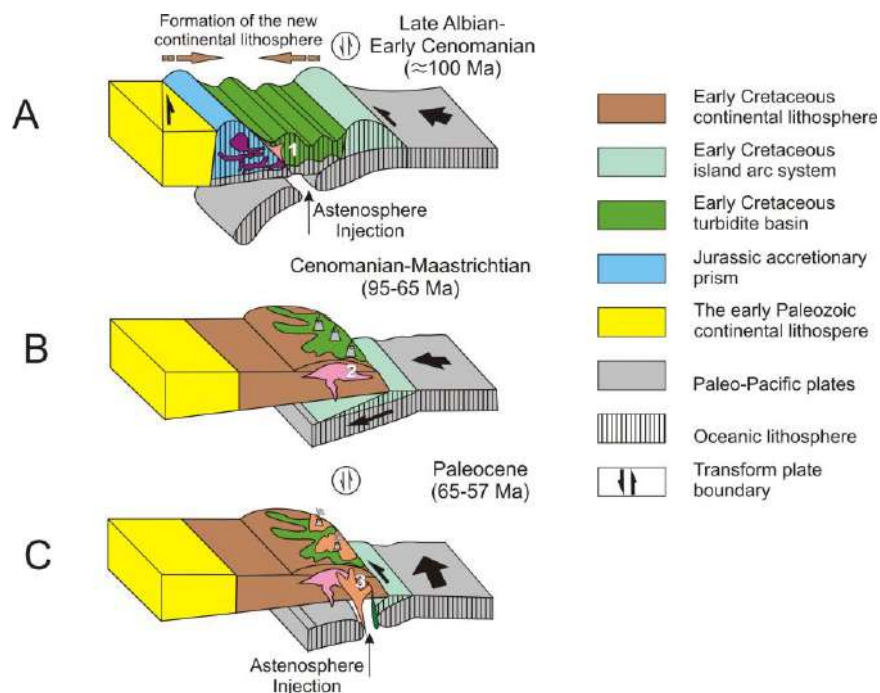
### **2. Южно-Сихотэ-Алинская рудная провинция.**

Пространственно, в геолого-структурном плане, Южно-Сихотэ-Алинская рудная провинция (ЮСАП) соответствует двум террейнам – Журавлевскому и Таухинскому. Складчатые комплексы террейнов частично перекрыты постааккреционными

вулканитами и прорваны интрузиями гранитоидов поздний мел-палеоценового возраста.

**2.1. Эпизоды магматической деятельности.** В геологической истории ЮСАП генерализованно различают три эпизода магматической деятельности: поздний альб-раннесеноманский, поздний сеноман-маастрихтский и палеоценовый.

Поздний альб - раннесеноманский эпизод (с пиком магматической активности **около 100 млн. лет**) связан с финальным орогенезом [10;4]. Складчатость сопровождалась синорогенным магматизмом, который проявился в виде интрузий диоритов, монцодиоритов и монцогаббро Березовско-Арагатского комплекса. Эндогенная активность реализуется, по данным [8;4], как внутриплитный магматизм – в результате инъекции астеносферной мантии на верхнекоровые уровни (рис. 1А). При этом уровень контаминированности сформированных интрузивных тел верхнекоровым материалом не превышал 50% [4].



**Рисунок 1.** Этапы магматической активности в границах ЮСАП в поздний мел-палеоценовое время, по [8] с изменениями и дополнениями.

Цифрами показано положение характерных групп месторождений: 1- высокосульфидные (касситерит-сульфидные жильные); 2 – малосульфидные (касситерит-кварцевые жильные, боросиликатные (данбуритовые) скарновые); 3 – высокосульфидные (свинцово-цинковые скарновые и жильные, касситерит-силикатно –сульфидные жильные).

В период с **90 до 65 млн. лет** в режиме субдукции Палео-Тихоокеанской плиты, был сформирован окраинно-континентальный Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАП) [1]. Пояс перекрыл с несогласием амальгамированный коллаж террейнов в его восточной части (рис.1В). В турон-кампанское время была сформирована гигантская (до 3.5 км мощностью) толща игнимбритов и туфов риолитового состава.

Одновозрастные вулканитам интрузии - лейкократовые и биотитовые граниты Ольгинского комплекса. Sr-Nd-Hf изотопные характеристики гранитоидов указывают на их формирование в условиях парциального плавления базальтов субдуцирующей океанической плиты и верхнекорового субстрата. Доля последнего достигает 40% [9].

В палеоцене (**65-57 млн. лет**) ВСАП завершает свое развитие в режиме субдукции. Взаимодействие континентальной и океанических плит переходит в режим трансформного левостороннего скольжения. Активны вулcano-плутонические центры

Дальнегорского комплекса, которые сохраняют пространственную сопряженность со структурами предшествующего субдукционного этапа. Но магматизм реализуется при участии астеносферных диапиров, прорывающих стагнированный слэб (рис. 1С). Среди интрузий преобладают гранодиориты и роговообманковые граниты I-типа. По данным Sm-Nd изотопии, контаминированность гранитных расплавов верхнекоровым материалом оценивается на уровне от 40 до 60%. Характерная особенность палеоценового магматизма – присутствие разновозрастных гранитоидов интрузий габбро, дайковых тел ультра-основных пород и фаялитовых риолитов, которые являются индикаторами геодинамического режима деструкции слэба и инъекций астеносферного расплава в субконтинентальную литосферу Сихотэ-Алиня [8;3].

**2.2. Этапы (эпохи) рудообразования.** Максимумы рудообразования отвечают эпизодам магматической активности. Соответственно этому различаются три этапа (эпохи) рудообразования.

**Поздний альб-раннесеноманский этап (≈95 млн. лет)** реализовался в финале орогенеза в режиме трансформной континентальной окраины. В это время были образованы жильные касситерит-сульфидные месторождения Арминского, Краснореченского и Кавалеровского районов, ассоциированные с интрузиями синорогенных монцитонитов. Рудовмещающими для жил являются синккладчатые внутрипластовые и субширотные трещинные структуры [5]. **Турон-кампан-маастрихтский субдукционный этап (90-65 млн. лет)** менее продуктивен. Для него характерны малосульфидные грезейновые касситерит-кварцевые месторождения, пространственно ассоциированные с интрузиями лейкократовых гранитов кампанского возраста. В это же время было образовано уникальное скарновое бессульфидное месторождение данбуритовых руд [6]. **Палеоценовый этап (65-57 млн. лет)**, реализуемый в условиях взаимодействия плит в режиме трансформного скольжения, – самый продуктивный. С формированием диорит-гранодиорит-гранитных комплексов палеоценового этапа сопряжены абсолютно все месторождения Pb-Zn жильных и скарновых руд Дальнегорского района и многочисленные касситерит-силикатно-сульфидные жильные месторождения Кавалеровского района.

**2.3. Геохимия и источники рудного вещества.** Особенностью руд поздний альб-раннесеноманских Sn-Pb-Zn месторождений являются аномально высокие содержания сурьмы, серебра и золота. Для сульфидов железа характерна обогащенность кобальтом и никелем. Турон-маастрихтские руды имеют висмут-молибденовую специализацию. В рудах Pb-Zn палеоценовых месторождений сульфиды железа, аналогично раннесеноманским, обогащены сурьмой, кобальтом и никелем. В качестве аксессуаров присутствует золото и платиноиды.

По данным изотопных исследований [6;7] источником бора и свинца всех месторождений ЮСАП выступают флишоидные толщи складчатых комплексов Таухинского и Журавлевского террейнов, участвующие в формировании верхнекоровых рудоносных магматических очагов. Сера сульфидных месторождений имеет ювенильную природу и связана, вероятно, с участием в верхнекоровом рудоносном магмообразовании флюидонасыщенных инъекций астеносферной мантии.

### 3. Заключение

При доминирующем верхнекоровом источнике рудных компонентов, характер и масштабы формирования В-Sn-Pb-Zn месторождений ЮСАП определяются уровнем участия астеносферной мантии в развитии рудоносного магматизма Сихотэ-Алиня, проявившегося в условиях трансформной континентальной окраины Азии.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00106.

### Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
2. Диденко А.Н., Архипов М.В., Ото Ш., Голозубов В.В., Кудымов А.В., Войнова И.П., Песков А.Ю. Геохронология, палеомагнетизм Силасинской и Кемской свит Сихотэ-Алиня: сравнительный анализ// Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. 2018. С. 26-28.
3. Казаченко В.Т., Ханчук А.И., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В. Флогопит-оливиновые породы Таухинского террейна юго-восточного Сихотэ-Алиня//Тихоокеанская геология. 2013. Т.32. № 5. С. 330-345.
4. Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Крук Е.А., Касаткин С.А., Орехов А.А., Руднев С.Н. Раннемеловые гранитоиды южной части Журавлевского террейна (Сихот-Алинь): особенности состава и источники расплавов// Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. 2018. С. 174-176.
5. Неволин П. Л. Геодинамика формирования структур месторождений Кавалеровского рудного района. Владивосток: Дальнаука. 1995. 132 с.
6. Раткин В.В., Карась О.А., Голозубов В.В. Природа бороносности Таухинской металлогенической зоны Сихотэ-Алиня и источники бора при формировании Дальнегорского месторождения//Тихоокеанская геология. 2016.Т.35. № 5. С. 101-115.
7. Чугаев А.В., Чернышев И.В., Раткин В.В., Гоневчук В.Г., Елисеева О.А. Южно-Сихотэ-Алинская свинцово-изотопная В-Sn-Pb-Zn рудная провинция Сихотэ-Алинского орогенного пояса// Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. 2018. С. 313-315.
8. Grebennikov, A. V., Khanchuk, A. I., Gonevchuk, V. G., & Kovalenko, S. V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications// Lithos. 2016. 261. P. 250-261.
9. Jahn В.-М., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution// Journal of Asian Earth Sciences. 2015. 111. P. 872-918.
10. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data// Journal of Asian Earth Sciences. 2016. 120. P. 117-138.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

*Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Рустамжонов Р.Р., Холиёров А.Т., Тошметов У.Х. (ГП «ИМП», e-mail: ravjon89@gmail.com )*

**Аннотация:** Составлена карта геохимической специализации домезозойских углеродистых формации пяти горнорудных районов Центральных Кызылкумов - Букантау, Тамдытау, Аристантау, Бельтау и Ауминзатау.

Выделено две группы химических элементов: а) не превышающих КК более чем на полпорядка – Mn, Cr, Zr, Co, Ni, Cu, Pb, W, U, Th; б) превышающих КК на порядок – два – V, P, Ba, Sr, Zn, Sc, As, Au, Ag, Bi, Sb, Mo – т.е. основных элементов рудных месторождений региона.

**Ключевые слова:** Кызылкумы, органическое вещество (ОВ), геохимическая специализация, кларк концентрации, золоторудное месторождение, бассейн породообразования, «черный сланец», углеродистая формация

Насыщенные органическим веществом (ОВ) толщи алевроглинистых, глинисто-карбонатных и кремнистых пород из так называемых «черносланцевых формаций» (ЧФ) давно привлекают внимание исследователей как концентраторы многих металлов - благородных, цветных, редких земель и др. В настоящем накоплено большое количество доводов в пользу полигенетичности и многоэтапности процессов рудообразования в ЧФ; при этом седиментогенному накоплению металлов в исходных осадках отводится не самая первостепенная роль, так как промышленные концентрации создаются в результате последующих (постседиментационных) процессов на многих стадиях: диагенеза, катагенеза внутри бассейна породообразования (БП) либо на стадиях метагенеза и раннего метаморфизма при тектонических дислокациях БП или на этапах его превращения в элемент складчатой системы. Здесь важный вклад в масштабность рудогенеза вносят также и процессы магматизма. Однако познание седиментогенного этапа чрезвычайно важно, потому что от особенностей процессов и обстановок седиментации зависят качественный состав и объем привноса рассредоточенных в осадочной формации металлических компонентов, которые перераспределены и сконцентрированы в рудах на постседиментационных стадиях эволюционирования БП.

При этом следует иметь в виду, что исходное понятие «черный сланец» - это типичный термин свободного пользования, которым обозначают осадочные породы, хотя и различные, но обладающие одним общим признаком - повышенным содержанием ОВ [1].

Комплексом программ геохимических исследований в Узбекистане в настоящем определен следующий круг задач изучения геохимии геологических формаций:

1) установление геохимического профиля (спектра) геологических тел и других равноранговых геологических подразделений (толщ, свит, комплексов, формаций, коры выветривания); 2) определение устойчивого круга элементов (геохимическая специализация), имеющих тенденцию к образованию концентраций; 3) выявление процессов и условий, приводящих к минеральному концентрированию элементов;

4) оценка интенсивности процессов концентрации; 5) определение благоприятных геологических позиций для рудолокализации с оценкой их повторяемости (или уникальности). Следует добавить, что неперенным условием



изучения геохимии геологических тел является их четкое и правильное выделение как объектов исследования.

Стимулом развития такого направления геохимических исследований явилось открытие золоторудных месторождений гигантов Кызылкумского типа представленных: 1) пластовыми рудными телами избирательной локализацией их в горизонтах определенного литологического состава; 2) тонкодисперсной формой нахождения золота в рудах в парагенезисе с микропрожилковым кварцем, глинисто-гидрослюдистыми минералами, углеродисто-графитовым веществом, сульфидами железа и мышьяка при отсутствии обычного кварцевого выполнения; 3) повышенными содержаниями мышьяка во вмещающих породах. Геологические особенности Кызылкумских золотых месторождений (Мурунтау, Кокпатас и др.), а также их сходство с месторождениями гигантами многих регионов мира привело к представлению, что в регионе проявлен особый тип сингенетично-эпигенетических месторождений.

В связи с этим остро встал вопрос о выделении частей разреза, изначально обогащенных золотом, ураном и другими металлами, которые в благоприятных условиях под воздействием эндогенных и эпигенетических (от диагенеза до метагенеза) процессов могли бы порождать промышленные концентрации металлов. Начиная с конца 60-х годов XX века, уделялось большое внимание изучению геохимии и литологии осадочно-метаморфических пород Центральных Кызылкумов с целью выделения рудоносных частей разреза. Был поставлен ряд специализированных тем по изучению литологии, геохимических особенностей осадочно-метаморфических толщ Кызылкумов и проявленных в них эпигенетических процессов. Этими же вопросами исследователи занимались также, сопоставляя черные сланцы с обычными осадочными породами, в число которых включались сланцы, песчаники и известняки+доломиты. Геохимическая специализация черных сланцев (как и других пород) определялась при этом по показателю «фактор обогащения» - отношению содержания элемента в черных сланцах к содержанию его в литосфере. По величине «фактора обогащения» из 30 анализировавшихся металлов черные сланцы оказались наиболее обогащенными Ag, As, Au, Cu, Mo, Ni, Pb, V, Zn и МПГ. Известно, что К.Б.Краускопфом анализировались также асфальты и был сделан вывод: «сходство между содержанием металлов в асфальтах и черных сланцах совершенно очевидно». Этот вывод корреспондирует с заключением А.А.Маракушева о связи черных сланцев с нефтеобразованием. По его мнению, к типоморфным металлам черных сланцев относятся Ti, V, Cr, Mo, Ni, Cu, Zn – Rb, Sr, Zr – Ba, La, Ce, Nd – Au, Pb, Th, U. Ассоциацию V, Ni, Zn он считает индикаторной и также указывает на близость черных сланцев и асфальтитов по составу парагенезисов элементов и особенно по содержанию V, Ni, Zn.

В основу наших исследований последних лет положены анализ и обобщение геохимических признаков рудовмещающих допалеозойских и ниже-среднепалеозойских углеродистых толщ Центральных Кызылкумов, до уровня оценки их геохимической специализации.

Полученные данные позволяют выдвинуть научные версии происхождения углеродистого вещества изучаемого региона. Согласно первой углеродистое вещество биогенное и является продуктом преобразования (вплоть до графитизации) захороненных в осадках органических остатков. Сторонники второй теории приводят многочисленные доказательства эндогенного, глубинного происхождения углеродистого вещества и графита, проникающих в составе высокотемпературных восстановленных флюидов (углерод, водород, сера) в зоны глубинных разломов. Третьи исследователи стоят на позиции перераспределения и метаморфизации

сингенетичного углеродистого вещества мантийными термальными флюидами из подкоровых глубин оболочки Земли.

При этом следует учесть, что изученные регионы - это области проявления активных процессов регионального метаморфизма и локальных зон кварц-биотит-мусковитового метасоматоза. Особенно это касается процессов Ca-Mg-Fe регионального метаморфизма, выразившегося в интенсивном проявлении в породах углеродистых формаций предрудных актинолитизации, хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации.

Также учитывалось, что в горнорудных регионах Кызылкумов каждый разрез углеродистых толщ и свит не обходится без комплекса изменений. Так, урановорудные процессы разного масштаба и интенсивности - это, как правило, продукты сложного сочетания в ограниченном пространстве этапов и стадий минеральных новообразований.

Все рассмотренные химические элементы черносланцевых толщ с частотой встречаемости более 80% могут быть разделены на две группы:

-элементы, средние содержания которых стабильно не превышают кларки концентрации (КК) более, чем на полпорядка. Это марганец, хром, цирконий, кобальт, никель, медь, свинец, вольфрам, реже уран и еще реже торий.

-элементы, содержания которых колеблются в значительных пределах, превышая в части выборок КК на порядок-два. Это ванадий, фосфор, барий, стронций, цинк, скандий, мышьяк, золото, серебро, висмут, сурьма, молибден - т.е. элементы рудных жил и зон.

Литологический контроль рассмотрен в целом как благоприятный фактор, обеспечивающий повышенную концентрацию элементов, но отмечен лишь для молибдена, ванадия, серебра, золота, меди, причем для молибдена, ванадия, серебра увеличивается доля выборок с более высокими концентрациями в кремнистых породах, а для золота - в кремнистых и глинистых породах. Отмечено, что углеродистые породы не отличаются преимущественной приуроченностью к ним повышенных содержаний рассмотренных элементов.

В итоге составлена карта геохимической специализации домезозойских углеродистых формации, где приведены устойчивые геохимические спектры пород в последовательности изменения значений кларков концентрации (КК) химических элементов по опорным разрезам пяти горнорудных районов Центральных Кызылкумов - Букантау, Тамдытау, Аристантау, Бельтау и Ауминзатау (Рисунок).

Геохимические спектры пород несут в себе информацию об уровнях содержания элементов в стратонах и по их флюктуациях в конкретных геологических обстановках где проявлены: метаморфизм, мигматизация, метасоматоз, складчатые и разрывные дислокации, литолого-геохимические барьеры локализации руд и как их индикаторы площадные геохимические аномалии. Все это создает основу для выделения в регионе Центральных Кызылкумов рудоперспективных площадей под постановку поисково-оценочных работ.

Литература

1. Старостин В.Ч., Япаскурт О.В. Au-Cu черносланцевые формации Азии, задачи и методы исследования, терминология // Рудные провинции Центральной Азии. Алматы, 2008. Труды МГК-33. С. 201-218.

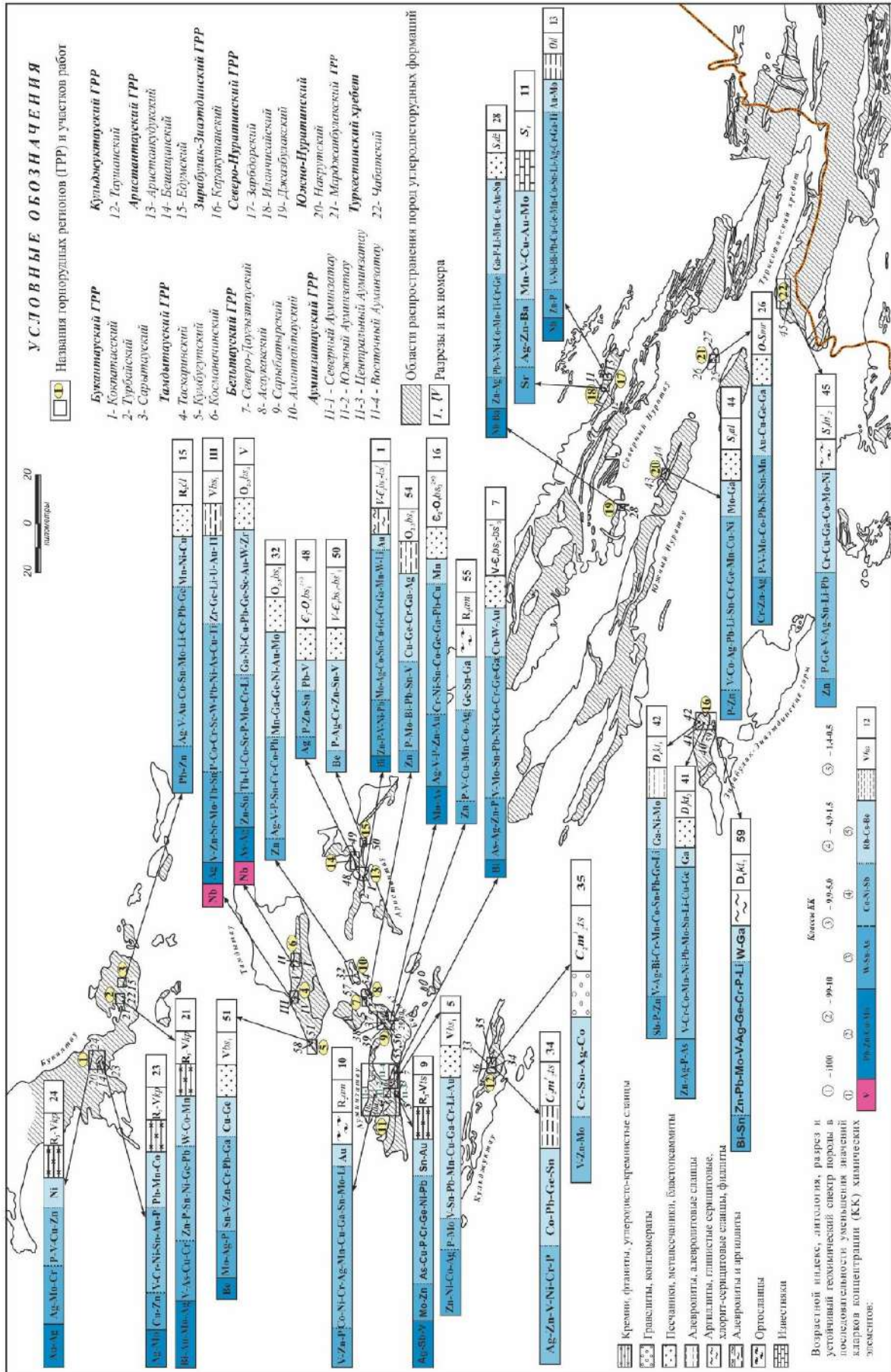


Рисунок. Геохимическая специализация домезозойских углеродистых формаций Западного Узбекистана

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЙ ИЗУМРУДА НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССИИ И КОЛУМБИИ

*Сатыга М.В. (РУДН, msatyga@mail.ru)*

### **Аннотация**

Ранее геологами, изучающими проявления изумрудов, было выделено 2 геолого-промышленных типа месторождений изумруда. Однако на сегодняшний день данная гипотеза слабо развита. В таком случае, каждый тип можно рассмотреть на примере представительных месторождениях – это месторождения Уральской изумрудной полосы (УИП) и месторождения Колумбии.

**Ключевые слова:** Изумруд, редкометальные проявления, Уральская изумрудная полоса, Колумбия, Урал.

Первый тип представлен карбонат-пирит-альбит-кварцевыми и стратиморфными тектоническими брекчиями в углистых и известковистых сланцах. Месторождения Колумбии являются основными представителями данного геолого-промышленного типа.

Изумрудные рудники расположены в Восточных Кордильерах, в округах Кундиномарка и Бойяка. Всего выявлено более 150 изумрудноносных проявлений, наиболее крупные из которых – месторождения Музо и Коскуэс.

Изумрудноносный район Восточных Кордильер сложен осадочным комплексом пород мелового, палеогенного, неогенного и четвертичного возрастов. Породы представлены песчаниками, известняками, черными углистыми сланцами, конгломератами, кремнистыми сланцами, смятыми в складки меридионального простирания.

Минерализация структурно связана с тектоническими блоками (от 200 до 300 м. шириной), а изумрудная минерализация расположена в черных сланцах, измененных в результате метасоматоза (Na и Ca).

Месторождения интересны тем, что образовались в результате гидротермального роста, связанного с тектонической активностью. Ряд исследований, начиная с Escobar и Magiano (1981), указывают на эвапоритовое происхождение исходных гидротермальных жидкостей. Считается, что флюиды образовались на глубине из метеорной и пластовой воды, взаимодействующей с соляными пластами и эвапоритовыми последовательностями, смешанными с черными сланцами в задуговых бассейнах, где они были зажаты на глубине не менее 7 км и достигли температуры не менее 250° С. Сильные щелочные соленые жидкости мигрировали вверх через осадочную последовательность вдоль плоскостей тяги зоны разлома и затем взаимодействовали с черными сланцами. Во время метасоматоза Na и Ca основные элементы (Si, Al, K, Ti, Mg и P), в дополнение к микроэлементам (Be, Cr, V, S, B и U) и РЗЭ, выщелачивались из вмещающего черного сланца. Эта первая стадия сопровождалась развитием системы жил, заполненной волокнистым кальцитом, битумом и пиритом. Вторая стадия характеризовалась наборами протяженных жил и развитием гидравлической брекчии, заполненной мусковитом, альбитом, ромбоэдрическим кальцитом и доломитом, пиритом, битумом, а также осаждением в дренирующих полостях флюорита, апатита, паризита, доломита, изумруда и кварца. Геохимическая модель в основном одинакова для обоих изумрудных районов, хотя они различаются по возрасту и тектоническим условиям.

Месторождения второго типа, в большинстве своем, приурочены к рассланцованным телам основного и ультраосновного состава или

неметаморфизованным ультрамафитам на контакте с кремнекислыми породами. Такие контакты могут быть или интрузивными или тектоническими. Наиболее благоприятными вмещающими породами для берилловой, в том числе и изумрудной минерализации, являются биотитовые метасоматические сланцы.

Российские месторождения изумруда являются вторым типом и сосредоточены на восточном склоне Среднего Урала (Уральской изумрудной полосы). Самые крупные из них: Малышевское, Первомайское, им. Крупской, Свердловское.

Геологическая позиция уральских месторождений изумруда отличается благоприятными структурными положениями в районе долгоживущих глубинных разломов земной коры, пространственным совмещением различных по природе геологических образований и последовательно развивающимися магматическими пневматолито-гидротермальными процессами.

Интенсивные гидротермальные процессы, связанные с гранитом, в ультрамафических породах-хозяевах связаны с глубоким разломом на контакте между Мурзинско-Адуйским микроконтинентом и Режевским вулканическим поясом, который состоит из офиолитовых последовательностей. Месторождения находятся в пределах восточного экзоконтакта Адуйского гранитного плутона (201–278 млн лет). В экзоконтактной зоне выявлено более 25 месторождений и проявлений изумрудных и редких металлов (Be, Nb и Ta) (связанных с десилицированными пегматитами или грейзенами и альбито-микроклиновыми пегматитами соответственно), длина которых составляет 25 км, а ширина - от 0,3 до 1,5 км. Считается, что эти отложения сформировались на глубоких уровнях в условиях интенсивного тектонизма. Изумрудные отложения состоят из берилл-кварц-плагиоклазовых жил (которые также содержат изумруд, хризоберилл ( $BeAl_2O_4$ ), фенакит ( $Be_2SiO_4$ ) и бромеллит ( $BeO$ )) и прожилково-метасоматических слюдяных зон. «Широтные» жилы содержат дуниты, пироксениты, серпентиниты и редкие амфиболиты, которые представляют собой «жесткие блоки» с открытыми трещинами. «Меридиональные» прожилково-метасоматические изумрудноносные зоны находятся между этими блоками в «пластиковых» милонитовых сланцах талька. Оба типа минерализации связаны с одним и тем же событием грейзенизации (269–280 млн лет). Интенсивный посткристаллизационный тектонизм изменил начальное расслоение и внешний вид рудных тел, разрушил кристаллы берилла и стал причиной образования гидротермальных комплексов Be-минералов.

Итого, существует 2 типа геолого-промышленных типов изумрудов. Так как большинство месторождений первого типа находятся в Колумбии, то и тип носит название «колумбийский». А так как изумрудная минерализация второго типа тяготеет к биотитовым метасоматическим сланцам, то и месторождения данного типа носят название «сланцевые».

### Литература

1. Бидный А.С. Минералогия, возраст и генезис проявлений берилла Уральской изумрудноносной полосы: Дис. к. г.-м. н.: 25.00.05. – Москва, 2012. - 275 с.
2. Власов К.А. Изумрудные копи / К.А. Власов, Е.И. Кутукова. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 251 с.
3. Куприянова И.И. О генезисе Малышевского бериллий-изумрудного месторождения (Средний Урал, Россия). // Геология рудных месторождений.-2002.Т.44. № 4. С.314-330.
4. Groat L.A. Emerald deposits and occurrences: A review / L.A. Groat, G. Giuliani, D.D. Marshall, D. Turner. // Ore Geology Reviews. – 2008. - № 34. – С. 87–112.



5. Banks D.A. Emerald mineralisation in Colombia: fluid chemistry and the role of brine mixing / D.A. Banks, G. Giuliani, B.W.D. Yardley, A. Cheilietz. // Mineralium Deposita. – 2000. - № 35. – С. 699-713.

## БРЕКЧИЕВАЯ ТРУБКА РУДНОГО УЧАСТКА СВОБОДА МАЛМЫЖСКОГО ЗОЛОТО-МЕДНОПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

*Свистунов В.В., МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет*

### **Аннотация**

Произведено описание и анализ строения, структуры, пространственного и временного взаимоотношения с оруденением и генезиса брекчиевого тела рудного участка Свобода Малмыжского золото-меднопорфирового месторождения.

**Ключевые слова:** золото-меднопорфировые месторождения, месторождения Дальнего Востока, брекчиевая трубка.

Одной из особенностей порфировых месторождений является наличие брекчиевых тел, различной морфологии и размеров – от мелких дайкоподобных, мощностью менее 1м, до крупных трубкообразных имеющих размеры несколько сотен метров в поперечнике. Как правило, развитие таких тел непосредственно связано с процессом внедрения порфировых интрузий, и отвечает одной (в редких случаях – нескольким) из стадий развития магматических комплексов. [Silitoe, 1985, 2010]. Относительно рудной минерализации чаще всего брекчии занимают дорудное либо синрудное положение, легче всего это устанавливается по наличию или отсутствию рудной минерализации (или связанных с ней метасоматических преобразований) в обломочной части брекчий.

Исследование брекчиевых образований играет существенную роль при изучении порфировых объектов, так как их наличие является одним из важных поисковых признаков для данного типа месторождений, позволяя предполагать наличие порфировой минерализации, даже при «слепом» положении рудных залежей. Исследование генезиса брекчий позволяет лучше понимать процесс и условия формирования оруденения.

Малмыжское золото-меднопорфировое месторождение - крупный рудный объект, расположен на территории Дальнего Востока России, в Хабаровском крае. Открытие месторождения произошло в начале 2000-х годов [Читалин и др., 2015]. Утвержденные запасы меди составляют 5.5 млн т и 300 т золота (по опубликованным данным IG corridor). В то же время на месторождении сохраняется возможность наращивания ресурсной базы за счет проведения геологоразведочных работ на слабоизученных участках.

Территория Малмыжского месторождения представляет собой перекрытую четвертичными образованиями толщу терригенных морских отложений (песчаников, алевролитов) мелового возраста, относимых к ларгасинской свите, которую прорывают интрузии (штоки, дайки) среднего и умеренно-кислого состава (диориты, гранодиориты) относящимся к двум интрузивным массивам – Бихинскому и Свободненскому [Игнатъев, 2015]. Всего на территории Малмыжского месторождения выделено 10 центров порфировой минерализации. Наиболее крупными и хорошо изученными являются 4 из них - Центральный, Равнина (в них рудная минерализация тяготеет к диоритовому штоку), Долина (оруденение локализуется в кварцевых диоритовых порфиридах и вмещающих их ороговикованных осадочных породах), Свобода (рудная минерализация в кварцевых диоритах и в крупном теле гидротермально-магматических брекчий). Именно в пределах участка Свобода располагается крупная брекчиевая структура, внимание которой и уделяет автор.

Главную роль в строении участка Свобода играют интрузивные образования среднего - умеренно кислого состава, разделенных на две фазы внедрения: 1- преимущественно диорит-порфиры, 2 – преимущественно кварцевые диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, именно ко второй интрузивной фазе относятся гидротермально-магматические брекчии. Кроме интрузивных образований в строении участка Свобода принимают участие также и в различной степени ороговикованные терригенные отложения ларгасинской свиты [Игнатъев, 2015].

В пределах участка выделяются 2 брекчиевых тела, крупное - имеет сложную в плане форму, немного вытянутую в северо-восточном направлении, размеры – 1300x500м, с двумя небольшими ответвлениями в юго-западной части. В разрезе это тело имеет трубкоподобную форму и прослеживается на глубину более чем на 800м, на этой отметке некоторые из разведочных скважин не вышли из брекчиевого тела. Можно предположить, что протяженность его на глубину составляет более 1км. Второе, мелкое тело имеет подковообразную форму, с разветвлением на северо-запад. Размеры в плане составляют 250x250м, на глубину оно прослеживается более чем на 250м. Контакты брекчиевых тел с вмещающими породами крутопадающие, до вертикальных, но неровные, с апофизами. Значительного выклинивания с глубиной не наблюдается. Величину вертикальной транспортировки материала достаточно сложно определить ввиду отсутствия контрастно разнородных толщ в породах, вмещающих брекчиевые тела. В целом, в пределах участка Свобода, брекчиевые образования составляют до 40% от общего объема пород.

Существующие разломы оказывали влияние на локализацию, как интрузивных тел, так и брекчиевой трубки. На наличие такого контроля со стороны разломов указывает, в частности расположение брекчиевого тела именно на месте пересечения разломных структур главного и второстепенного значения, а тектонический характер некоторых контактов брекчиевой трубки может говорить о продолжении тектонической активности уже после ее формирования.

Классификация брекчиевых образований участка производится в соответствии с подобными описаниями, изложенными геологами на множестве объектов. За основу разделения на группы был положен генетический принцип, отражающий преобладающий процесс их формирования. Всего в пределах участка Свобода выделено три разновидности брекчиевых образований, все они относятся к эндогенному типу. Две из них относятся к производным «текучего вещества» — это фреатомагматические и гидротермально-магматогенные (преобладающий тип), третий тип – тектонические брекчии связан с процессами, происходящими в горных породах, находящихся в твердом состоянии - их деформации и разрушении. Более подробное описание брекчиевых образований участка Свобода приведено в предыдущей публикации автора, посвященной данному вопросу [Свистунов, 2018].

По отношению ко времени образования рудоносных метасоматитов брекчиевая трубка сформировалась в самом начале этапа рудообразования данного участка. Об этом свидетельствует небольшое количество метасоматически преобразованных пород и прожилковых образований в обломочной части брекчий. Метасоматиты обломочной части являются породами, преобразованными под действием гидротерм, связанных с интрузивами первой фазы внедрения. Кроме того, метасоматические изменения и рудная прожилково-вкрапленная минерализация носит наложенный характер, как во вмещающих трубку породах, так и непосредственно в брекчиевых образованиях. Эти факты могут свидетельствовать о том, что наиболее интенсивная гидротермальная деятельность, результатом которой является преобразование пород и рудоотложение, связана именно с интрузивами второй фазы внедрения.



Генетическая модель формирования свободненской брекчиевой трубки в целом отвечает описанной отечественными и зарубежными авторами во множестве работ [Кривцов 1983, Silitoe 1985, Эндогенные рудоносные брекчиевые образования 2018]. По всей видимости, формирование брекчиевого тела происходило по следующим этапам. При поднятии от очага с больших глубин происходило охлаждение и декомпрессионное вскипание флюидонасыщенных магм. При этом происходило накопление летучих компонентов в присводовой части интрузива, совместно с нарастанием давления на вмещающие породы. Благоприятным фактором для этого, по всей видимости, являлась «флюидоупорность» терригенных пород ларгасинской свиты, которые выполняли функцию своеобразного экрана. После накопления необходимого количества флюидной компоненты и достижения критического давления произошла эксплозия и образование брекчиевой трубки. Возможно, что при дальнейшем поднятии флюидов на еще менее глубинный уровень они вступали во взаимодействие с холодными приповерхностными водами, происходило формирование фреатомагматических брекчий, однако однозначное их определение достаточно затруднительно. На финальных стадиях развития брекчиевой структуры в периферических частях трубки происходило активное движение гидротермальных растворов, формировавших брекчий с преимущественно гидротермальным цементом (в основном серицит-кварцевым), этому способствовала повышенная трещиноватость в породах, вмещающих трубку, сформировавшаяся в процессе ее внедрения.

Таким образом, главная брекчиевая трубка рудного участка Свобода относится к категории крупных. Формирование трубки происходило в начале этапа рудообразования и связано с внедрением диорит-порфиров второй фазы. Наличие небольшого количество обломков метасоматически преобразованных пород и рудоносных прожилков свидетельствует о рудоносности интрузивов первой фазы, однако основная доля рудной минерализации участка связана именно со второй фазой. Образование магматогенно-гидротермальной трубки произошло в результате флюидизации пород, расположенных в присводовой части интрузивного тела, при активном выделении летучих компонентов, поступающих из материнского магматического очага.

### Литература

1. Игнатъев Е.К. и др. Отчет по оценочным работам на рудное золото, медь и сопутствующие компоненты, проведенным на выявленных объектах Малмыжского рудного поля и участке Северный Малмыж в 2013-2015 гг., с подсчетом запасов меди и золота по состоянию на 01.01.2015 г. Хабаровск, 2015
2. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М., Недра, 1983, 256 с
3. Свистунов В.В. Строение и разновидности брекчий золото-меднопорфирового месторождения Малмыжское (Хабаровский край) на примере участка Свобода. Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 26-30 ноября 2018 г. Сборник материалов - М.: ИГЕМ РАН, 2018.
4. Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И., Игнатъев Е.К., Колесников А.Г. Малмыжское – новая крупная золотомедно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 3. С. 65-69
5. Эндогенные рудоносные брекчиевые образования. Методические рекомендации по выявлению эндогенных брекчиевых образований различных



генетических типов и оценке их потенциальной рудоносности применительно к задачам Госгеолкарт. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2018. – 104 с.

6. Sillitoe R.H., Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs, *Economic Geology*, 1985, v. 80, pp. 1467–1514

7. Sillitoe R.H., *Porphyry Copper Systems*, Society of Economic Geologists, Inc. *Economic Geology*, 2010, v. 105, pp. 3–41

## ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ НОВЫХ И МОДИФИЦИРОВАННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И ПРОГНОЗИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

*Семенов М.Ю. (ФГБУ «Росгеолфонд», pg70@mail.ru), Мессерман И.З. (МГРИ, messerman39@gmail.com) Москва, Россия*

### Аннотация

В работе представлены материалы по повышению эффективности поисков разных масштабов на «закрытых и перекрытых» ландшафтах комплексом биогеохимических методов. Работа основана на научно-методических и производственных разработках выполненных под руководством Загоскина В.А., а также апробации методов Семеновым М.Ю.

**Ключевые слова:** Комплекс биогеохимических методов, бактериально-геохимический (нано) метод, биогеохимический метод, гидрогеохимический (модифицированный) метод, закрытые ландшафты, Дальневосточный регион, поиски и прогнозирование, апробация.

Актуальность данной работы заключается в повышении эффективности геологоразведочных работ на основании применения комплекса модифицированных биохимических методов в сложных для исследований «закрытых» ландшафтах. Как известно [2], в настоящее время, даже в геологически хорошо изученных районах, на эксплуатируемых площадях и вблизи горнодобывающих предприятий, остаются неопределенными от 70 до 90% площадей, перекрытые дальнепринесными делювиальными отложениями большой мощности, закрытые крупноглыбовыми курумами, болотными отложениями, на которых применение литогеохимических методов поисков мало эффективно. Фактически мы располагаем значительным дополнительным потенциалом запасов и прогнозных ресурсов в пределах геологических и горных отводов, возможно, значительно повышающим потенциал действующих горных предприятий.

Апробация биохимических методов проводилась на участках с исключительно сложными поисковыми условиями – «закрытые» и «перекрытые» ландшафты Дальневосточного региона. Работы выполнялись на площадях горных отводов и прилегающих территорий по заказам горнорудных компаний ООО «Амур Золото», ООО «ЭнергоПромСбыт-Ресурс», ООО «Геопоиск», ООО «ИнГеопоиск» и других.

Применение комплекса модифицированных биогеохимических методов благодаря высокой разрешающей способности и глубинности оценки позволяет произвести наиболее полное исследование потенциально рудоносных площадей.

Комплекс новых и модифицированных геохимических методов поисков, апробированный автором, включает бактериально-геохимический, биогеохимический, кварц-геохимический и гидрогеохимический (по склоновым и поверхностным водам). Кроме того, был опробован разработанный искусственный сорбент, позволяющий осаждать мельчайшие частицы металлов из природных вод [3,4].

В основе биохимических методов лежит явление восходящей солевой миграции металлов от глубинных материнских источников (пленочно-капиллярная ионная диффузия) – рудных и россыпных скоплений полезных ископаемых, а также использование исключительно эффективных барьеров (нанобарьеров) отражающих миграцию элементов на поверхности с глубины.

Ведущим является бактериально-геохимический метод [1], предназначенный для решения самых разнообразных поисковых задач в наиболее сложных природно-

ландшафтных обстановках – равнинные территории, болота, мари, речные долины, пади и пониженные уровни местного рельефа. С его помощью возможно выявление глубокозалегающих, перекрытых рудных и россыпных месторождений, погребенных на разных глубинах.

Сети опробования соответствовали плотностям сетей необходимых для выявления потенциальных месторождений в пределах рудных полей. Сеть опробования, к примеру, на площади работ по заказу ООО «ЭнергоПромСбыт-Ресурс» была выбрана 200x100 м, ввиду размера участка - 8 км<sup>2</sup> и искомым объектам – россыпи и орудинения жильного и прожилково вкрапленного типов. Такая же сеть была выбрана и на участках работ по заказу ООО «Амур Золото», с некоторым сгущением на участках детализации до 100x100 м.

К примеру, результатом работ на одном из участков по заказу ООО «Амур Золото», стало выявление перспективного участка по геохимическим аномалиям *Au* и *Ag* выделенной по результатам опробования в выдержанной поисковой сети 100x100 метров в коре листовенницы, ягеле и в микрофлоре моховой влаги. Аномалия установленная по коре листовенницы имеет упорядоченную структуру с отчётливым главным эпицентром с содержаниями до 0,09-0,1 г/т превышающие местный фон (0,003-0,005 г/т) в 20-30 раз. По ягелю среднефоновые концентрации на участке составляют 0,002-0,003г/т, минимально аномальное содержание – 0,016г/т. Максимальная контрастность аномалии по отношению к местному фону достигает 20-30. Данные концентрации примерно соответствуют концентрациям в классических литогеохимических пробах отобранных непосредственно на действующем карьере. В микрофлоре моховой влаги фоновые концентрации составляют сотые доли мкг/л, минимально аномальное содержание 0,5 мкг/л, установленные аномальные значения в аномалии – от 0,5 до 6,2 мкг/л. Концентрации элементов в пробах с применением сорбентов ниже, чем в пробах литогеохимического опробования в виду улавливания мельчайших частиц из водной среды. Протяжённость прослеженной части аномалии, имеющей широтное простирание, составляет 1000 метров при ширине 300 метров.

Выбор информативных химических элементов определяется искомыми типами объектов и способа интерпретации данных. Например, в наших работах, при поисках на малых площадях и по желанию заказчика, мы ограничивались анализом только на *Au* и *Ag*. На участке Перевальный по заказу ООО «Амур Золото» были определены содержания элементов *Cu*, *Zn*, *Mn*, *Mo*, *Co*, *As*, *Pb*, *Pd*, *Pt*, *Ni*. Такие, комплексные поиски, помогают не только выявить аномальные содержания искомым элементов, но и еще на стадии поисков повышает понимание общей картины геохимических полей концентрирования (системы «рудоносных» структур) и металлогенические особенности.

Объектами пробоотбора, внутри горных отводов заказчиков, при проведении поисков, явились наиболее распространенные разновидности наземных колоний сфагновых мхов. Опробование выполняется посредством ручного отжима влаги из 12-15 точек, находящихся в пункте опробования в радиусе 10-20 м. Из общей пробы отбирается 100 мл, отобранная проба подкисляется концентрированной ОСЧ азотной кислотой, после чего в нее помещается искусственный сорбент. Положительным отличием от большинства классических проб, является вес конечной пробы, который, при использовании сорбента (бактериально-геохимический и гидрогеохимический методы), составляет 1 г и 10 г проба коры или лишайника.

Эффективное применение бактериально-геохимического и гидрогеохимического методов обеспечивается применением атомно-абсорбционный метода анализа.

Биогеохимический метод разработан для выявления перекрытых и неглубоко погребенных объектов. Главное его предназначение – опоскование площадей или их

отдельных участков, где по тем или иным причинам невозможно применить сравнительно более результативный бактериально-геохимический метод. Как правило, такие участки это средние и верхние гипсометрические уровни склонов.

Объектом пробоотбора является, так называемая, группа «безбарьерных» (концентрирующих) биологических тканей (частей растений). С поисково-методической точки зрения эти биообъекты представляют наибольший интерес, поскольку накопление в них рудогенных элементов происходит неограниченно и пропорционально уровням концентраций этих элементов в питающей среде. К ним относятся некоторые лишайники, корни древесных и кустарниковых растений и определенные участки коры стволов деревьев. В количественном отношении безбарьерные биообъекты составляют менее 5%. В наших работах хорошо себя показала кора лиственницы, кора березы и лишайник ягель.

Гидрогеохимический метод в традиционном варианте, наиболее эффективно применялся при поисках сульфидных руд, но при использовании искусственного сорбента появилась возможность выявлять сигналы даже от моноэлементных источников (россыпей). Метод нацелен на выявление потоков рассеяния, формируемых в речных водах за счет разгрузки в них природных вод всех других генетических типов.

Главная область эффективного применения метода – проведение мелко- и среднемасштабных изысканий с целью выделения локальных площадей и участков, перспективных на выявление месторождений разных металлов и генетических типов (1 этап поисков). На основании полученных результатов, во втором этапе поисков, уже средне- и крупномасштабных, на первый план выходят биогеохимические методы.

Данный комплекс был апробирован по заказу ООО «Амур Золото» в Аяно-Майском районе. Были опробованы правые и левые притоки рек Тукчи, Этанджа и Северный Уй. При проведении данных мелкомасштабных поисков на больших территориях систематически опробуются водотоки 1-4 порядков. Шаг пробоотбора порядка 1.5-2 км. При среднемасштабных поисках интервал опробования – 0.5-1 км.

Таким образом, приведенный опыт использования комплекса новых и модифицированных геохимических методов, который отлично себя показывает в сложных и исключительно сложных поисковых условиях, так называемых «закрытых» и «перекрытых» ландшафтах, открывает возможность прироста запасов полезных ископаемых в пределах лицензий и горных отводов уже действующих предприятий, а так же на прилегающих территориях.

### Литература

1. Загоскин В.А. Методическое руководство по применению научных методов геохимических поисков труднооткрываемых месторождений – М.: Мордвинцев, 2012. – 154 с.
2. Загоскин В.А. Учение о высокоэффективных поисках месторождений полезных ископаемых в таежных и субарктических ландшафтах. В 2т. Т. 2.- М., ПРОБЕЛ-2000, 2006.- 524 с.
3. Зверев М.П. Хемосорбционные волокна. – Химия, М., 1981. – 196 с.
4. Зверев М.П., Нарсеев А.В., Нарсеев В.А., Загоскин В.А. Способ выделения катионов металлов из растворов. Патент на изобретение №2154115 от 16.02.1999 г. М., Бюл. №22 Российского агентства по патентам и товарным знакам, 2000.

## ПРОГНОЗ И ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВИНЦА И ЦИНКА В ВУЛКАНОГЕННЫХ (VMS) И ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ АССОЦИАЦИЯХ (SEDEX)

*Кузнецов В.В. (ФГБУ ЦНИГРИ, [okt@tsnigri.ru](mailto:okt@tsnigri.ru)),  
Серавина Т.В.\* (ФГБУ ЦНИГРИ, [tanyaseravina@gmail.com](mailto:tanyaseravina@gmail.com))*

### Аннотация

80% запасов свинца и цинка сосредоточено в месторождениях VMS и SEDEX. Месторождений VMS подразделяются на три рудноформационных типа: Рудноалтайский, Малокавказский или тип Куроко, не имеющий распространения на территории РФ; Нойон-Тологойский, куда входят жильные и штокверковые месторождения. Месторождений SEDEX включают стратиформные Pb-Zn месторождения в углеродисто-терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных формациях. Наиболее перспективных регионов для развития МСБ свинца и цинка данных типов являются территории с развитой и строящейся инфраструктурой. Прогноз и поиски месторождений свинца и цинка, выделение разноранговых площадей для постановки прогнозно-минерагенических и поисковых работ основано на послыном анализе разномасштабных карт, которые могут совмещаться друг с другом в различных сочетаниях и в любой последовательности.

**Ключевые слова:** свинец и цинк; VMS; SEDEX; прогноз; поиски.

Свинец и цинк относятся к стратегическим видам минерального сырья, достигнутые уровни добычи которых недостаточно обеспечены активными запасами. Основными источниками свинца и цинка в мире являются колчеданные месторождения в вулканогенных ассоциациях (VMS) и месторождения в терригенно-карбонатных комплексах, которые могут быть отнесены к типу SEDEX. Стратегией развития минерально-сырьевой базы РФ до 2035 г. предусматриваются специализированные прогнозно-минерагенические исследования и геологоразведочные работы поисковой стадии на высоколиквидное минеральное сырье (в том числе на свинец и цинк) в перспективных районах для создания новых минерально-сырьевых центров.

Месторождения VMS также известны как массивные сульфидные руды в ассоциации с вулканогенными породами, являются важными источниками меди, цинка, свинца, золота, и серебра. Месторождения данного типа образованы в широком временном диапазоне и охватывает пространственные ассоциации сульфидной минерализации, связанные с подводными вулканическими процессами. Колчеданные месторождения в вулканогенных ассоциациях – стратиформные концентрации сульфидных минералов, отложившихся (осажденных) из гидротермальных флюидов в условиях глубоководной среды. Термин «вулканогенный» подразумевает генетическую связь между минерализацией и вулканической активностью, но в некоторых случаях в стратиграфических комплексах (формациях) доминируют (преобладают) кремнисто-обломочные породы [6].

Анализ имеющегося обширного фактического материала по закономерностям размещения месторождений свинца и цинка в вулканогенных толщах РФ позволяет выделить в этой группе три рудноформационных типа: Рудноалтайский, куда относятся собственно месторождения Рудного Алтая, а также месторождения Салаирской, Удино-Витимской и Улугойской МЗ; Малокавказский или тип Куроко, не имеющий распространения на территории РФ; Нойон-Тологойский, куда входят жильные и штокверковые месторождения Дальнегорского рудного района и Приаргунской

минерагенической зоны. Последний тип сопоставим с выделявшимся ранее многими исследователями Садонским типом.

Рудноалтайский тип. Месторождения образованы на рифтогенном этапе развития земной коры и связаны с контрастной или последовательно дифференцированной базальт-риолитовой формацией калинатровой или натровой серии. Рудоносные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы Рудного Алтая по составу, возрасту и соотношению вулканогенной и осадочной составляющих разделяются на две формации, соответствующие двум циклам вулканизма: нижнюю (эмс–эйфель–ранний живет) – последовательно дифференцированную базальтсодержащую андезит-дацит-риолитовую калиевую и верхнюю (поздний живет–ранний фран) – контрастную базальт-риолитовую калиево-натриевую [2]. Рудоносные вулканогенные отложения нижнего кембрия Салаира относятся к двум геологическим формациям натриевого ряда толеитовой серии – нижней последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой и верхней – контрастной базальт-риолитовой. Отложения данных формаций соответствуют двум циклам вулканической активности в районе [4]. Улугойская минерагеническая зона представляет собой линейные горстовые выступы нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород, вытянутых в субширотном направлении. Нижняя часть разреза нижнего кембрия, вмещающая месторождения и рудопроявления района, сложена вулканитами контрастной риолит-базальтовой формации (туматтайгинская свита), верхняя часть — туфогенно-осадочными породами с подчиненной ролью эффузивов (сыынакская (тапсинская свита)). Разрез отложений весьма изменчив по латерали и мощности, характеризуется сложным набором фаций. Продуктивным в пределах Удино-Витимской минерагенической зоны на колчеданно-полиметаллическое оруденение в вулканогенных ассоциациях является Еравнинский рудный район, в пределах которого расположено крупное Озерное месторождение. Границы рудного района определяются полями распространения нижнекембрийской базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, приуроченной к останцу кровли нижнекембрийских образований в раннепалеозойских гранитоидах витимканского комплекса.

Нойон-Тологойский тип. Колчеданно-полиметаллические месторождения и проявления Приаргунской минерагенической зоны связаны с средне-верхнеюрскими терригенно-вулканогенными отложениями, которые объединяются в вулканогенно-кремнисто-терригенную формацию. На основе сопоставления обобщенных колонок рудных районов рассматриваемая формация подразделяется на три субформации. Для всех субформаций характерна фациальная изменчивость, заключающаяся в смене вулканогенных отложений терригенными. Месторождения данного типа характеризуются золото-серебро-полиметаллическими или колчеданно-полиметаллическими рудными телами, которые представлены стратифицированными и штокверковыми жильными зонами и локализованы в вулcano-тектонических депрессионных структурах. Рудные тела контролируются синвулканическими нарушениями и с ними связанными зонами трещиноватости [1]. Серебро-свинцово-цинково-колчеданные месторождения Кемско-Таухинской минерагенической зоны характеризуются рудными телами жильного и штокверкового типов, сформированных в заключительную стадию мелового вулканизма. Промышленное полиметаллическое оруденение представлено жильным типом, рудные тела которого локализованы за пределами жерла палеовулкана в двух системах разрывных нарушений, принадлежащих СЗ и широтному глубинным разломам, которые являются основными рудовмещающими структурами. Помимо этих разрывных нарушений присутствуют межпластовые и внутривластовые, которые могут контролировать пологое, стратифицированное оруденение. По данным Г. И. Литвинова измененные породы

жерла (зона подводющего канала) вмещают непромышленное полиметаллическое и оловянное оруденение и единичные жилородные зоны серебряной минерализации.

Месторождения SEDEX включают стратиформные Pb-Zn месторождения в углеродисто-терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных формациях. Последние, рядом исследователей, выделяются в самостоятельный тип месторождений - MVT (Mississippi Valley-type). Общим для всех месторождений SEDEX является формирование в застойных обстановках осадконакопления окраинных и внутриконтинентальных морей. Рудоконтролирующими структурами служат локальные палеодепрессии высоких порядков. Основная масса рудной минерализации стратифицирована, поэтому можно повсеместно наблюдать тонкослоистые горизонты, локально развиты штокверковые и брекчиевые руды, которые обычно маркируют участки рудоподводящих каналов [3]. Большинство месторождений испытали деформации в связи со складчатостью, региональным или контактовым метаморфизмом, поэтому рудные залежи претерпели перекристаллизацию, частичную или даже полную мобилизацию.

Из всех перечисленных типов в настоящей работе рассматриваются месторождения в терригенно-карбонатных и карбонатных формациях, как имеющие наибольшее распространение на территории РФ. К этим рудно-формационным типам относятся такие крупные месторождения как Горевское, Сардана, Павловское, а также, на основе получения новых данных, месторождения Приаргунья (Воздвиженское, Савинское 5, Акатуй и др.).

Одними из наиболее перспективных регионов для развития МСБ свинца и цинка данного типа являются территории с развитой и строящейся инфраструктурой: Приаргунская МЗ (Забайкальский край); Ангаро-Большепитская МЗ (Красноярский край); Центрально-Новоземельская МЗ (Архангельская область); Кыллахская МЗ (Республика Саха (Якутия)), а также новые регионы: Прибайкальская МЗ (Иркутская область); Омудевская и Приколымская МЗ (Магаданская область, Республика Саха (Якутия)).

Месторождения в осадочных толщах Приаргунской МЗ (Приаргунский (Нерчинско-Заводской) формационный тип) приурочены к карбонатно-терригенной формации венда-нижнего кембрия, которая подразделяется на две субформации: нижнюю – углеродисто-карбонатно-терригенную (V), и верхнюю – углеродисто-терригенно-карбонатную (Є<sub>1-2</sub>). В пределах формации выделяются минеральные типы месторождений – существенно цинковый, существенно свинцовый и свинцово-цинковый, образующие вертикально-латеральные ряды, связанные с фациальными особенностями рудовмещающего разреза [1].

Ангаро-Большепитская МЗ характеризуется развитием отложений нижнего сухопитского и верхнего тунгусикского комплексов. Рудоносными являются вулканогенно-карбонатно-углеродисто-терригенная и углеродисто-кремнисто-карбонатная формации (R<sub>3</sub>) низов тунгусикского комплекса, специализированные соответственно на цинково-свинцовое, стратиформное свинцово-цинковое и колчеданно-полиметаллическое оруденение. Основными рудоконтролирующими структурами являются палеопрогобы и биогермные постройки на склонах палеоподнятий, которые в совокупности с рудоносными субформациями, выполняющими их, определяют площади рудных полей [5].

Наиболее перспективные рудные объекты Центрально-Новоземельской МЗ относятся карбонатной формации и локализируются в карбонатных и – реже – терригенных отложениях палеозоя, а также в секущих их кварцевых, кварц-кальцитовых жилах и прожилках.



Свинцово-цинковое оруденение Кыллахской МЗ локализовано в карбонатных породах, преимущественно в доломитах верхнесарданской подсвиты венда. Рудные тела залегают в сахаровидных доломитах матасоматического происхождения [5].

Свинцово-цинковые (галенит-сфалерит-флюоритовые) месторождения Прибайкальской МЗ формируются в отложениях терригенно-карбонатной формации рифейского возраста. Оруденение проявлено преимущественно в виде пластообразных согласных рудных залежей, размещающихся в терригенно-карбонатных породах голоустенской и улунтуйской свит байкальского комплекса.

В пределах Омuleвской и Приколымской МЗ известны стратиформные в терригенно-карбонатных комплексах, скарновые и жильные месторождения свинца и цинка. Наибольший практический интерес представляют стратиформные месторождения и рудопроявления. Месторождения и рудопроявления региона локализованы в отложениях терригенно-карбонатной формации силур-позднедевонского возраста, представленной известняками, доломитами, мергелями, известковистыми, кремнистыми и углеродистыми алевролитами. Непосредственно рудные тела обычно локализованы в пачках доломитов диагенетического, катогенетического и гидротермально-метасоматического типов.

Прогноз и поиски месторождений свинца и цинка, выделение разноранговых площадей для постановки прогнозно-минерагенических и поисковых работ основано на послыном анализе разномасштабных карт, которые могут совмещаться друг с другом в различных сочетаниях и в любой последовательности. Целям прогнозно-металлогенических построений отвечает ограниченное число такого рода сочетаний. Они выбираются по принципу наблюдаемых геологических и металлогенических характеристик, включающих оценку их возможного отражения в различных «слоях», представленных на принципиальной схеме сочетаний и последовательности совмещения информационных слоев. Путем математического анализа выявляются закономерные пространственные соотношения элементов объектной модели и выделяются области их благоприятного сочетания и на этой основе — новые площади, перспективные для обнаружения месторождений того или иного рудно-формационного типа.

### Литература

1. Кузнецов В.В., Брель А.И., Богославец Н.Н., Елшина С.Л., Кузнецова Т.П., Серавина Т.В. Металлогения Приагрусонской структурно-формационной зоны // Отечественная геология. 2018. № 2. С. 32-43.
2. Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Галямов А.Л., Кузнецова С.В., Серавина Т.В.. Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа // Отечественная геология. 2014. № 2. С. 30-38.
3. Лобанов К.В., Некос В.В. Месторождения типа SEDEX – важнейший источник Zn, Pb и Ag в мире. Краткий мировой обзор. Перспективы России и Красноярского края // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии. 2017. № 10 (7). С. 881-907.
4. Серавина Т.В., Инякин А.В., Кузнецов В.В., Мурзин О.В., Заятдинов М.Р., Конкина А.А., Кудрявцева Н.Г. Особенности и условия накопления вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия (Салаирский кряж) // Отечественная геология. 2017. № 2. С. 22-30.
5. Серавина Т.В., Кузнецов В.В. Опыт и результаты прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений 2009-2017 гг. // Руды и металлы. 2018. № 3. С. 16-25.
6. Shanks W.C. Pat III, Thurston R. Volcanogenic massive sulfide occurrence model // U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–C. 2012. 345 p.

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА МЕСТ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЬЕЗОСЫРЬЯ (НА ПРИМЕРЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)

*Сим Л.А. Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта, Москва. sim@ifz.ru*

### Аннотация

Площадная реконструкция тектонических напряжений кинематическим методом [Гущенко, 1979] в пределах Приполярноуральской хрусталеносной провинции позволила восстановить локальные тектонические напряжения (стресс-состояния – ЛСС) и общие поля напряжений для крупных блоков по методике [Сим, 1982]. Общее поле напряжений для блоков, насыщенных месторождениями и проявлениями горного хрусталя, характеризуется видом напряженного состояния, близким к одноосному растяжению, т.е. коэффициент Лоде-Надаи  $\mu\sigma = -1$ . В этих блоках мощные кварцевые жилы ориентированы перпендикулярно ориентировке оси растяжения общего поля напряжений. В блоке без горного хрусталя общее поле напряжений характеризуется трехосным напряженным состоянием ( $-1 > \mu\sigma < +1$ ).

ЛСС на месторождениях показали: в кварцевых жилах с гнездами горного хрусталя вид напряженного состояния  $\mu\sigma = -1$ , а на стенках гнезд с пьезосырьем восстанавливается особый вид напряженного состояния, названный нами вариацией вида напряженного состояния (ВВНС), т.е.  $\mu\sigma \pm 1$ . Это означает, что для подтока гидротермальных растворов на местах пересечения рудоподводящих и рудоконтролирующих разломов на месторождениях пьезосырья был пульсирующий режим тектонических напряжений, когда обстановка растяжения ( $\mu\sigma = -1$ ) менялась на обстановку сжатия ( $\mu\sigma = +1$ ) при неизменной ориентировке осей сжатия и растяжения ЛСС. По-видимому, такой режим вызывался попеременной активизацией двух типов выше названных разломов. Из 33-х обследованных месторождений и проявлений горного хрусталя на 32-х была установлена ВВНС, на одном проявлении - обстановка одноосного растяжения, что позволило предложить вариацию вида напряженного состояния как критерий для прогноза мест локализации горного хрусталя.

**Ключевые слова:** Приполярный Урал, тектонические напряжения, вариация вида напряженного состояния, пьезосырье.

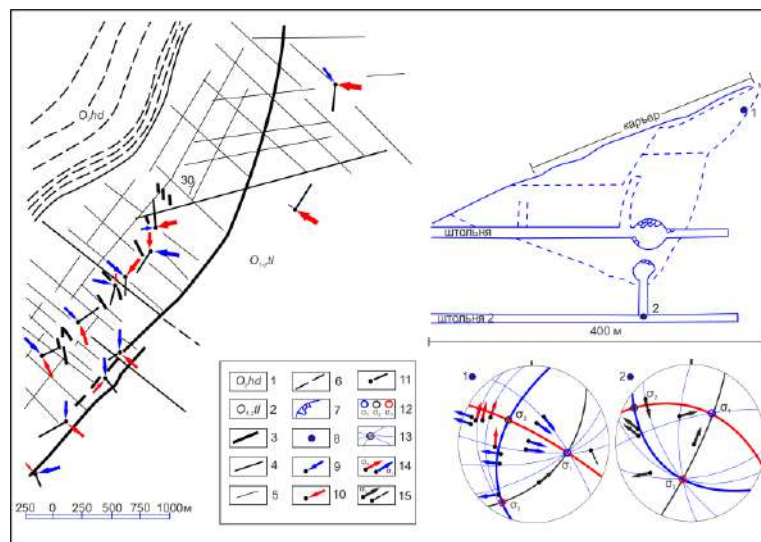
На территории Полярного, Приполярного и Северного Урала комплексом тектонофизических методов произведена реконструкция неотектонических напряжений. Приполярноуральская провинция жильного кварца и горного хрусталя находится в пределах Центрально-Уральского поднятия. Здесь выделяется складчато-надвиговая структура, хорошо известная как Ляпинский антиклинорий или Кожимское поперечное поднятие. В геологическом строении региона участвуют в разной степени дислоцированные и метаморфизованные осадочные, вулканогенные и интрузивные образования. На западе от Центрально-Уральского поднятия фиксируются палеозойские отложения, разрез которых начинается со среднеордовикских отложений.

Наиболее древним является раннепротерозойский высокометаморфизованный няртинский гнейсо-мигматитовый комплекс, представляющий собой жесткий блок, занимающий центральную часть региона. Этот комплекс находится в окружении широко распространенных в регионе отложений рифея и венда. Выделяются маньхобеинская, щекурьинская, пуйвинская, хобеинская, мороинская, саблегорская, лаптопайская свиты. В их состав входят, преимущественно, серици-альбит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые, хлорит-альбит-кварцевые сланцы, известковистые сланцы с прослоями и линзами кварцитов, кварцевых конгломератов, мраморов, известняков, кислые и основные вулканиты и их туфы. На западе от Центрально-Уральского

поднятия фиксируются палеозойские отложения, залегающие несогласно на более древних породах; палеозойский разрез на изученной территории начинается со среднеордовикских отложений.

Расчет плотности месторождений и проявлений горного хрусталя Приполярноуральской хрусталеносной провинции позволил выделить три крупных блока: Пелингичейский, захватывающий верховья рек Балбанью и Пелингичей (месторождения Пелингичей-1, 2, Гранитное и др.), Омега-Шорский - в верховьях рек Вангыр, Манья и Щекурья (месторождения Скалистое, Омега-Шор, Пуйва, Додо и др.), а также на западном склоне Приполярного Урала – Западно-Саледский блок без крупных месторождений горного хрусталя. В пределах Пелингичейского и Омега-Шорского блоков сконцентрировано большинство кварцевожилковых и хрусталеносных месторождений. Наиболее крупные месторождения Додо и Пуйва (восточный склон) локализованы в сланцах пуйвинской свиты среднего рифея, а месторождение Желанное (западный склон) приурочено к кварцито-песчаникам тельпосской свиты нижнего ордовика.

Реконструкция тектонических напряжений производилась кинематическим методом [Гуценко, 1979]. Восстанавливались локальные стресс-состояния (ЛСС) в отдельных точках наблюдения, результаты показаны на примере месторождения Желанное (рис. 1).

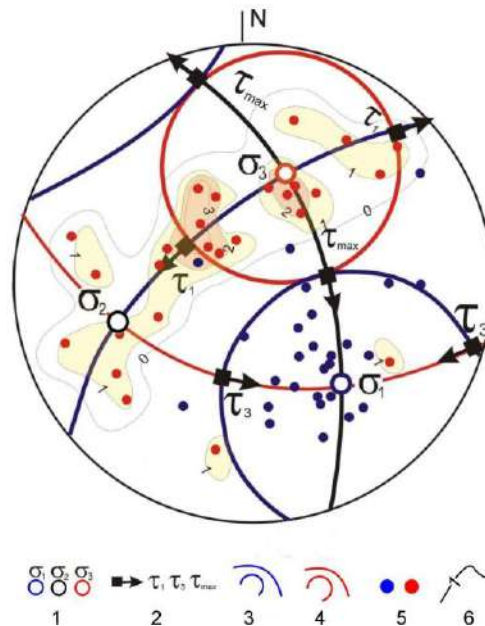


**Рисунок 1.** Реконструкция тектонических напряжений на месторождении Желанное. 1-2 – отложения худейской (1) и тельпосской (2) свит; 3-5 - рудоподводящий (3), рудоконтролирующий (4) и прочие (5) разломы; 6- горизонты худейской свиты; 7 – гнездо горного хрусталя; 8 – точки замеров зеркал скольжения и мелких структурных форм; 9-11 – вектора перемещений, совпадающие с дугами больших кругов, расходящихся от оси растяжения и сжатия; 9 - 11 – вектора перемещений, совпадающие с дугами больших кругов, расходящихся: 9 – от оси растяжения, 10 – от оси сжатия, 11 - с неопределенным знаком смещения; 12 – оси главных нормальных напряжений восстановленного локального поля напряжений или локального стресс-состояния (ЛСС): -  $\sigma_1$ -растяжения,  $\sigma_2$ -промежуточная,  $\sigma_3$ -сжатия; 13 – дуги больших кругов, расходящиеся от осей сжатия и растяжения; 14 – то же, что 9 и 10; 15 – вектора перемещений, расположенные в створе острого угла между дугами больших кругов, расходящихся от осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  ( $\sigma_2$ ) или противоречащие найденным осям (пунктирная линия) ЛСС. Сетка Вульфа, верхняя полусфера.

Кинематический метод позволяет определять на качественном уровне коэффициент Лоде-Надаи:  $\mu\sigma = -1$ , т.е. одноосное растяжение - в том случае, когда

вектора перемещений (борозды скольжения) совпадают с дугами больших кругов, расходящихся от оси найденного по векторам перемещений оси растяжения  $\sigma_1$  (на стереограммах на рис. 1 в нижнем левом углу синие стрелки); в случае, когда вектора перемещений совпадают с дугами больших кругов, расходящихся от оси сжатия  $\sigma_3$ , объем деформируется в обстановке одноосного сжатия, т.е.  $\mu\sigma = +1$  (красные вектора на стереограммах). Если вектора перемещений попадают в створ острого угла между дугами больших кругов, расходящихся от осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , то объем деформируется в обстановке трехосного напряженного состояния, т.е.  $|\mu\sigma| \neq 1$  (черные вектора). На множестве объемов горных пород по площади исследований были восстановлены обстановки одноосного растяжения в зальбандах кварцевых жил при доминировании обстановок трехосного напряженного состояния по площади вне месторождений пьезосырья. Одновременно на месторождениях пьезосырья был установлен особый вид напряженного состояния, когда вектора перемещений от 30% и более расходятся от оси растяжения и примерно столько же – от оси сжатия. При этом вектора перемещений, находящиеся в створе острого угла и измеренные в одном и том же объеме горных пород, позволяют определять ориентацию осей сжатия и растяжения ЛСС (т.н. 1). На месторождении Желанное во вмещающих горных породах (стенки штольни, т.н. 2) восстановлены близкие к т.н. 1 ориентировки осей главных нормальных напряжений ЛСС. Но вектора перемещений относительно дуг больших кругов показывают, что объем горных пород здесь деформируется в обстановке с  $|\mu\sigma| \neq 1$ , близкой к трехосному напряженному состоянию. Ситуация напряженного состояния, близкая к восстановленному ЛСС в т.н.1, была восстановлена на 32-месторождениях и горного хрусталя из 33-х исследованных. Это позволило назвать такой вид изменения коэффициента Лоде-Надаи  $\mu\sigma_1$  в пределах одного объема горных пород вариацией вида напряженного состояния – ВВНС и предложить его как тектонофизический критерий мест концентрации пьезосырья. Такие специфические обстановки приурочены к участкам пересечения рудоподводящих и рудоконтролирующих разломов и, по-видимому, связаны с попеременной кратковременной активизацией рудоконтролирующих и рудоподводящих разломов, т.е.  $\mu\sigma \pm 1$ . Такая обстановка говорит о пульсирующем режиме тектонических напряжений, о «встряхивании» горных пород, когда обстановка растяжения ( $\mu\sigma = -1$ ) попеременно (возможно, неоднократно) менялась на обстановку сжатия ( $\mu\sigma = +1$ ) при неизменной ориентировке осей сжатия и растяжения ЛСС, что способствовало подтоку гидротермальных растворов именно к таким участкам. Горный хрусталь формировался на завершающем этапе герцинского тектогенеза после жильного этапа, в течении которого происходило массовое внедрение кварцевых жил [Карякин, Смирнова, 1967].

Отметим, что в объемах горных пород восточнее рудоконтролирующего разлома вид напряженного состояния был близок к трехосному. Все ЛСС, показанные на рис. 1 и по всей площади исследований отнесены нами к III рангу. Эти определения ЛСС III ранга проанализированы методом нахождения общих полей напряжений по данным о локальных стресс-состояниях [Сим, 1982]. В принципе, обоснованном в этом методе, в конусе растяжения не должно быть осей сжатия ЛСС, а в конусе сжатия, соответственно, осей растяжения ЛСС. На рис. 2 это требование соблюдается за исключением одного определения. Концентрация осей растяжения в конусе растяжения общего поля напряжений Пелингичейского блока и поясное распределение осей сжатия ЛСС на стереограмме свидетельствует о доминировании в Пелингичейском блоке обстановки растяжения. Таким образом, обстановка растяжения общего поля напряжения для крупного блока благоприятна для концентрации месторождений пьезосырья в этом блоке.



**Рисунок 2.** Общее поле напряжений II – го ранга Пелингической блока. 1 – Оси главных нормальных напряжений общего поля напряжений:  $\sigma_1$  - растяжения,  $\sigma_2$  - промежуточного,  $\sigma_3$  - сжатия; 2 – плоскости действия касательных напряжений; 3-4 – конуса и плоскости действия осей главных нормальных напряжений общего поля: 3 – растяжения, 4 – сжатия; 5 - оси ЛС: синие – растяжения, красные – сжатия; 6 – изолинии плотности осей сжатия ЛСС.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №17-05-01193а и госзадания ИФЗ РАН.

### Литература

1. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
2. Карякин А.Е., Смирнова В.А. Структуры хрусталеносных полей. М.: Недра, 1967. 240 с.
3. Сим Л.А. Определение регионального поля по данным о локальных напряжениях на отдельных участках. // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1982. № 4. С. 35-40.
4. Сим Л.А., Юрченко О.С., Сироткина О.Н. Тектонические напряжения северных частей Урала // Геоф. журн. Т. 27, №1. 2005. Киев. Ин-т геофизики. С. 110-120.
5. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326 - 350.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ВУОКСИНСКОЙ ЗОНЕ РАЗЛОМОВ (КАРЕЛЬСКИЙ ПЕРЕШЕЕК)

Сим Л.А. ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, sim@ifz.ru  
Маринин А.В. ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, marinin@ifz.ru

### Аннотация

Вдоль зоны Вуоксинского глубинного разлома и ее обрамления полевыми тектонофизическими методами изучены тектонические напряжения, определены характеристики напряженно-деформированного состояния массивов горных пород и кинематический тип разломов на новейшем этапе. Полученные данные показали разнообразие ориентировок осей главных нормальных напряжений, из которых доминируют два основных направления максимального сжатия – северо-восточное (до ВСВ) и северо-западное (до ЗСЗ).

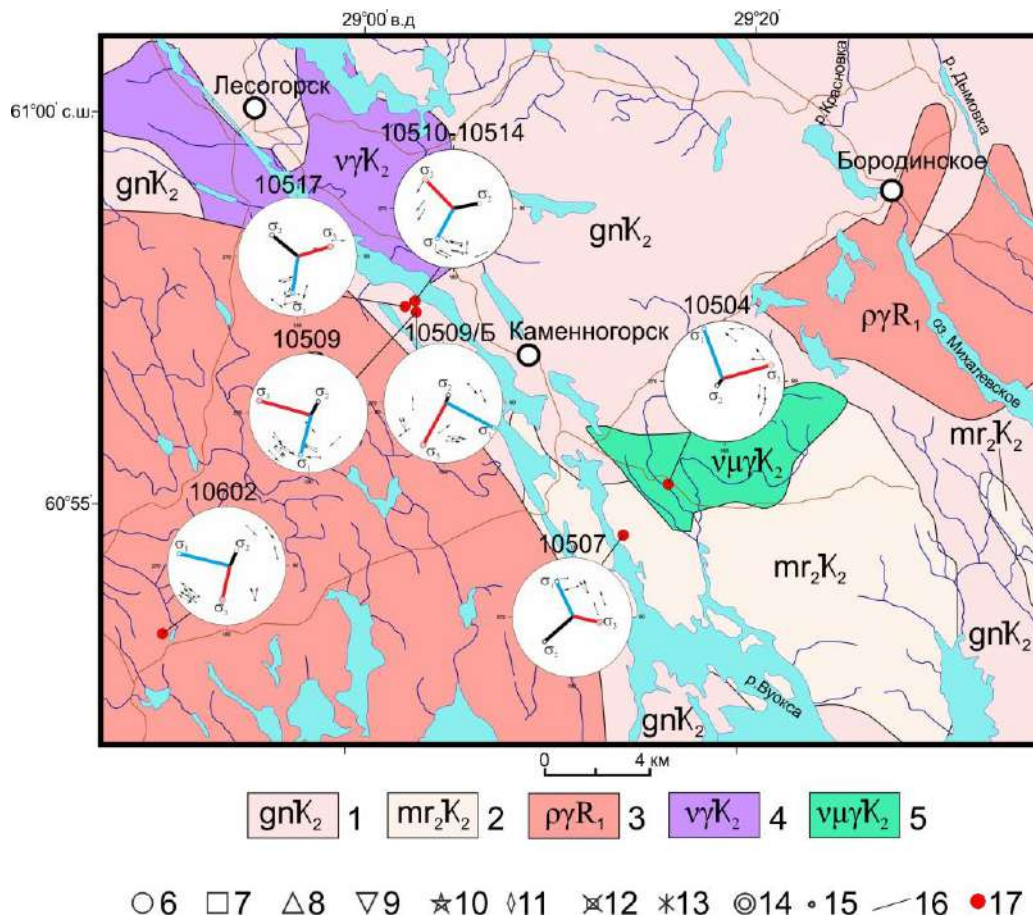
**Ключевые слова:** Тектонические напряжения, Вуоксинский разлом, пещеры Иностранцева структурные парагенезы, зеркала скольжения, разрывы, отрывы, трещины.

Район исследования находится на южной окраине Балтийского кристаллического щита (Карельский перешеек) и относится к нижнепротерозойской складчатой зоне Карельского геотектонического района. В геологическом строении района принимают участие архейские и нижнепротерозойские метаморфические комплексы, представленные биотитовыми, амфиболо-биотитовыми и слюдяными гнейсами, а также кристаллическими сланцами с интрузиями кислых и основных пород [Геология..., 1971; Государственная..., 1999]. По периферии склонов Балтийского щита выделяется зона долгоживущих разломов и связанное с ними резкое погружение кристаллического фундамента. Эта мобильная зона определяет границу Балтийского щита и его погруженных склонов [Хазов и др., 2004]. Для данного района отмечается наличие двух систем планетарных глубинных разломов: ортогональной и диагональной. Они предопределяют форму делимости ее на блоковые элементы. Наиболее четко проявлена диагональная система, которая в изученном районе представлена собственно Вуоксинской разломной зоной северо-западного простирания, разделяющей Выборгский и Приозерский блоки фундамента. Разломы северо-западного простирания в целом совпадают с простиранием осей складок протерозойской складчатой системы. Из ортогональной системы достаточно хорошо выражены зоны субмеридиональных разломов, а субширотные зоны выделяются лишь фрагментарно [Светов и Свириденко, 1991; Хазов и др., 2004].

Целью исследований являлось изучение кинематического типа разрывов, входящих в Вуоксинской зоны, реконструкция локальных стресс-состояний (ЛСС) в массивах горных пород, обрамляющих зону, по массовым замерам ориентировки векторов перемещений на зеркалах скольжения и мелких структурных форм – индикаторов тектонических напряжений. Такая цель обусловлена слабой изученностью района геолого-структурными исследованиями.

В процессе полевых работ в районе исследований были собраны измерения векторов перемещений на зеркалах скольжения, проанализированные каталастическим методом [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017], а также разрывные нарушения, отрывы, жилы и другие используемые структурно-парагенетическом методе [Расцветаев, 1987] геологические стресс-индикаторы, которые несут информацию о разных этапах деформирования.

По бороздам скольжения произведена реконструкция тектонических напряжений (ЛСС) с помощью метода катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого [2007]. Полученные ориентации осей главных нормальных напряжений характеризуются значительным разбросом. Условно преобладающей ориентацией осей сжатия можно назвать запад-северо-западную (3 определения) вплоть до субширотной, далее восток-северо-восточную (2 определения) ориентировки. У промежуточных осей ( $\sigma_2$ ) преобладают субвертикальные ориентировки (4 определения) (рис.1).

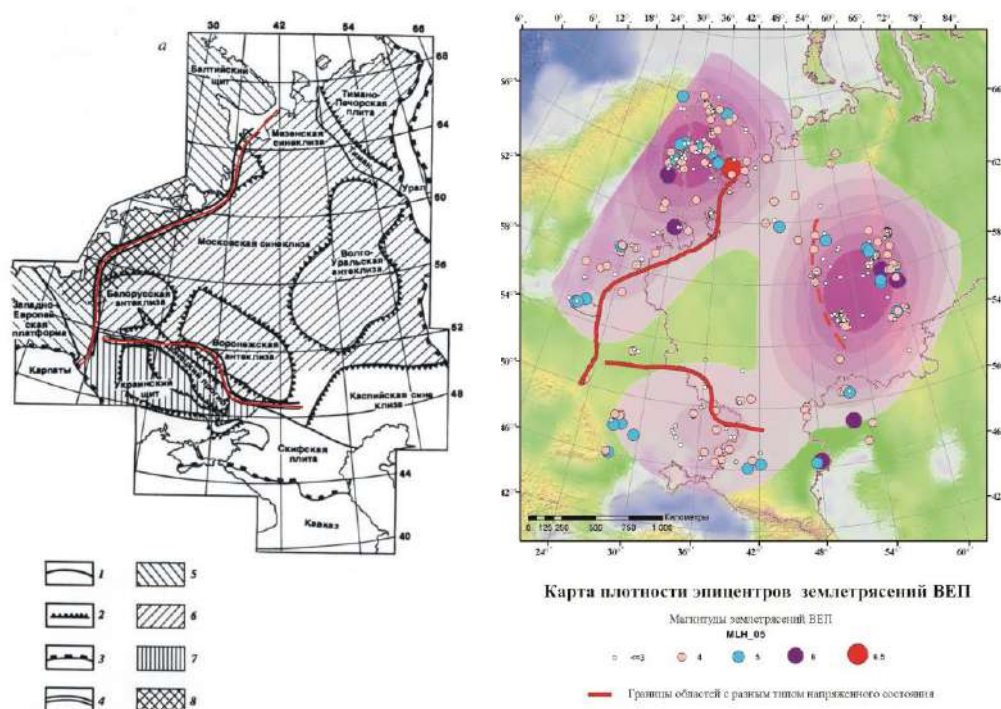


**Рисунок 1.** Ориентировка осей главных напряжений в районе Вуоксинской разломной зоны. 1 – метаморфические комплексы верхнего протерозоя; 2 – плутоно-метаморфические комплексы верхнего протерозоя (мигматит-граниты); 3 – интрузивные породы нижнего рифея (граниты-рапакиви); 4 – интрузивные породы верхнего протерозоя (габбро, габбродиориты, реже граниты); 5 – интрузивные породы верхнего протерозоя (габбро, монцогаббро, диориты, монцониты, сиениты, граниты); 6 – взбросы; 7 – сбросы; 8 – правые сдвиги; 9 – левые сдвиги; 10 – перемещения взбросовые или сбросовые (по падению/восстанию); 11 – сдвиги; 12 – отрывы; 13 – жилы; 14 – зоны дробления; 15 – трещины; 16 – геологические границы; 17 – точки наблюдения. На стереограммах: оси главных нормальных напряжений - синие ( $\sigma_1$ ) – растяжения, черные ( $\sigma_2$ ) – промежуточные, сжатия ( $\sigma_3$ ) – красные. Сетка Вульфа, верхняя полусфера.

Доминирование субгоризонтальных осей сжатия и растяжения говорит о том, что в целом поле напряжений Вуоксинской зоны близко к типу горизонтального сдвига, что характерно для общих полей напряжений на Карельском и Ковдорском полигонах Балтийского щита [Сим, 2000; Сим и др., 2011]. На этих полигонах общие поля напряжений были восстановлены по более чем 1000 замеров векторов перемещений, в то время как в Вуоксинской зоне ЛСС восстановлены всего по 150

измерениям. При этом общее поле напряжений на Ковдорском полигоне восстановлено по 17 определениям ЛСС, на Карельском полигоне – по более чем 20 ЛСС, а всего 7 определений ЛСС в зоне Вуоксинских разломов не дают возможности однозначного определения общего поля напряжений. Сдвиговые поля тектонических напряжений на этих полигонах восстановлены достаточно уверенно, ось сжатия общего поля на обоих полигонах ориентирована в ЗСЗ направлении, ось растяжения субмеридиональна.

При этом в зоне Вуоксинского разлома всего 7 определений ЛСС не дают возможности однозначного определения общего поля. Допускается, что это обусловлено вхождением обсуждаемого участка Балтийского щита в зону с двойными ориентациями осей сжатия, выделенную вдоль побережья Балтийского залива (рис. 2). В этой зоне разломы могут как правыми, так и левыми сдвигами, т.е. ориентировка оси сжатия может в этой области меняться от меридиональной до субширотной, что предположительно вызвано поочередной активизацией меридионального Ботнического и широтного Финского заливов [Сим, 2000].



**Рисунок 2.** Слева: Схема районирования ВЕП и структур обрамления по типу неотектонических напряжений; 1 – зоны глубинных разломов; 2-4 – границы: 2 – крупных структур фундамента ВЕП; 3-орогенных структур обрамления; 4 – областей с разным типом напряжений; 5-8 – области с разными типами напряжений: 5 – с субширотным и ЗСЗ сжатием, 6 – с субмеридиональным сжатием; 7 – с неустойчивой ориентировкой сжатия; 8 – с обстановкой растяжения и двойными ориентировками осей сжатия вдоль плоскости разломов [по: Сим, 2000]. Справа: Сопоставление границы между областями с разными типами напряженного состояния ВЕП и сейсмичностью.

Двойные неустойчивые ориентировки осей сжатия в этом районе подтверждаются и механизмами очагов землетрясений: по Осмуссаарскому событию восстановлена широтная ось сжатия, а в Калининградских – меридиональная. Кинематический тип Вуоксинских разломов с помощью метода поясного распределения трещиноватости установлен как правый сдвиг, что подтверждается изучением палеосейсмодислокаций в районе пещер Иностанцева, где по разлому СЗ простираения восстановлено современное правостороннее перемещение [Никонов и др.,



2014]. Вуоксинские разломы, входящие в зону неустойчивых напряжений на границе разных типов напряженного состояния на ВЕП, отделяют сейсмически активные и пассивные части ВЕП (рис. 2). Палеоземлетрясения в районе пещер Иностранцева идеально совпадают с выделенной границей.

Таким образом, тектонофизические исследования в Вуоксинской разломной зоне показали неустойчивость ориентировок осей сжатия и растяжения в локальных объемах; дали возможность определить, что в целом район можно отнести к геодинамическому типу горизонтального сдвига (оси сжатия и растяжения близки к субгоризонтальным); по кинематическому типу разломы этой зоны относятся к правым сдвигам.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 17-05-01193а.

### Литература

1. Геология СССР. Том 1. Геологическое описание. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. – М.: Недра, 1971. 504 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. Сер. Карельская. 1 : 200 000. Лист Р-35-XXIX, XXX. Утвержден НРС ВСЕГЕИ 09.06.1999. СПб., 1999.
3. Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Бискэ Г.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «пещеры Иностранцева», Ленинградская область). Доклады РАН. 2014. Т.457, № 5. С. 591-596
4. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч.2, С. 173-235.
5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
6. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. – Москва: Издательство ГЕОС, 2017 – 225 с.
7. Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.
8. Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 3. С. 219-243.
9. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.:Наука. 2000. С.326-350.
10. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 55–74.

## СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ПРИАМУРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

*Степанов В.А. (Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН,  
Петропавловск-Камчатский, e-mail: vitstepanov@yandex.ru)*

### Аннотация

Приведены сведения о типоморфных особенностях самородного золота рудных месторождений и россыпей Приамурской провинции. Установлено, что распределение количества россыпей с определенной пробой золота одномодальное с максимумом в интервале 850-925 ед. Среди микропримесей в россыпном и рудном золоте преобладает ртуть, содержание которых в некоторых узлах достигает первых процентов. Россыпное золото по составу и примесям отвечает золоту месторождений и рудопроявлений золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой формаций. Реже встречаемое в россыпях низкопробное золото (799-700‰) образовано за счет разрушения источников золотосеребряной, в меньшей степени золотосульфидной и золотополиметаллической формаций.

**Ключевые слова:** самородное золото, проба золота, россыпь, провинция, золоторудное месторождение.

Под Приамурской золоторудной провинцией понимается крупная геологическая структура, площадью около 400 тыс. кв. км, протянувшаяся в юго-восточном направлении на расстояние около 900 км вдоль хребтов Тукурингра и Джагды на левобережье среднего течения р. Амур. Эта структура образована в позднем мезозое в результате коллизионного сближения Станового геоблока окраины Сибирского кратона и Амурского композитного массива, а также сопряженных с коллизией процессов тектоно-магматической активизации и формирования золотого оруденения. За счет эрозии оруденения в современное время в долинах рек появились россыпи. В Приамурской провинции в настоящее время известно порядка 1500 россыпей и 35 рудных месторождений золота [5]. За 150 лет из них, начиная с 1868г. добыто более 1,3 тыс. т золота при примерно пятикратном преобладании россыпного над рудным (рис. 1). В 2011-2013 годы Амурская область, в пределах которой располагается Приамурская золотоносная провинция, занимала второе место в России по добыче золота. Это произошло за счет резкого увеличения добычи рудного золота, при снижении поступления золота из россыпей. Но фонд разрабатываемых в настоящее время рудных месторождений ограничен 3-5 объектами, некоторые из которых в значительной мере отработаны. Это потребует расширения базы золоторудных месторождений. Проведенный нами анализ состава самородного золота россыпей и рудных месторождений поможет проведению качественного прогноза новых золоторудных месторождений. Проба золота определена для рудных месторождений атомно-абсорбционным, а для россыпей пробирным анализами. Состав элементов-примесей определялся количественным спектральным анализом по методике И.П. Ланцева [2].

### РУДНОЕ ЗОЛОТО

Золоторудные месторождения Приамурской провинции принадлежат следующим формациям: золотокварцевой, золото-шеелит-кварцевой, золотосульфидно-кварцевой, золотосульфидной, золотосеребряной, золотополиметаллической и золото-медно-молибден-порфиновой. Наиболее распространены месторождения золотокварцевой (20 месторождений) и золотосульфидно-кварцевой (7 месторождений) формаций. Реже встречаются месторождения золотосеребряной (3 месторождения) и золотосульфидной

(2 месторождения) формаций. Месторождения золотополиметаллической, золото-медно-молибден-порфировой и золото-шеелит-кварцевой формации единичны.

Месторождения золотокварцевой формации преимущественно мелкие, три из них средние по запасам золота (Токур, Албын и Кварцитовое). Крупным может быть месторождение Токур при подтверждении ресурсов зоны золотоносных сульфидно-кварцевых метасоматитов с низким средним содержанием золота. Месторождения и рудопроявления этой формации являются основными источниками формирования россыпей золота провинции. Близко к золотокварцевым и небольшое месторождение Унгличикан золото-шеелит-кварцевой формации.



Рисунок 1. Динамика добычи золота в Приамурье с 1867 по 2017гг

Месторождений золотосульфидно-кварцевой формации меньше, чем золотокварцевой. Среди них находятся не только мелкие и средние по запасам золота, но и крупное месторождение Пионер, запасы которого значительно больше прочих месторождений провинции. После доразведки к крупным может присоединиться Бамское месторождение. Месторождения золотосеребряной формации представлены средним по запасам Покровским месторождением и двумя мелкими (Буринда и Желтунак). Покровское месторождение в значительной степени отработано. Особое место занимает крупное по запасам золота золото-медно-порфиоровое месторождение Икан. Содержание золота в рудах низкое. Освоение его может быть рентабельным при комплексном извлечении меди, молибдена и золота.

В целом состав рудного золота месторождений Приамурской провинции меняется от высокопробного до электрума. Наиболее часто встречаемыми примесями являются ртуть и медь. Месторождения выделенных формаций отличаются как по пробе золота, так и по составу элементов-примесей. В широко развитых в провинции

месторождениях золотокварцевой формации средняя проба золота меняется от 726‰ (месторождение Токур) до 965‰ (Золотая Гора). По пробе золота выделены три группы месторождений: с высокопробным золотом (проба более 900‰), с золотом средней пробы (800-900‰) и с золотом низкой пробы (700-800‰). Из примесей рудного золота после серебра наиболее значимой является ртуть. Содержание ее меняется от 3-800г/т в высокопробном, до 0.1-3% в золоте средней и низкой пробы.

Золото месторождения Унгличкан золото-шеелит-кварцевой формации низкопробное (770‰). Из примесей наиболее характерна ртуть (0.1%). В месторождениях золотосульфидно-кварцевой формации состав золота меняется от электрума (месторождение Верхнемынское) до средней, редко высокой пробы (месторождение Кировское), но в целом по месторождениям проба золота ниже, чем в месторождениях золото-кварцевой формации. Среди примесей наиболее часто отмечаются повышенные содержания меди, ртути и теллура.

Месторождения золотосульфидной формации отличаются мелким и тонким золотом, часто в сростании с сульфидами. Оно средней пробы с примесью железа, меди и ртути [4]. Электрум и низкопробное золото характерны для месторождений золотосеребряной формации. Среди примесей в нем отмечаются железо, сурьма, ртуть и марганец. В золотополиметаллическом Березитовом месторождении проба золота колеблется в широких пределах – от электрума до высокопробного золота. Среди примесей преобладают железо, олово, сурьма и ртуть [1]. Золото месторождения Икан золото-медно-молибден-порфировой формации отличается низкой и средней пробой.

### РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО

Самородное золото представляет собой твердый раствор золото-серебро, состав которого определяется главным образом отношением содержания в минерале золота к сумме золота и серебра (проба золота). При разведке для каждой россыпи определялась проба золота для определения количества запасов химически чистого золота. Нами использована усредненная проба золота для каждой россыпи. В целом по Приамурской провинции она меняется от 600 до 1000‰ (рис. 2). Распределение количества россыпей с определенной пробой золота одномодальное с максимумом в интервале 850-925 единиц (53,5% россыпей). Доля россыпей с высокой (925-1000‰) пробой составляет 15%, с пробой менее 850ед. – 31,5%.

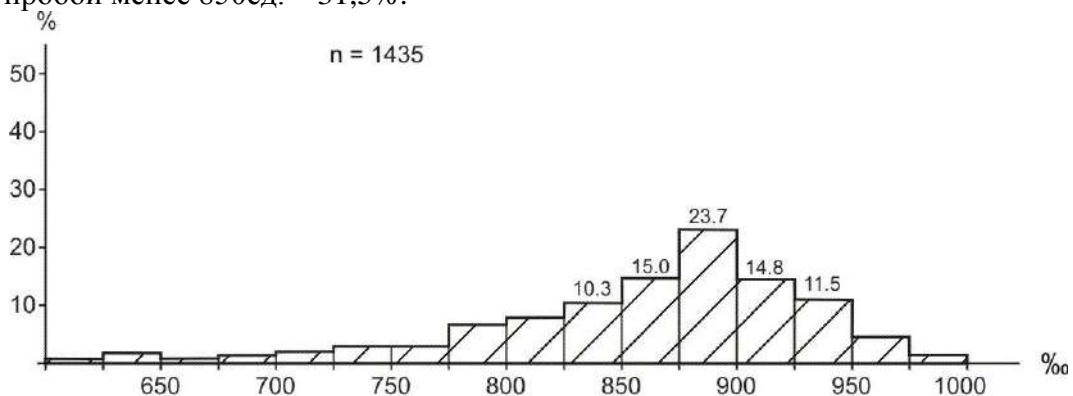


Рисунок 2. Гистограмма пробы россыпного золота Приамурской провинции

Основной примесью самородного золота россыпей Приамурья служит серебро, количество которого определяет пробу золота. В значительно меньших количествах содержатся примеси других элементов. По данным Г.И. Неронского, типоморфными примесями для россыпного золота Приамурья являются железо, медь и ртуть, другие элементы-примеси фиксируются непостоянно [3]. Из типоморфных примесей наиболее существенна ртуть, среднее содержание которой в золоте не опускается ниже десятков и первых сотен г/т. Максимальная примесь ртути в золоте отмечается в Унья-Бомском рудно-россыпном узле. Она достигает, по данным химического анализа, 2,75%.

Исследование среза золотин на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A показало наличие высокопробной оболочки. В центральной части зерен содержание ртути достигает 3,8%, а в высокопробной оболочке снижается до 0,1-04%. Средние содержания железа в россыпном золоте Приамурья составляют десятки, реже сотни г/т, максимальные – не превышают 0,5%, меди – десятки и сотни г/т. Из других примесей отметим часто встречаемые, хотя в небольших количествах (первые и десятки г/т), примеси в золоте никеля, кобальта, палладия и платины.

Россыпное золото в значительной мере отвечает составу золота месторождений и рудопроявлений золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой формаций. Реже встречаемое низкопробное золото (799-700‰) и электрум образованы за счет разрушения источников золотосеребряной, в меньшей степени золотосульфидной формаций, оруденение золото-медно-молибден-порфировой формации не является россыпеобразующим.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Приамурской провинции начиная с 1868г добыто около 1300т преимущественно россыпного золота. Россыпное золото отличается широким диапазоном состава от электрума до высокопробного золота. Распределение количества россыпей с определенной пробой одномодальное с максимумом в интервале 850-925 ед. Среди микропримесей преобладает ртуть, содержание которой в некоторых узлах достигает первых процентов. Из рудных месторождений добыто около 260т золота. Состав рудного золота меняется от высокопробного до электрума, среди примесей преобладают ртуть и медь. Доля золота, добытого из рудных месторождений невелика, что свидетельствует о значительных перспективах провинции на выявление новых золоторудных месторождений и увеличении за их счет стабильности сырьевой базы золота. По составу россыпного золота ряда рудно-россыпных узлов можно не только судить о типах эродируемого золотого оруденения, но и выделять узлы, перспективные на выявление новых золоторудных месторождений.

### Литература

1. Вах А.С., Степанов В.А., Авченко О.В. Березитовое золотополиметаллическое месторождение: геология и состав руд // Руды и металлы. 2008. № 6. С.44-55.
2. Ланцев И.П., Денисова Л.К. Спектрографическое определение меди, серебра, цинка, свинца, мышьяка, сурьмы, висмута, теллура, олова, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля и платины в самородном золоте. М.: ВИМС. 1976. – 42с.
3. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. – Благовещенск: АмурНЦ. 1998. – 320с.
4. Пересторонин А.Е., Степанов В.А. Перспективные типы золотосульфидных месторождений в Приамурье // Руды и металлы. 2007. № 2. С. 19-29.
5. Степанов В.А., Мельников А.В. О продуктивности рудно-россыпных узлов Приамурской провинции // «Разведка и охрана недр». 2017г. №1. С. 8-14.

## УЛЬТРАКАЛИВЫЕ РИОЛИТЫ МАНЬХАМБОВСКОГО БЛОКА

Трутнев А.К. \* (ФГБОУ ВО УГГУ, Екатеринбург, [tema.trutnev@yandex.ru](mailto:tema.trutnev@yandex.ru))  
Душин В.А. (ФГБОУ ВО УГГУ, Екатеринбург, [Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru](mailto:Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru))

### Аннотация

В пределах Маньхамбовского блока (Приполярный Урал) выделены небольшие тела ультракалиевых риолитов, комплексное изучение которых позволило впервые установить их минералогическо-петрографические особенности, в частности присутствие таких минералов как бенстонит, рибекит, редкоземельный ильменорутил и др. Наличие редкоземельной специализации данных пород позволяет говорить о перспективности рассматриваемой структуры на данный тип оруденения.

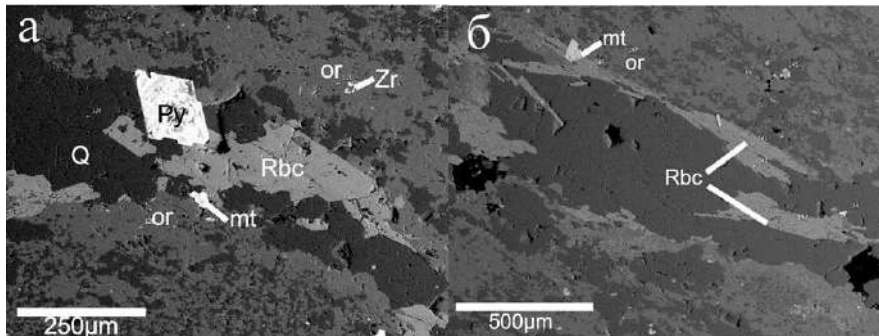
**Ключевые слова:** ультракалиевые риолиты, Маньхамбовский блок, электронная микроскопия, ортоклаз, рибекит, бенстонит.

В пределах южной части Ляпинского мегантиклинория Приполярного Урала в пределах Маньхамбовского блока среди пород саблегорской ( $RF_3-V_{1sb}$ ) и лаптопайской ( $V_2-C_{lp}$ ) свит установлены небольшие по размерам (10-20×100 – 120 м) тела макроскопически «очень свежих» ультракалиевых риолитов ( $SiO_2$  - 70,5-77 %,  $K_2O$  – 5,7 – 11,12%,  $Na_2O$  – 0,35–2,03%). Они приурочены тектоническим зонам северо – западного и субмеридионального простирания [1,2].

Наиболее часто встречаются риолиты массивной и флюидалной текстуры. Общая структура пород – порфировая, редкопорфировая, иногда афировая. Содержание вкрапленников колеблется от 10 – 20 до 30 – 40 % объема пород. Изучение риолитов на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV (JEOL) показало наличие в породах КПШ и щелочных амфиболов, а также рудных и акцессорных минералов.

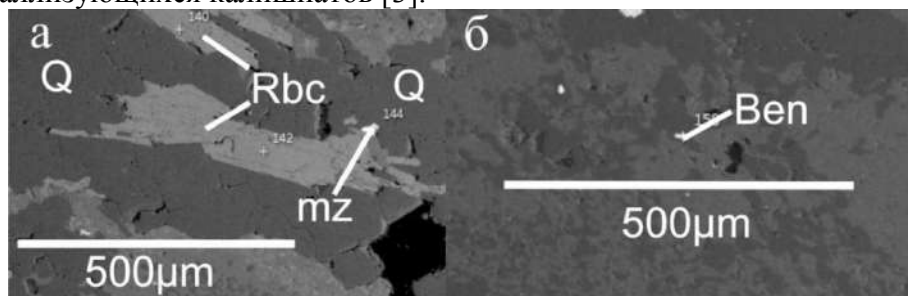
В процессе исследований нами установлен химический состав калиевого полевого шпата:  $K_2O$  - 16,9%,  $Al_2O_3$  – 18,4%,  $SiO_2$  – 68,44% и до 0,8 процента  $Na_2O$ , который соответствует ортоклазу. Размер зерен изменяется от сотых до первых десятков мм. Ортоклазы представлены в виде отдельных вкрапленников, а также наблюдаются в виде включений в крупных зернах рибекита. В порфировых вкрапленниках ортоклаза замечены включения циркона (Рисунок 1 а). Также следует отметить, что ортоклаз входит в состав основной массы породы, где выявлено небольшое количество Ва от 0,33 до 0,69%. Эта примесь характерна для щелочных полевых шпатов, так как К и Ва обладают примерно одинаковым ионным радиусом.

Изучив более детально чешуйки амфибола, мы получили следующую химическую характеристику:  $Na_2O$  – 7,1%,  $Fe_2O_3$  – 35,45%,  $SiO_2$  – 54,9 %,  $MgO$  – 2,3% и до 0,3% –  $K_2O$ , что соответствует рибекиту. Рибекит в отличие от других амфиболов имеет повышенное содержание Na и Fe и низкое Mg и K. Также в составе рибекита выявлен скандий, содержание которого варьирует от 0,49 до 0,74%. Минерал размером от 0,01×0,03 до 0,02×0,04 мм, встречается в виде включений и по периферии кварцевых прожилков. В его крупных чешуйках наблюдаются включения ортоклаза и рудных минералов (Рисунок 1 б). Присутствие рибекитов в ультракалиевых породах указывает на то, что формирование пород происходило в процессе сжатия, то есть на завершающей стадии внутриплитного вулканизма. Кроме того, среди акцессорных минералов выделены пирит, магнетит, ильменит, ильменорутил, циркон, монацит, бенстонит. Магнетит ( $Fe_3O_4$ ) имеет неправильные, изометричные формы размером от 0,01×0,015 мм до 0,04×0,06 мм.



**Рисунок 1. а - . Ортоклаз с включением циркона. б - . Включения магнетита в чешуйке рибекита. Обозначение минералов: or – ортоклаз, Rbc – рибекит, Q – кварц, Zr – циркон, mt – магнетит, Py – пирит**

Минералы присутствуют в виде включений в кварцевых прожилках, чешуйках рибекита (см. рисунок 1 б) и зернах ортоклаза. Ильменит ( $\text{FeO} \times \text{TiO}_2$ ) неправильной, изометричной формой с размерами от  $0,01 \times 0,02$  мм до  $0,05 \times 0,07$  мм, а ильменорутит игольчатой формы со средними размерами  $0,015 \times 0,02$  мм. В последнем было определено повышенное содержание Nb (0,47 %) и Y (1,11 %), что по – видимому свидетельствует о специализации высококалийевых риолитов на тантал-ниобиевое и редкоземельное оруденение иттриевой подгруппы. Циркон ( $\text{ZrSiO}_4$ ) имеет разрушенную, расплавленную форму. В нем присутствует гафний в количестве 1,13 – 1,18 % (см. рисунок 1 а). В шлифе встречено зерно монацита ((Ce, La, Nd, Th)  $[\text{PO}_4]$ ) достаточно мелкого размера, неправильной формы (Рисунок 2 а). В минерале установлены следующие химические элементы: La – 14,39 %, Ce – 26,06 %, Pr – 3 %, Nd – 14,07 %, Sm – 1,45 %, Th – 2,24 %, что также свидетельствует о связи ультракалийевых риолитов с редкоземельным оруденением. Отношение La:Ce равное 1:2 говорит о магматической природе ультракалийевых риолитов. В породе впервые обнаружено зерно бенстонита  $(\text{Ba}, \text{Sr})_6(\text{Ca}, \text{Mn})_6\text{Mg}(\text{CO}_3)_{13}$  (рисунок 2 б). Оно небольшого размера и в нем установлены такие химические элементы как: Ba – 44,7 %, Ca – 14,08, Sr – 4,01% и Cr – 1,4 %. Как известно, карбонат бария накапливается в постмагматические этапы и способен концентрироваться в результате мобилизации растворяющихся или перекристаллизующихся калишпатов [3].



**Рисунок 2. а - Монацит в кварцевом прожилке. б - Бенстонит в зерне кварца. Обозначение минералов: Rbc – рибекит, Q – кварц, mz – монацит, Ben – бенстонит.**

#### Литература

1. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала // «Недра». Москва, 1997. 211 с
2. Душин В.А., Козьмин В.С., Сердюкова О.П., Бурмако П.Л. и др. Рудоносность Маньхамбовского блока (Приполярный Урал) // Геология и полезные ископаемые Урала и Сибири. Екатеринбург. УГГУ. 2017. С 38 -77.
3. Фромберг Э.Д. Ультракалийевые риолиты – геология, геохимия, петрология // Диссертация доктора геолога – минералогических наук. Москва. 1993. 280 с

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОЯВЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ КМА

*Хамидова А.Б. (МГРИ, kham.iset@gmail.com)  
Оникиенко Л.Д. (МГРИ)*

### **Аннотация**

В данной работе рассматривается актуальная на сегодняшний день тема о проявлениях золотоносной минерализации в железистых кварцитах на территории Курской магнитной аномалии (КМА). Будут приведены примеры аналогичных месторождений по всему миру, но более детальное описание месторождений будет дано только по месторождениям КМА. Также будут рассматриваться предпосылки и признаки минерализации благородных металлов в железисто-кремнистых породах КМА.

**Ключевые слова.** Геологические предпосылки, благородные металлы, железистые кварциты, КМА, золотое оруденение.

Наиболее крупные месторождения золота, связанные с железокремнистыми формациями, находятся в Австралии (Хилл-50, Уэстрелия, Копперхед), Канаде (Сентрал-Патрисия, Пикл-Кроу), Бразилия (Морро-Вельо, Рапозос) и Танзании (Гейта).

В железистых кварцитах, локализованных в зеленокаменных поясах Австралии установлена специфическая разновидность золотого оруденения, приуроченная к отдельным горизонтам слоистой толщи. Примером служит рудное поле Норсмен, где сульфидная и золотая минерализация обнаруживает строгую приуроченность к стратиграфически выдержанным прослоям железокремнистых пород.

Кроме эксгальционно-осадочного стратиформного типа золотого оруденения, в зеленокаменных поясах докембрия с железистыми кварцитами связан и жильно-прожилковый тип руд, приуроченный к зонам дробления, смятия, гидротермально-метасоматического изменения пород. К числу таких месторождений можно отнести Рапозос и Моро-Вельо (Бразилия). Месторождения эксгальционно-осадочного и жильно-прожилкового типа, приуроченные к железистым кварцитам (золото-джеспелитовая формация) достигают запасов в десятки тонн. Содержания золота составляют 5-20 г/т, достигая на некоторых рудниках 150-200 г/т.

С архейскими железокремнистыми формациями, приуроченными к зеленокаменному поясу Гванда, связан стратиформный эксгальционно-осадочный тип золотого оруденения, примером которого служит месторождение Вубачикве (Зимбабве). Содержание золота в нем колеблется от 0,8 г/т до 124 г/т, содержание серебра составляет в среднем 7,6 г/т.

Таким образом мы видим, что пространственная и генетическая связь золоторудного проявления и месторождений с железокремнистыми формациями докембрия установлена в различных рудных районах мира.

В России похожие месторождения и рудопроявления мы рассмотрим на территории КМА.

Курская магнитная аномалия располагается на Воронежском кристаллическом массиве. В своей северной части этот массив представлен огромным Михайловско - Белгородским поднятием, на котором находится несколько железорудных месторождений, в железистых кварцитах которых были обнаружены некоторые содержания благородных металлов.



Например, в пределах Михайловского месторождения были проведены многочисленные работы Михайловским горно-обогатительным комбинатом по изучению присутствия в Михайловском районе участков с повышенной золотоносностью [1]. Проблема золотоносности железистых кварцитов КМА в целом и Михайловского железорудного узла в частности актуальна еще и потому, что в данном случае рассматриваются не позднерархейские зеленокаменные пояса, а ранне-протерозойские наложенные структуры с менее определенными перспективами выявления золотого оруденения. На Михайловском месторождении выделенные потенциально золотоносные зоны картируются только методами микроскопической петрографии. Критерии диагностики и выделения потенциально золотоносных гидротермально-метасоматических зон могут использоваться для разбраковки геохимических аномалий, установленных в ходе работ [1].

Для изучения петрографических характеристик золотосодержащих метасоматитов были отобраны пробы с содержаниями золота > 0,1 г/т. Почти все они представлены железистыми кварцитами с широко развитыми в них гидротермально-метасоматическими ассоциациями (кварц-гематитовой с баритом и пиритом, апатит-калишпат-пирит-карбонат-кварцевой). Установленные петрогеохимические особенности золотосодержащих метасоматитов подтверждают достоверность представлений о генетической и пространственной связи локальных гидротермально-метасоматических образований с участками.

Совмещение зон развития поздней субщелочной и кварц-гематитовой с баритом и пиритом ассоциаций, отнесенных к потенциально золотоносным, с более ранними эпигенетическими ассоциациями привело в многократному перераспределению и концентрированию золота, что способствовало формированию практически значимых скоплений золота.

Южнее залежи железистых кварцитов располагаются зоны с наложенным кремнистым оруденением, в пределах которых присутствуют включения пирита и халькопирита, а так же реликты магнетита в кварце. В отдельных участках так же присутствуют прожилки золота. Исходя из вышеперечисленного можно сделать вывод, что золото на Михайловском месторождении представлено несколькими генерациями.

Также, исследованиями последних лет, выполненными ГГП "Белгородгеология" на Панковском, Коробковском, Стойленском и Лебединском железорудных месторождениях, расположенных на южном замыкании Тим-Ястребовской грабен-синклинали, установлена важная роль поперечных складчато-разрывных нарушений для локализации золота в железистых кварцитах курской серии [2].

На Панковском месторождении скважинами вскрыт секущий железистые кварциты разлом северо-восточного простирания, прослеживающийся на расстоянии 2,5 км. Вкрест простирания тектонической зоны отмечается дробление силикатно-магнетитовых кварцитов, плейчатость, прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация с золотом, на мощность 100-250 м, далее на 150-200 м прослеживаются неравномерно дробленные, трещиноватые железистые кварциты, окисленные на значительную глубину (ниже горизонта -400м). Сульфидная минерализация с золотом является наложенной. Золото определено в монофракциях пирита (0,2-1,55 г/т). Золото в магнетите и в силикатной массе установлено Криворожским горно-рудным институтом в процессе изучения магнетита железорудных формаций докембрия КМА (1990г.). Размеры золотинок 0,003-0,006 мм. Отмечается увеличение суммарной мощности золоторудных линз (от 11 до 50 м) и содержания золота по восстанию рудной зоны от 0,3 до 0,4-0,6 г/т. В единичных пробах его содержание составляет 2-10 г/т. Золото установлено как в железистых кварцитах с пиритовой минерализацией, так

и в окисленных разностях, характеризующихся кавернозностью, более высокой пористостью, обусловленных выщелачиванием сульфидов.

Коробковское месторождение расположено к юго-востоку от Панковского, имеет сходное с ним геологическое строение. Продуктивная коробковская свита приурочена здесь к одноименной синклинальной структуре, осложненной крутопадающей антиклинальной складкой и тектонической зоной северо-западного простирания, секущей железистые кварциты. Указанная зона проявлена рассланцеванием, дроблением, пиритизацией, карбонатизацией в железистых кварцитах коробковской свиты, повышенной трещиноватостью кварцитопесчаников стойленской свиты. Среднее содержание золота 0,2-0,4 г/т. Отмечаются линзы мощностью до 10-15 м с его содержанием до 1,2 г/т и маломощные (0,5-1 м) зоны с содержанием 1-4 г/т.

На Лебединском железорудном месторождении проявления дисперсного золота ранее отмечались во вмещающих породах, вскрытых дренажными подземными выработками в районе Западно-Лебединского разлома. На Стойло-Лебединском участке золотое оруденение локализуется в железистых кварцитах нижней железорудной подсвиты коробковской свиты, слагающих свод антиклинали высокого порядка, ограниченной на крыльях тектоническими нарушениями. Оруденение выявлено в зонах брекчирования и трещиноватости интенсивно пиритизированных железистых кварцитов, а так же в экзоконтактах даек диоритовых порфиритов[2].

Приведенные данные по участкам свидетельствуют о потенциальной золотоносности продуктов обогащения железистых кварцитов, а также перспективе извлечения из них золота на действующих ГОКах Лебединском, Стойленском, а также на комбинате "КАМруда" при отработке золоторудных участков. Но так как выполнено недостаточное количество геологических работ на данных участках, не решен главный вопрос металлогении – связь золотого оруденения с данным массивом. А также не может быть дана оценка перспектив выявления золотого оруденения промышленных масштабов.

### Литература

1. Попкова Н.В., Плющев Е.В., Кашин С.В., Золотоносность гидротермально-метасоматических образований Михайловского рудного узла (КМА) // Региональная геология и металлогения, 2003, №18, с.95-98.
2. Двойнин В.В., Дунай Е.И., Воевода И.И., Золотоносность железистых кварцитов Курской серии КМА, 1993, №9, с.12-14.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КУЙТУНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)

*Яровая Е.В.\* (ИГЕМ РАН, e.v.yarovaya@yandex.ru), Устинов С.А. (ИГЕМ РАН, МГРИ-РГГРУ, stevesa@mail.ru), Петров В.А. (ИГЕМ РАН, vlad243@igem.ru), Полуктов В.В. (ИГЕМ РАН, vapol@igem.ru)*

### Аннотация

Подробно охарактеризованы особенности геологического строения и локализация полезных ископаемых в пределах Куйтунской вулcano-тектонической структуры (ВТС), расположенной в юго-восточном Забайкалье. С учетом данных предшествующих исследований и на основе осуществлённого авторами детального линеamentного анализа сделаны выводы о структурном контроле оруденения и металлогенической специализации ВТС, определены перспективные на поиск полезных ископаемых участки.

**Ключевые слова:** Куйтунская вулcano-тектоническая структура, кальдера, линеamentный анализ, структурный контроль, металлогеническая специализация, прогноз полезных ископаемых.

Куйтунская ВТС расположена в юго-восточном Забайкалье в пределах Аргунского локально-купольного поднятия, ограниченного с юга Южно-Аргунской, а с севера – Восточно-Урулунгуевской впадинами [1]. Поднятие сложено в основном архей-протерозойскими и палеозойскими гранитоидами.

Помимо Куйтунской ВТС в юго-западной части поднятия локализована Стрельцовская ВТС (кальдера), вмещающая известное Стрельцовское рудное поле, включающее 19, в том числе крупных и уникальных по запасам, молибден-урановых месторождений [1].

Куйтунская ВТС, как и Стрельцовская кальдера, сформировалась в период позднемезозойской тектоно-магматической активизации региона. Её положение контролируется узлом пересечения глубинных тектонических ослабленных зон: северо-западной (Кличкинско-Шахтаминской) и субширотной (Аргунской). По некоторым данным, она представляет собой кальдеру, ограниченную разломами, амплитуда опускания по которым составляет не менее 100-300 м. В отличие от Стрельцовской кальдеры, характеризующейся развитием покровных фаций вулканитов, Куйтунскую ВТС можно отнести к многофазному сильноэродированному вулcano-купольному сооружению с широким развитием интрузивно-субвулканических и, в меньшей степени, субщелочных пород андезит-трахидацитового и сиенитового состава [2].

Куйтунская ВТС развивалась на гетерогенном фундаменте, представленном преимущественно раннепалеозойскими крупнозернистыми гнейсовидными гранитами с ксенолитами метаморфических пород различного состава, относящихся к надаровской свите среднего рифея (R<sub>2</sub>nd), а также лейкократовыми биотитовыми гранитами варисского комплекса.

Формирование Куйтунской ВТС началось с излияния эффузивов среднего субщелочного состава, образовавших мощный покров флюидалных, полосчато-флюидалных дацитов, трахидацитов, в стекловатой массе которых присутствуют обломки андезитов, базальтов, вскрытых скважинами, но не установленных на поверхности в обнажениях. Последующие вулканические процессы привели к образованию сложного покрова плагиоклазовых андезитов и андезито-базальтов. Вулканические процессы завершились внедрением в центре кальдеры штока сиенит-

диоритов (I фаза) и гранит-порфиров (II фаза), а также огромного количества субвулканических экструзивных тел, даек, часть из которых является апофизами, прорывающими покровные дациты и плагиоандезиты.

Общей особенностью всех горных пород Куйтунской ВТС является повышенное содержание калия и несоответствие их химического состава типичным представителям соответствующих классов магматических пород. По составу вкрапленников породы относятся к группе диоритов, габбро-диоритов, андезито-базальтов, а по основной массе – приближаются к сиенитам или кварцевым сиенитам. В связи с этим диагностика пород вызывает значительные трудности. Повышенная щелочность подтверждена проведёнными ранее анализами [2].

С учетом перспектив обнаружения новых месторождений, для составления геологического обоснования и постановки задач оценочных и поисково-разведочных работ на территории Аргунского поднятия ранее авторами проводились исследования по выявлению особенностей тектонического строения рассматриваемого района, проведению геодинамических реконструкций, оценке напряженно-деформированного состояния массивов пород и установлению кинематики перемещений в зонах основных разломов. Исследования осуществлялись на основе линеamentного анализа, реализованного с помощью разработанного авторского программного модуля, интегрированного с ГИС [3], и с применением структурно-геоморфологического метода Л.А. Сим [4]. Полученные данные позволили подтвердить наличие уже известных разломов, а также наметить неизвестные ранее разломные зоны, детализировать строение территории за счёт выявления более мелких структур, определения их взаимоотношений с крупными разломными зонами с возможностью установления кинематики разрывов. В итоге была создана схема новейшей разломной тектоники Аргунского поднятия, включающая информацию о структурах I, II и более мелких рангов с указанием их кинематики и ориентировки осей напряжений [5]. Также удалось выявить основные структурные узлы, положение которых может быть использовано в дальнейшем для поисков и прогноза рудных скоплений.

Научными коллективами ВСЕГЕИ, ИГЕМ РАН и ВИМС проводились исследовательские работы, по результатам которых некоторые исследователи (Г.А. Шатков и др.) оценили перспективы ураноносности Куйтунской ВТС, как невысокие, а другие (В.Б. Шагарова и др.) указывали на необходимость проведения поисковых работ на локальных площадях с целью выявления конкретных типов возможных рудовмещающих структур.

В перспективном плане развития поисковых работ в Приаргунье, составленном в 1975 году (Л.П. Ищукова, Ю.А. Игошин), на основе анализа перспектив ураноносности Куйтунской ВТС предусматривалось продолжение работ в ее Центральной, Западной и Восточной частях. В результате анализа и обобщения итогов прогнозно-геологических работ в центральной части, расположенной в пределах Аргунской зоны разломов, по наличию урановой, полиметаллической и молибденовой минерализации, выделен перспективный участок на выявление промышленного уранового оруденения. Здесь в породах фундамента установлены проявления кремне-калиевого метасоматоза и грейзенизации, а также более поздние низкотемпературные калишпатит-альбититовые метасоматические преобразования, проявившиеся в мезозое. Однако в результате бурения на обозначенном участке не было установлено промышленных содержаний урана, позволяющих говорить об открытии месторождения. Таким образом, проведенными работами отрицательно оценены перспективы выявления промышленных урановорудных залежей в Аргунской зоне разломов.

Параллельно в пределах Куйтунской ВТС, преимущественно в её западной части, проводилось площадное литохимическое опробование, по результатам которого

было выделено четырнадцать площадных комплексных (Ag, Pb, Mo, Zn) аномалий. Они приурочены как к интрузивно-субвулканическим телам, так и к вулканогенным покровным породам, преимущественно в экзоконтактах этих тел. Суммарные прогнозные ресурсы в пределах выявленных аномалий составляют: Pb – 63300 т, Zn – 55800 т, Mo – 9030 т, Ag – 150 т. Аномалии обусловлены рассеянной сульфидной минерализацией в связи с интрузивно-вулканическими телами, а также приурочены к линейным зонам сульфидной минерализации северо-западного и субмеридионального простирания в вулканогенных породах, прорванных штоком диорит-порфириров. Эти данные могут указывать на скрытое оруденение штокверкового типа и оруденение жильной морфологии (узкие аномальные ореолы).

Результаты литохимического опробования также позволили выделить слабоконтрастные, но обширные ореолы олова. Вероятно, олово является элементом-спутником среднетемпературного гидротермального процесса, сопровождающего молибден-полиметаллическое оруденение. Кроме того, полученные данные указывают на слабую проявленность на исследованной площади золоторудного процесса, хотя не исключают наличия в пределах Куйтунской ВТС небольших по размерам структурных узлов, вмещающих промышленные концентрации золота в березитах.

Преобладающее количество рудопроявлений молибденовой и полиметаллической минерализации расположены в пределах субширотной Аргунской зоны разломов, сопровождаемой активным трещинообразованием, которое, вероятно, является главным рудоконтролирующим фактором. Наиболее существенные концентрации рудных элементов установлены в узлах пересечения субширотных, северо-западных и меридиональных нарушений.

На западном фланге Куйтунской ВТС было установлено достаточно крупное рудопроявление молибдена с полиметаллами. Оно приурочено к системе субмеридиональных тектонических нарушений, вмещающих дайки андезитов и диорит-порфириров, в эндо- и экзоконтактах которых развиты средне- и низкотемпературные гидротермально-метасоматические изменения: грейзенизация, березитизация, аргиллизация, окварцевание и карбонатизация. Наиболее интенсивные изменения наблюдаются в узлах пересечения меридиональных нарушений с субширотными и северо-западными. С поверхности тектонические нарушения, вмещающие сульфидную минерализацию, фиксируются слабо контрастными ореолами молибдена, цинка, свинца и серебра. В единичных штучных пробах установлены аномальные содержания молибдена (до 0,05 %), свинца (до 2%), цинка (до 3 %), меди (до 1 %), серебра (до 20 г/т), золота (до 0,2 г/т).

По предварительным данным морфология молибден-полиметаллических тел жилообразная. Протяженность жил может достигать 1-1,5 км. Рудные тела не вскрыты эрозией. В рассматриваемом структурном узле пересечения меридиональных, субширотных и северо-западных разломов сопровождаются широким зонально-площадным развитием гидротермально-метасоматических изменений (окварцевание, березитизация, аргиллизация и сульфидизация). Это позволяет предполагать наличие не только жилообразных рудных залежей, но и штокверков, имеющих малые параметры в поперечном сечении, но значительную протяженность по падению.

Проведённые авторами исследованиями, а также обобщение результатов осуществлённых ранее работ позволяют сделать следующие выводы и наметить перспективные направления поисков полезных ископаемых в пределах Куйтунской ВТС:

1) В результате бурения на выявленных ранее перспективных участках рудопроявлений урана не было получено положительных результатов, позволяющих говорить о возможности открытия промышленных концентраций. Это может быть

связано с очень слабой проявленностью низкотемпературного гидротермального урановорудного процесса. Наряду с этим более широко развит среднетемпературный процесс, сопровождаемый развитием зон пропилитизации. Установлено, что с данным процессом связана преимущественно полиметаллическая и молибденитовая минерализация. Соответственно, металлогеническая специализация Куйтунской ВТС характеризуется перспективами обнаружения месторождений молибдена, свинца и цинка, а не урана, как это можно предположить по аналогии со Стрельцовской ВТС.

2) Выявленные зонально-площадные аномальные ореолы элементов молибден-полиметаллической ассоциации, установленные в поисково-картировочных скважинах и канавах, а также промышленные содержания свинца, цинка, меди, молибдена и аномальные содержания мышьяка, золота и серебра, установленные в пробах, отобранных из зон окварцевания и карбонатизации, должны стать основанием для продолжения целенаправленных поисков крупных рудопроявлений данных элементов в пределах Куйтунской ВТС и, преимущественно, в Аргунской зоне разломов.

3) В качестве перспективных участков необходимо рассматривать структурные узлы пересечения меридиональных, субширотных и северо-западных разломов, пространственное положение которых определено на авторской схеме новейшей разломной тектоники.

4) Специализация Куйтунской структуры на молибден-полиметаллическую минерализацию, отличия в ее геологическом строении и металлогении от Стрельцовской кальдеры, несмотря на их формирование в рамках единого поднятия, наиболее вероятно, определяется расположением Куйтунской ВТС в региональной Кличкинско-Шахтаминской зоне, контролирующей полиметаллические и молибден-полиметаллические месторождения Кличкинского и Шахтаминского рудных полей.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-00673.*

### Литература

1. Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Наумов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: Типография Глазовская, 2007. – 260 с.
2. Назаров А.А., Ищукова Л.П., Шеметов Ю.М., Попов С.А. и др. Отчет о результатах поисковых и оценочных работ в Урулюнгуевском блоке по геологическому заданию 324-35 за 1987-1990 гг. Книга I. – Иркутск, 1990. – 334 с.
3. Устинов С.А., Петров В.А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеamentного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) // Геоинформатика. – 2016. – № 2. – С. 51-60.
4. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. – М.: Изд-во ГЕОС, 2017. – 234 с.
5. Устинов С.А., Петров В.А., Яровая Е.В. Реконструкция новейшей тектоники и кинематики разломных зон (на примере Аргунского поднятия, юго-восточное Забайкалье) / Новое в познании процессов рудообразования: Седьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 13-17 ноября 2017 г. Сборник материалов – Электрон. дан. (1 файл: 37 Мб) – М.: ИГЕМ РАН, 2017. – С. 292-296.

## ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА МОНГОЛИИ

*Чин-Аадан Ж. Г.\* Монголия, Эрэл компания, Ю.Б.Миронов ( ВСЕГЕИ)*

### Аннотация

В докладе рассмотрены геодинамические обстановки Монголии и их связь с урановорудными объектами и показана на этом основе новое металлогеническое районирование территории Монголии на уран.

**Ключевые слова:** Геодинамика, активная континентальная окраина, рифт, металлогеническая провинция Монголии на уран.

Проведение металлогенического районирования на уран территории Монголии впервые было проведено путем определения геодинамических обстановок на основе развития геологических комплексов и формаций, с которыми связаны урановые объекты, как генетически, так и пространственно. Необходимо отметить, что ранее было установлено большее число радиогеохимических ореолов ЕРЭ, связанных с различными типами горных пород разного возраста и генезиса. Однако внимательное изучение их размещения и состава этих пород показало, что урановое оруденение связано с гранитоидами активных континентальных окраин и их задуговыми (тыловодужными) рифтогенными структурами. Кроме того, особенно в Восточной и Северной Монголии урановое оруденение также связано с щелочными бимодальными вулканитами рифтогенного происхождения. Такая закономерность отмечалась ранее различными исследователями. На классификационной диаграмме значительная часть излившихся базальтоидов этих районов находится в пределах океанических дуг (OIB) и срединно-океанических хребтов (MORB). Это свидетельствует о том, что задуговые и плюмовые рифтогенные базальтоиды, вероятно, имеют мантийное происхождение. Таким образом, на основании опубликованных материалов, собранных геологами разных стран, изучавших в последние годы урановые месторождения Монголии и, прежде всего, Ю.Б. Мироновым (2006, 2007, 2009) мы сделали предварительную попытку классифицировать урановые месторождения и проявления на основе палеогеодинамических реконструкций (Бямба, 2019).

В настоящее время на территории Монголии выделяются Северо-Монгольская и Южно-Монгольская две металлогенические провинции. В пределах каждой из этих провинции выделяются металлогенические области, пояса, зоны, районы и др. минерагенические таксоны. Северо-Монгольская провинция охватывает складчатые структуры, сформированные на месте Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов, а также в пределах Гарган-Хубсугульского, Байдрагского, Тарвагатайского древних блоков и Среднегобийского и Керуленского поднятий карельского, байкальского и гренвилльского возраста, расположенные в их пределах. Южно-Монгольская металлогеническая провинция включает складчатые структуры, сформированные на месте Неоазиатского океана и океана Палеотетис. Между этими океаническими структурами располагались Южно-Гобийский и Нухэтдабанско-Улястайский массивы гренвилльского возраста. Урановорудные области, зоны и металлогенические провинции выделяются, как в пределах складчатых структур, так и в более древних массивах, расположенных в их пределах. В Северо-Монгольской провинции выделяются Тувинно-Монгольская, Озерно-Эгингольская, Хэнтий-Даурская, Восточно-Монгольская и Бутээл-Хангайская урановорудные зоны. Каждая группа этих зон в выделенных структурах приурочена к определенным геодинамическим обстановкам. Ведущими обстановками для уранового оруденения являются: активные континентальные окраины, которые характеризуются известково-щелочным магматизмом с повышенным

содержанием калия и кремнезема, дифференцированными вулканитами базальт-андезит-риолитового ряда и задуговые зоны окраинных континентальных дуг, которые маркируются щелочно-бимодальными вулканитами, ассоциирующими с гипабисальными субщелочными гранитоидами. Для металлогении урана, ведущее значение имеет юго-восточная часть Центрально-Монгольского массива – Северо-Монгольская урановорудная провинция, которая характеризуется значительной переработкой корово-мантийного вещества в позднем палеозое-мезозое. Это происходило, главным образом, под влиянием субдукционно-аккреционных процессов Монголо-Охотской океанической плиты на первом этапе. В пределах Восточной Монголии в позднем палеозое (P2-3) и мезозое (T3-J1 и J2-3) происходило трех кратное проявление субщелочного магматизма в обстановке активной континентальной окраины. В процессе этих тектоно-магматических явлений на начальном этапе наблюдалось частичное плавление литосферного и верхнемантийного вещества, которое привело к образованию магмы известково-щелочного состава. В ходе внедрения магматического расплава магма обогащалась калием и кремнеземом, а также вольфрамом, оловом, молибденом ураном, золотом, флюоритом, свинцом, цинком и другими литофильными элементами. Что касается дальнейшего преобразования корово-мантийной смеси, эти процессы постепенно затухают в начале юры, когда процессы закрытия Монголо-Охотского океана в пределах Северо-Восточной Монголии завершились в начале раннего мела, что привело к уменьшению мощности земной коры и образованию аномально-легкой мантии. Эти деструктивные процессы сопровождалось излияниями рифтогенных щелочно-бимодальных базальтоидов. Мы полагаем, что последнее явление связано с континентальной коллизией Северо- и Южно-Азиатских кратонных блоков конце перми - в начале триаса. По мере удаления от границы коллизии на севере происходило ослабление тектонических усилий и омоложение возраста магматических пород в течение последних 80 млн лет.

Металлогеническое районирование территории Монголии на уран выполнялось сотрудниками ВСЕГЕИ в 1985 г., а позднее – Мироновым Ю.Б. (1991 г.), согласно которому территория Монголии разделяется на четыре урановорудные провинции: Монголо-Приаргунская, Гобийская, Хэнтэй-Даурская и Северо-Монгольская и дополнено в 2009 году с учетом результатов террейнового анализа.

Настоящее металлогеническое районирование территории Монголии выполнено на основе геодинамической концепции развития континентальной коры. Территория Монголии разделяется на Северо-Монгольскую и Южно-Монгольскую металлогенические провинции.

В пределах Северо-Монгольской провинции выделяются:

- 1.Тува-Монгольская потенциальная урановорудная зона
- 2.Озеро-Эгийнгольская потенциальная урановорудная зона
- 3.Монголо-Алтайская потенциальная урановорудная зона
- 4.Бутээл-Хангайская потенциальная урановорудная зона
- 5.Хэнтэй-Даурская потенциальная урановорудная зона

В пределах Южно-Монгольской провинции выделяются:

- 6.Восточно-Монгольская урановорудная зона
- 7.Гобийская урановорудная провинция
- 8.Юго-Западная потенциальная урановорудная зона

Согласно классификации урановых месторождений (Franz J.Dahlkamp, 2015) Международного Агенствапо Атомной Энергетике (МАГАТЭ) можно выделить следующие типы месторождений урана (Жамсрандорж Г., Алтанхуяг Д, 2015) для урановых объектов Монголии: Песчаниковые или гидрогенные месторождения, месторождения, связанные с гранитами, месторождения, связанные с интрузивами,



месторождения, связанные с метасоматитами, месторождения, связанные с лигнитами и углями, месторождения связанные с фосфоритами и месторождения, связанные с черными сланцами эстуарийского бассейна.

Появления урановой минерализации на территории Монголии были известны с эдиакари-раннего кембрия.

В связи с результатами разведки некоторых месторождений урана и новому варианты металлогенического районирования на уран Монголии внесены изменения в прогнозную оценку территории Монголии. По состоянию на 01.01.2018 г. прогнозная оценка уменьшилась и составляет 1064 тыс. т урана.

Наиболее перспективными в пределах территории Монголии на уран являются мезозойские известково-щелочные вулкан-полутонические комплексы повышенной щелочности активных континентальных окраин, а также тыловодужные рифтогенные щелочно-бимодальные вулканиты. Важное промышленное значение имеют терригенно-песчаниковые руды позднемезозойского и кайнозойского возрастов таффрогенного этапа развития Восточной и Южной Монголии.

#### **Литература**

1. Будуднов А.А. Гидрогенные урановые месторождения Монголии. Материалы по геологии урана: Инфор. Сб. КНТС. Вып. 144. ВИМС.
2. Бямба Ж. Геотектоника. Улаанбаатар. 484 с.
3. Жамсрандорж Г., Алтанхуяг Д. К вопросу металлогении урана Монголии. Хайгуулчин. №53 с. 176-163
4. Миронов Ю.Б., Афанасьев А.М., Булычев А.В., Бузовкин С.В., Высокоостровская Е.Б., Гэрэл О., Карпунин А.М., Коршунов А.М., Тамираа А., Шор Г.М. Урановые месторождения Монголии. Санкт-Петербург. 304 с.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-ВИСМУТОВЫХ И СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АДРАСМАН-КАНИМАНСУРСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (КАРАМАЗАР)

*Фозилзода М.М. (Горно-металлургический институт Таджикистана, e-mail: m-fozilov@mail.ru)*

### Аннотация

Рассматриваются геолого-тектонические, структурные, магматические и литолого-стратиграфические факторы размещения медно-висмутовых и серебро-полиметаллических месторождений Центрального Карамазара в целом, и Адрасман-Канимансурского рудного поля.

**Ключевые слова:** Кураминский свод, Центральный Карамазар, Адрасман-Канимансурское рудное поле, Большой Канимансур, медно-висмутовые и серебро-полиметаллические месторождения, флюоритовая минерализация

Адрасман-Канимансурское рудное поле, в пределах которого находится гигантское полиметаллическое месторождение Большой Канимансур, входит в состав Срединно-Тяньшанской металлогенической провинции, представляющая собой область распространения цветных (Pb, Zn, Cu, Bi, W, Mo), благородных (Ag, Au) и радиоактивных элементов, а также плавикового шпата [1-3 и др.]. Месторождения этого рудного поля (Большой Канимансур, Чукурджилга, Замбарак, Тарыэкан, Адрасман, Каптархана и др.) расположены на территории Адрасманской мульды (или кальдеры), которая находится в пределах Янгибад-Гушсайской сквозной рудоконтролирующей зоны [4]. Общая мощность комплекса выполнения мульды составляет 2,0-2,5 км. Интервал времени развития магматизма в Адрасманском магматическом узле представляет собой длительный многоэтапный процесс и охватывает диапазон времени от среднего карбона до перми и, вероятно, нижнего триаса включительно.

К факторам, определяющим закономерности размещения медно-висмутовых и серебро-полиметаллических месторождений Центрального Карамазара в целом, и Адрасман-Канимансурского рудного поля, в частности, относятся, главным образом, геолого-тектонические, структурные, магматические и литолого-стратиграфические, которые, обычно можно использовать как поисковые критерии.

Геотектонический фактор является одним из определяющих в размещении эндогенных месторождений меди, висмута, серебра, свинца и цинка в пределах рассматриваемого региона. Месторождения, содержащие одно или несколько полезных компонентов, обычно, образуются в участках континентальной земной коры, которые прошли полный цикл геосинклинального развития или в срединных массивах, претерпевших тектоно-магматическую активизацию с многофазным, хорошо дифференцированным магматизмом. И.Н. Томсон и др. считают, что типоморфными структурами орогенного этапа Кураминской подзоны являются наложенные на различные складчатые структуры сводовые поднятия, которые играют важную роль в размещении оруденения [5]. Адрасман-Канимансурское рудное поле расположено в пределах Кураминского свода, который характеризуется наиболее рудонасыщенностью со сложным складчато-блоковым строением и широким развитием разрывных нарушений. В пределах этого свода распространены важнейшие в промышленном отношении месторождения свинца, цинка, серебра, золота, меди, висмута, вольфрама, молибдена, урана, флюорита и барита, что и определяет его металлогеническую специализацию. При этом, наиболее продуктивным для всех типов оруденения в регионе является позднегерцинский тектоно-магматический цикл. При

прогнозировании оруденения в Кураминской подзоне, как в прочем и в любой другой, должны учитываться состав и строение земной коры, соотношение гранитного и базальтового слоя и др. Для Кураминской подзоны характерен сиалическо-фемический (кураминский) тип земной коры, с умеренной мощностью (в среднем около 49 км), где “базальтовый” слой резко преобладает над “гранитным”, а также присутствует промежуточный «диоритовый» слой. В пределах описываемого региона размещение и состав руд в месторождениях определяются составом пород фундамента. Так, медно-висмутовые месторождения и проявления распространены в основном на площадях развития гранитоидных пород среднекарбонного возраста, а серебро-полиметаллические и синцово-цинковые – карбонатных и вулканогенных пород среднедевонского и нижнекарбонного возрастов.

Структурный фактор можно считать основным в контроле оруденения в исследуемом районе. В пределах Центрального Карамазара все известные рудные поля, месторождения и рудопроявления приурочены к участкам, испытавшим тектоническую напряженность - зонам региональных разломов, участкам пересечения разрывных нарушений различных порядков, оперяющим трещинам, а также вулканотектоническим депрессиям и вулкано-купольным поднятиям.

В размещении оруденения разрывные нарушения служат как рудоподводящими, рудораспределяющими, так и рудо локализирующими структурами. Для них характерны субширотное, северо-восточное, северо-западное и субмеридиональное простирания. Нарушения северо-восточного направления являются рудоконтролирующими структурами - промышленное оруденение в них отсутствует. Только на их стыках с разломами субширотного простирания отмечается рудная минерализация. Субширотные разрывные нарушения, сочленяющие с разломами северо-восточного простирания вмещают основную массу месторождений в Центральном Карамазаре. В качестве коллекторов рудных и жильных образований в пределах Адрасман-Канимансурского рудного поля выступают зоны дробления, интенсивной трещиноватости, приоткрытые участки швов разломов.

Заметное влияние в размещении оруденения оказывает различие в характере трещиноватости вмещающих пород: при других равных условиях, участки пород с повышенной трещиноватостью оказываются наиболее минерализованными. Обычно, подобные участки представляют собой наиболее ослабленные и легко проницаемые зоны и занимают места в тектонических блоках, заключенных между кулисами.

Литолого-стратиграфический фактор. Проведенные ранее исследования и наши данные не позволяют говорить о том, что на месторождениях Адрасман-Канимансурского рудного поля существует какая-либо четкая зависимость локализации оруденения от возраста вмещающих вулканитов. Также не удалось выявить избирательную приуроченность того или иного типа оруденения к породам того или иного состава: различные виды минерализации можно встретить в одних и тех же толщах. Так, Ю.Г.Сафонов и Л.И.Лукин в оясайской свите (нижнекушайнакской толще) Канимансурского рудного поля отмечали как медно-висмутовые, так и серебро-полиметаллические руды, иногда, и кварц-гематитовую [6]. В тоже время, они отмечают, что серебро-полиметаллические руды преимущественно развиты в верхних и средних частях свиты, а медно-висмутовые тяготеют к средним и нижним ее частям.

Литология вмещающих пород все же оказывает определенное влияние на размещение оруденения, что и показало детальное исследование различных участков месторождения Большой Канимансур. Удалось установить, что кварц-барит-карбонатные и барит-флюорит-галенитовые жилы и прожилки преимущественно развиты в кислых эффузивах, в особенности, там, где наблюдается переслаивание эффузивов и туфов. Серебряное оруденение отмечается как среди кислых,

так и средних пород. В то же время, основная количество этого типа оруденения приурочена все же к кислым эффузивам и туфам. Медно-висмутовое оруденение, тяготеет к вулканитам с умеренно-кислым составом и относительно высоким отношением натрия к сумме щелочей. Продукты полиметаллического с серебром комплекса, более широко развиты в эффузивах среднего состава, хотя отмечаются и в эффузивах умеренно-кислого и кислого состава, а также туфах.

Флюоритовая минерализация сосредоточена во всех типах пород, слагающих месторождения, при преимущественном развитии в средних породах - андезитовых порфиритах, только в которых отмечаются ее промышленные скопления. Медно-висмутовая минерализация встречается в средних эффузивах, однако основная ее масса предпочитает умеренно-кислые и кислые эффузивы и туфы.

Из изложенного выше следует, что состав вулканитов в контроле оруденения рудного поля играл подчиненную роль, по сравнению со структурным фактором. Предполагается, что состав вулканитов определял на характер распределения оруденения в пределах отдельных рудовмещающих структур. В то же время, из вулканитов были заимствованы некоторые элементы, участвовавшие в процессе минерало - и рудообразования.

Околорудный метасоматоз. Во многих месторождениях интенсивность зон развития гидротермально измененных пород указывает на значимость оруденения и может служить важным поисковым признаком. Закономерности размещения подобных зон можно использовать в качестве одного из надежных критериев при прогнозировании скрытого оруденения.

На месторождениях Адрасман-Канимансурского рудного поля выявлена следующая закономерность: вид изменений напрямую зависит от состава исходных пород, а выдержанность изменений от литологической однородности пачек. Так, окварцевание, серицитизация и калишпатизация характерны для кислых вулканитов, а хлоритизация, карбонатизация и пиритизация для средних. В пространственном распределении метасоматитов отмечается как горизонтальная, так и вертикальная зональность. С разными типами рудной минерализации связаны разные типы околорудных изменений, что может явиться надежным признаком для поисков и прогнозирования. Наличие или отсутствие ангидритизации, которая развита только в самых нижних горизонтах и флангах рудных зон, можно использовать для оценки степени эрозионного среза, т.е. перспективности или неперспективности оруденения на глубину соответственно.

Всесторонний анализ опубликованных и фондовых материалов, а также наши данные позволили установить, что размещения месторождений в Центральном Кармазаре, определялось геолого-тектоническими, структурными, магматическими, литолого-стратиграфическими и другими факторами. На основании соотношений этих факторов удалось разработать критерии поисков и прогнозирования скрытого оруденения в пределах Адрасман-Канимансурского рудного поля, что в итоге позволило: оценить характер распределения оруденения на глубину и перспективы оруденения во фланговых зонах изученных месторождений, а также определить масштабы скрытого оруденения в перспективных рудных зонах.

### Литература

1. Мацокина-Воронич Т.Н. Региональная металлогения центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979, 267с.
2. Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т. и др. Металлогения орогенов. М. : Недра, 1992, 272 с.

3. Баратов Р.Б., Литвиненко К. И. Важнейшие черты эндогенной металлогении Таджикистана // Докл. АН РТ, т.39, №7/8, 1996, С.10-14.
4. Потапьев В.В., Кочнева Н.Т. Признаки скрытой Янгибад-Гушсайской сквозной рудоконтролирующей зоны // В кн.: Сквозные рудоконтролирующие структуры. М.: Наука, 1989, С.150-155.
5. Томсон И.Н. и др. Орогенные структуры Западного Тянь-Шаня и методы их выявления // В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.ХІІІ. М.: Наука, 1981, С. 215-224.
6. Сафонов Ю.Г., Лукин Л.И. Канимансурское рудное поле // В кн.: Особенности структур гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1968, С.108-127.

## ПЕТРОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВТРУБОК ЛАХТОЁКИ И НИИЛОНСУО (ПОЛЕ КААВИ-КУОПИО,ФИНЛЯНДИЯ)

*Азарова Н.С.(МГУ имени М.В.Ломоносова, nadiya-azarova@mail.ru), Бовкун А.В.(МГУ имени М.В.Ломоносова), Гаранин В.К. (МГУ имени М.В.Ломоносова),Варламов Д.А.(Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. КоржинскогоРАН), LehtonenM. (GeologicalSurveyofFinland)*

**Аннотация**Приведены результаты исследования и сравнения петрохимии и геохимии кимберлитов, количественного соотношения и химического состава оксидных минералов ксеногенного и собственно кимберлитового генезиса для кимберлитовых пород трубок Лахтоёки и Ниилонсуо, расположенных в пределах куста Каави (поле Каави-Куопио, Финляндия). Выявлены различия перечисленных характеристик названных тел.

**Ключевые слова:** кимберлиты, Финляндия, оксидные минералы, магнезиальный ильменит

Кимберлитовое поле Каави-Куопио расположено в юго-восточной части Финляндии и приурочено к юго-западной окраине Карельского кратона. В настоящее время в пределах поля известно около двадцати тел, сложенных классическими кимберлитами I группы, возраст формирования которых согласноопределениям U-Pb методом по перовскиту составляет 589-662 млн. лет (O'Brien et al., 2005; O'Brien, 2015).

В данной работе исследованы петрохимия, геохимия и минералогия оксидных минералов ксеногенного и собственно кимберлитового генезиса кимберлитовых пород трубок Лахтоёки и Ниилонсуо, расположенных в пределах куста Каави названного выше поля.

Трубка Лахтоёкина уровне современного среза имеет овальную в плане форму, площадь выхода пород около 200×100 м<sup>2</sup> и сложена преимущественно вулканокластическими кимберлитами (автолитовыми кимберлитовыми брекчиями и кимберлитовыми брекчиями) (O'Brien, 2015). Трубка Ниилонсуо имеет сильно вытянутую форму, размер 300×30 м и выполнена, главным образом, гипабиссальными (порфиоровыми) кимберлитами (Lehtonen, 2005). Трубка Лахтоёки характеризуются наиболее высокой алмазонасностью (в среднем 0,306 карат/т) среди кимберлитовых тел данного региона, тогда как содержание алмазов в трубке Ниилонсуо составляет около 0,0023 карат/т (O'Brien, 2015).

Изучены образцы автолитовой кимберлитовой брекчии из трубки Лахтоёки и порфиоровых кимберлитов из трубки Ниилонсуо. Макрокристы изученных пород представлены преимущественно зернами оливина (размером до 6 мм), полностью замещенного вторичными минералами (серпентином, карбонатными минералами). В кимберлитах трубки Лахтоёки распространены макрокристы ильменита (до 4 мм) и встречаются единичные крупные зерна флогопита (до 4 мм). Связующая масса пород состоит из переменного количества серпентина, карбоната, флогопита и многочисленных мелких зерен оксидных минералов, реже – апатита и сульфидов.

Содержания главных элементов пород определены методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре XRF-1800 производства компании SHIMADZU в лаборатории Wuhan Spectrum Analysis Technology Co., Ltd. в Китайском Геологическом Университете (г. Ухань). В этой же лаборатории на **масс-спектрометре** Agilent 7700e ICP-MS выполнено определение концентрации редких элементов в породах. Химический и фазовый составы минералов изучены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II XMU, оснащенный энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave

700, в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа Института экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН (г. Черноголовка).

Результаты исследования петрохимического состава показали, что кимберлиты трубки Лахтоёкисодержат 1,07 мас.%  $TiO_2$  и относятся к умеренно титанистому типу по классификации О.А. Богатиковас соавторами (2009), а кимберлиты трубки Ниилонсуо – к высокотитанистому (2,11  $TiO_2$  мас.%). Согласно классификации С.И. Костровицкого (2009) кимберлиты трубки Лахтоёки соответствуют магнезиально-железистому типу ( $MgO$  22,83 мас.%,  $Fe_2O_{3\Sigma}$  7,39 мас.%,  $CaO$  4 мас.%), а кимберлиты трубки Ниилонсуо – железо-титанистому, высококальциевому ( $MgO$  22,22 мас.%,  $Fe_2O_{3\Sigma}$  11,42 мас.%,  $CaO$  11,64 мас.%). Кроме того, кимберлиты трубки Ниилонсуо отличаются более высокими содержаниями  $P_2O_5$  (0,40 мас.%) и  $K_2O$  (1,74 мас.%), содержания которых в кимберлитах трубки Лахтоёки составляют 0,12 и 1,08 мас.%, соответственно. Ещё одной характерной чертой кимберлитов трубки Лахтоёки является высокое содержание  $SiO_2$  (48,3 мас.%), что обусловлено высокой степенью контаминации брекчии коровым материалом и интенсивным изменением вторичными процессами. Это подтверждается одновременным увеличением содержаний  $Al_2O_3$  (6,88 мас.%) и  $Na_2O$  (0,56 мас.%). Коэффициент контаминации Клемента (Clement, 1982) для кимберлитов трубки Лахтоёки равен 2,23, для Ниилонсуо – 1,54. Содержание  $SiO_2$  в породах последней составляет 33,96 мас.%.

Установлено, что кимберлиты трубки Ниилонсуо характеризуются более высокими концентрациями редкоземельных элементов ( $\Sigma REE$  554,2 ppm), чем в трубке Лахтоёки ( $\Sigma REE$  151,7 ppm), при этом значительно доминируют элементы цериевой подгруппы ( $La/Sm$  11,31-14,57;  $Gd/Yb$  2,51-5,21). В свою очередь в кимберлитах трубки Ниилонсуо повышено содержание (ppm)  $Sc$  (21,2),  $V$  (2520),  $Rb$  (109),  $Nb$  (240),  $Ba$  (1341),  $Ta$  (13,8),  $Th$  (22,7),  $U$  (4,71).

По данным М. Lehtonen (2005), ксенокристаллы индикаторных минералов кимберлитов в тяжелой фракции пород трубки Лахтоёки представлены магнезиальным ильменитом, гранатом и хромдиопсидом; хромит практически отсутствует. Кимберлиты трубки Ниилонсуо отличаются низким содержанием граната. Химический состав названных минералов охарактеризован в работах (O'Brien and Tyuni, 1999; Lehtonen, 2005; O'Brien, 2015).

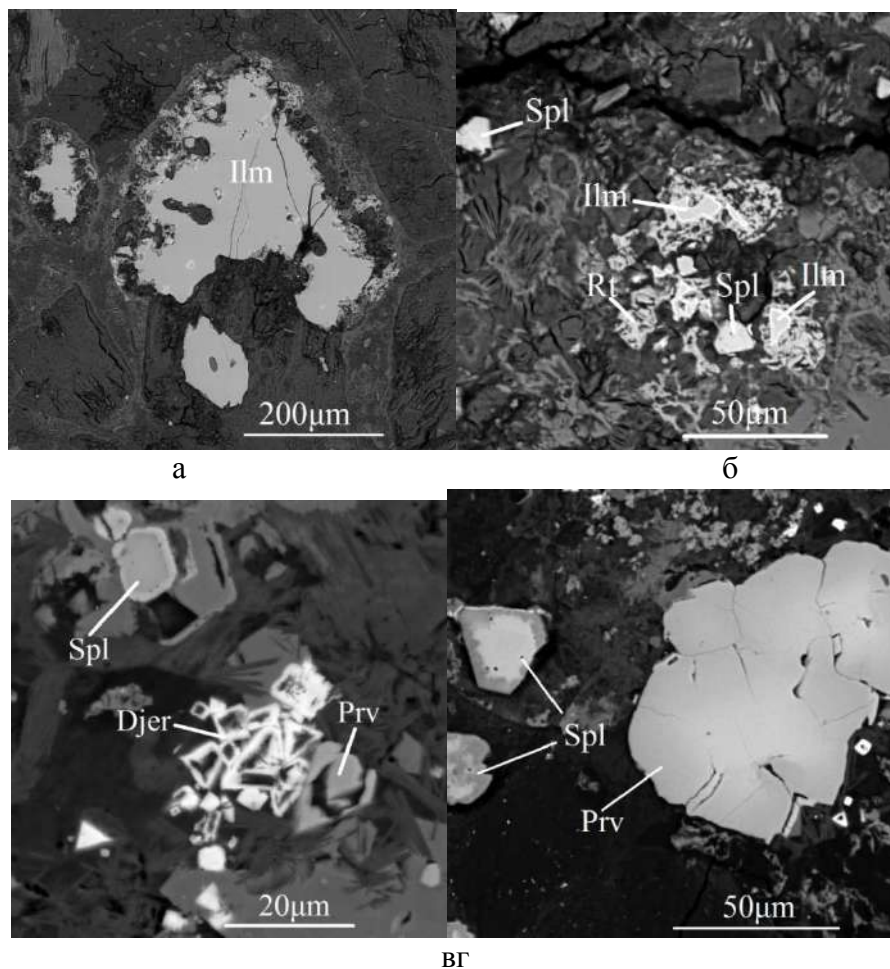
По результатам наших исследований распространенные в кимберлитах трубки Лахтоёки крупные (до 4 мм) зерна магнезиального ильменита и их обломки (рис. 1а), являющиеся продуктами дезинтеграции глубинных пород, обычно сильно резорбированы. Состав таких зёрен характеризуется высоким содержанием  $MgO$  (13,6-14,8 мас.%), варьирующим количеством примеси  $Cr_2O_3$  (до 2,6 мас.%), низким содержанием  $Fe_2O_3$  (до 3,0 мас.%). От центра к краю некоторых зерен наблюдается увеличение содержаний  $MgO$  и  $Cr_2O_3$  (от 9,4 до 13,3 и от 0,4 до 2 мас.%, соответственно). Вокруг таких зерен магнезиального ильменита развиты каймы  $Mg$ -содержащего марганцовистого ильменита ( $MnO$  7,5-9,7 мас.%,  $MgO$  4,4-4,5 мас.%), иногда  $Nb$ -содержащего рутила и титанита. В образцах кимберлита трубки Ниилонсуо ильменит не встречен.

Мелкие (обычно < 50, реже до 100 мкм) зерна рудных минералов в связующей массе изученных пород представлены, главным образом, оксидными минералами собственно кимберлитового генезиса. В связующей массе кимберлитов трубки Лахтоёки, они представлены преимущественно рутилом, хромшпинелидами и марганцовистым ильменитом ( $\pm$  титанит), в меньшей степени – титаномагнетитом, а в кимберлитах трубки Ниилонсуо – многочисленными зернами перовскита, реже –

хромшпинелидами и титаномагнетитом. В связующей массе кимберлитов трубки Ниилонсуо также широко распространен джерфишерит.

Зерна хромшпинелидов из связующей массы изученных пород характеризуются высокой степенью идиоморфизма. В кимберлитах трубки Лахтоёки размер зёрен хромшпинелидовобычно не превышает 25 мкм (рис.1б). Обычно они гомогенны и представлены Ti-содержащим алюмомагнезиохромитом, содержащим 39,4-45 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 11-14,9 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5,3-7,1 мас.% TiO<sub>2</sub>, 12,7-14,2 мас.% MgO; Cr# = 64–73,3. Иногда встречаются зональные зерна: к краю количество Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> снижается (до 28,8 мас.%), а содержанияTiO<sub>2</sub>, FeO<sub>Σ</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и особенно Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> увеличиваются (до 19,3 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; Cr# = 50) (рис. 2).

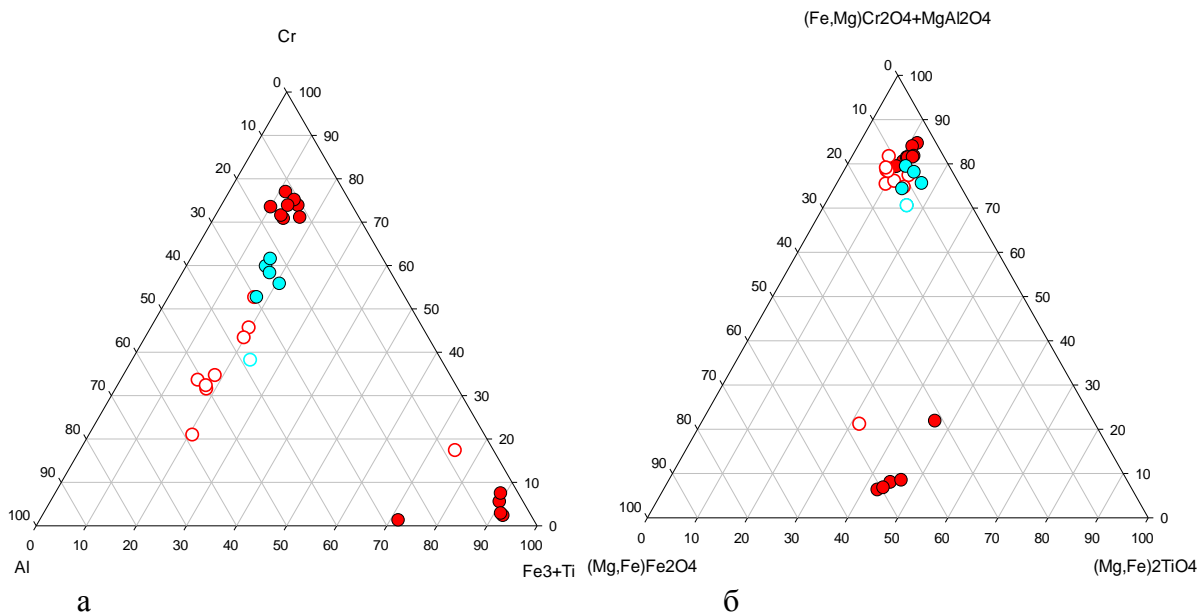
В связующей массе кимберлитов трубки Ниилонсуо хромшпинелиды образуют зональные зерна (рис. 1 в, г), размер которых в отдельных случаях достигает 100 мкм. Центры зерен характеризуются высоким содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (51,9-54,5 мас.%) при содержаниях Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5-8 мас.%, TiO<sub>2</sub> 4,5-5 мас.%, MgO 11,4-12,4 мас.% и Cr# = 81,7-87,3 (рис. 2). Краевые участки зерен обеднены Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 16,7-25,7 мас.%), но обогащены Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 27,4-31,2 мас.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; Cr# = 26,4-69,4), MgO (13,6-15,6) и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Иногда зерна окружены каймами Mg-содержащего титаномагнетита. Встречаются зерна титаномагнетита(Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>0,7-4,3мас.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,3-10,7 мас.%, TiO<sub>2</sub> 17,3-19,2 мас.%, MgO 13,5-15мас.%) размером до 25 мкм.



**Рисунок 1.** Минералы кимберлитов трубки Лахтоёки(а,б) и Ниилонсуо(в,г): а–обломок резорбированного ксенозерна (вкрапленника)магнезиального ильменита; б-г – оксидные и сульфидные минералы связующей массы. Изображения в отражённых электронах



Выявленный характер зональности (увеличение содержаний  $Al_2O_3$  к краю зерен) в хромшпинелидах связующей массы кимберлитов изученных тел поля Каави нетипичен для хромшпинелидов, кристаллизующихся из кимберлитового расплава (Бовкун, 2000). Присутствие зерен хромшпинелидов с аналогичной зональностью в кимберлитах Финляндии отмечалось ранее (O'Brien and Tyni, 1999). Возможно, их образование обусловлено высокой скоростью роста кристаллов и вариациями скорости диффузии хрома в расплаве на контакте с быстро растущим кристаллом (Roeder and Schulze, 2008).



**Рисунок 2.** Диаграммы составов в основных элементах (а) и миналах (б) для микрокристаллических (<100 мкм) шпинелидов в связующей массе кимберлитов трубок Ниилонсуо (красные кружки) и Лахтоёки (голубые). Залитые и незалитые кружки – центры и края зерен, соответственно

Перовскит, широко распространенный в связующей массе кимберлитов трубки Ниилонсуо (рис. 1в, г), слагает крупные зерна размером до 100-200 мкм, нередко образующие срастания с магнезиальным титаномagnetитом. Выделения перовскита, как правило зональны. Центральные участки зерен обогащены редкоземельными элементами (до 5,9 мас.%  $REE_2O_3$ ),  $Fe_2O_3$  (до 1,7 мас.%),  $Na_2O$  (до 0,45 мас.%). Среди редкоземельных элементов наиболее высокие концентрации характерны для церия (до 3,6 мас.%  $Se_2O_3$ ), более низкие – для лантана и неодима. К краю зерен содержания  $REE_2O_3$  и  $Na_2O$  всегда уменьшаются, содержания  $CaO$  и  $SrO$  возрастают. Перовскит наиболее поздней генерации, образующий тонкие внешние каймы вокруг описанных выше зональных зерен этого минерала, отличается высокими содержаниями  $SrO$  (до 3,7 мас.%),  $Na_2O$  (до 1 мас.%) и содержит до 3 мас.%  $Fe_2O_3$ , 2 мас.%  $REE_2O_3$  и 0,9 мас.%  $Nb_2O_5$ .

Рутил образует прерывистые каймы вокруг крупных зерен магнезиального ильменита. И мелкие (до 10 мкм) зёрна в связующей массе кимберлитов трубки Лахтоёки (рис. 1б). Часто обрастает  $Sr$ -содержащим апатитом. Для рутила характерны примеси  $Nb_2O_5$  (1,6-3 мас.%) и  $FeO$  (1,3-1,8 мас.%).

В связующей массе кимберлитов трубки Ниилонсуо многочисленны (до 10 мкм) мелкие зерна джерфшерита (рис. 1в). Их состав характеризуется высоким содержанием  $Fe$  (до 48,2 мас.%),  $Cu$  (3,9-5,8 мас.%) и низким содержанием  $Ni$  (0,6-2,4 мас.%),  $K$  (5,9-8,4 мас.%).

В результате проведённых исследований для трубок Лахтоёки и Ниилонсуо выявлены различия в петрохимии и геохимии кимберлитов, количественном соотношении оксидных минералов ксеногенного и собственно кимберлитового генезиса.

Установлено, что в кимберлитах трубки Лахтоёки, относящихся к умереннотитанистому типу и обладающих повышенной алмазонасностью по сравнению с кимберлитами других тел Финляндии, основным минералом-концентратором  $TiO_2$  является магнезиальный ильменит (в меньшей степени – рутил), тогда как в убогоалмазонасных кимберлитах высокотитанистого типа трубки Ниилонсуо основным минералом титана является перовскит. Сравнительно крупный размер зёрен этого минерала в изученных породах указывает на длительность его кристаллизации. Перовскит является и основным концентратором редкоземельных элементов, повышенное содержание которых присуще кимберлитам данной трубки. Ранее отмечалось, что высокое содержание перовскита в кимберлитах характерно преимущественно для низко- и неалмазонасных тел (Бовкун, 2000).

### Литература

1. Бовкун А.В. Минералогия оксидов из связующей массы кимберлитов Якутии (генетические и прикладные аспекты). Автореф. дис. насоис.ученой степени канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2000, 22с.
2. Lehtonen M. Kimberlites in Finland: information about the mantle of the Karelian craton and implications for diamond exploration. Academic dissertation. University of Helsinki, Finland. 2005
3. O'Brien H. Kimberlite-hosted diamonds in Finland. In: W.D. Maier, R. Lahtinen and H. O'Brien. Mineral Deposits of Finland. Elsevier, 2015. P. 345-375
4. O'Brien H., Peltonen P, Vartiainen H. Kimberlites, carbonatites, and alkaline rocks. In: Developments in Precambrian Geology. Elsevier, 2005. V. 14. P. 605–644.
5. O'Brien, H.E., Tyni, M. Mineralogy and Geochemistry of Kimberlites and Related Rocks from Finland. In: J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe and S.H. Richardson (Eds.), Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, Cape Town. 1999. P. 625-636.
6. Roeder P.L., Schulze D.J. Crystallization of groundmass spinel in kimberlite. Journal of Petrology. 2008, V.49. P. 1473-1495.

## ЯВЛЕНИЯ РОСТА В ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЯХ

*Ахвледiani И.Р. (Грузинский Технический Университет, Тбилиси, Грузия,  
Akhvledianiia@yahoo.com)*

### Аннотация

В геммологии накоплена огромная база данных о явлениях роста в драгоценных камнях. Применение принципов и методов онтогенетического анализа, дающих возможность считывать фиксированную в минеральных индивидах генетическую информацию к впечатляющей базе данных о явлениях роста в драгоценных камнях, могло бы стать основой отдельного направления научной геммологии.

**Ключевые слова:** распад твердого раствора, адуляресценция, лабрадоресценция, диффузия, эпитаксия, феномен Трапиче, Gota De Aseite, Тиндаль-эффект, двойники, спирали роста, треки.

На V международном геммологическом симпозиуме был выдвинут слоган «Давайте развивать науку о драгоценных камнях» - «Advancing The Science of Gems».

Известно, что онтогенез - часть генетической минералогии, которая изучает зарождение, рост, развитие и преобразование минеральных индивидов, начиналась с анализа горного хрусталя и берилла.

В геммологии, где объектом изучения являются в основном прозрачные и эстетический особенно привлекательные минералы, а также многообразные синтезированные и облагороженные кристаллы, накоплена огромная база данных о хорошо известных и необычных явлениях роста в прозрачном трехмерном пространстве, как в виде описания, сообщения и статей, так и в виде лавины фотоматериалов. Усложнение диагностики породило новые и усовершенствовала старые методы анализа внутреннего строения и структур роста драгоценных камней.

Тем не менее, в геммологической периодике не часты случаи генетического анализа выявленных эффектов, а не только их описания для нужд идентификации. Приходится искать данные разбросанные в различных изданиях. Чувствуется необходимость в осмыслении, обобщении и некой классификации геммологических знаний о явлениях роста.

Предлагаем сгруппировать и рассмотреть наиболее яркие, с нашей точки зрения, проявления роста в драгоценных камнях.

1. Распад твердого раствора, ламеллярные структуры и связанные с этими явлениями оптические эффекты:

➤ «Лунный камень» - криптопертиты или домены триклинного альбита в структуре моноклинного калишпата (адуляра) порождающие адуларесценцию;

➤ Распад твердого раствора и ламеллярные сростания в плагиоклазах (лабрадорит, перистериты) сопровождаемые иризацией;

➤ Эффект иризации в андрадите [1].

2. Эпитаксические сростания в результате распада твердого раствора:

➤ Эпитаксия магнетита в матрице черного звездчатого диопсида вдоль плоскостей (001) и (100) [2];

➤ Эпитаксическая сегрегация гематита при распаде твердого раствора в полевых шпатах и «кровоном» иолите;

➤ Эпитаксическая сегрегация рутила в корундах – «шелк» и «фейерверк»;

3. Диффузия, как способ выявления особенностей структуры:

➤ Диффузия меди в красном андезине и интересные внутренние структуры декорированные медью – «водопроводные трубы», «стрелы», «проволочные

загрязнения», «разорванные струны» возможно отражающие сложную историю образования и преобразования плагиоклазов [3].

- Диффузия бериллия и «космические картины» в сапфире [4].

4. Необычный цвет или модификации цвета вызванные структурными дефектами (рис.1)

- Эффект «Gota De Aceite» – маслянистый блеск вызванный волнистым рассеянием света на дефектах роста; оптическое явление, похожее на свили меда или оливкового масла в воде, в сочетании с ярким голубовато-зеленым цветом придает особый шарм колумбийским изумрудам [5];

- Тиндаль - эффект в кашмирском и мадагаскарском сапфирах – необычный цвет легендарных сапфиров, который англичане называют «sleepy blue» и «velvet blue», вызван «тиндаль - эффектом» - диффузионным рассеянием расположенных вдоль линейных или винтовых дислокации мельчайших включения флюида или рутиловой пыли [6];

- Окраска розовых алмазов - вызвана центрами окраски связанными с плоскостями пластической деформации. Природа этих центров до конца не расшифрована [7]



Рисунок 1. Необычный цвет вызванный структурными дефектами -«Gota De Aceite», Тиндаль – эффект и плоскости пластической деформации

5. Традиционная и необычная цветовая зональность в драгоценных камнях

Селективная абсорбция, секториальный и зональный рост ключевые вопросы в онтогении минералов. В драгоценных камнях т.е. в прозрачной среде, это явление сопровождается впечатляющими визуальными эффектами: например, сложное секториальное распределение окраски в топазах; пирамиды роста и секториальная зональность в аметисте и аметрине; мадагаскарский турмалин *лиддиикоатит* – сумасшедшее сочетание трехлучевых звезд, треугольников, дитригонов и зональности агрегатного типа; зональная окраска рубинов и сапфиров Винза и Монг-Шу.

6. Селективная абсорбция и дендритовый рост (феномен *Трапиче*)

Во время дендритового и скелетного роста ребра кристаллов растут гораздо быстрее, чем грани. Этот феномен обусловлен или локальным увеличением температуры около грани растущего кристалла, или падением концентрации раствора. В особых случаях это может вызвать появление тонких, ветвистых наростов. Дендритовый рост сопровождается послойным ростом секторов. Все еще идет спор – дендритовый ли рост предшествует образованию секторов прироста или этот процесс идет одновременно. Рассматриваются и новые идеи [8].

- Феномен *Трапиче* – в колумбийских изумрудах это разновидность с центральной темно зеленой сердцевинной, из призматических граней которой выходит 6 зеленых крыльев. Крылья создают секторы отделенные друг от друга контрастным белым альбитом или черными угольными включениями [9]. Феномен *Трапиче* и признаки дендритового роста бывают в рубинах, сапфирах и хиастолите; Феномен *Трапиче* обнаруженный в турмалинах можно проанализировать по своеобразной ориентации каналов роста [10];

- Очень необычны формы селективной абсорбция водорода в алмазах [11]

## 7. Двойники в трехмерном пространстве

Традиционно двойники минералов изучают в макро образцах или шлифах, но изучение двойников в такой прозрачной, трехмерной среде, какой является ограненный и полированный драгоценный камень, не менее информативно и несомненно более наглядно (рис.2).



*Рис. 2. Двойники в интерьере драгоценных камней прискращенных поляроидах – бразильские в аметисте (слева), полисинтетические в рубине (в середине) и двойники по комбинированному альбитовому и периклиному законам в лабрадоре (справа)*

- Бразильские двойники в аметисте и аметрине – привлекают высокой интерференцией и чёткостью секториального геометрического рисунка;

- Полисинтетические двойники в лабрадоре – чаще всего плагиоклазы образуют полисинтетические двойники по альбитовому или периклиному законам. Но бывают разрезы в которых обе системы двойников представлены одновременно. В отличие от двойников в шлифах, которые показывают низкую интерференцию в белых и серых тонах, драгоценные разновидности плагиоклазов в скрещенных поляроидах при определенном режиме съемки могут продемонстрировать удивительную интерференционную картину;

- Полисинтетические двойники иолита – в кордиерите бывают двойники по (110) и (310), простые, полисинтетические и циклические (секториальные). Для метаморфических пород, к которым принадлежит ювелирная разновидность кордиерита – иолит, более характерны полисинтетические двойники. Двойниковые швы часто декорированы бёмитов, что дает возможность видеть расположение двойниковых блоков в пространстве

- Полисинтетические двойники в рубине выглядят, как взаимно параллельные или пересекающиеся диски. В тяжелой жидкости с помощью полярископа можно видеть интерференционно окрашенные полосы вдоль контура дисков. С двойникованием в корундах (рубины, сапфиры) связано образование эпитаксических срастания бёмита – «строительные конструкции»;

## 8. Спирали, треки и демонстрация кристаллизационной силы в драгоценных камнях

После зарождения минералы продолжают расти. Известно два механизма роста: а) послойный; б) спиральный. Для спирального роста кристаллов необходимо наличие в структуре винтовых дислокации. Точки дислокации имеют необычную кристаллизационную силу.

- Механизм спирального роста и проявление винтовых дислокации – «скрученный» негативный кристалл в желтом сапфире и «винт Архимеда» в афганском сподумене [12]; Линейные дислокации в мозамбикском скаполите видимые в результате развития вдоль дислокации ломаных линии роста;

➤ Каналы травления в сподумене и волынском гелиодоре с признаками ступенчатого роста на внутренней (индукционной) поверхности; трубчатые каналы в алмазе и корунде;

➤ Треки или след движения – твердые включения в реальных кристаллах под влиянием кристаллизационной силы продолжает двигаться в направлении роста, как в лифте. На трассе, движения остается канал - пустотелый или заполненный жидкостью. Очень впечатляющи каналы роста в турмалинах и след движения граней и линии роста в алмазах; трек от «сбежавшего атома» может остаться в желто-зеленом «лимонном» кварце (т.е.оттоженном или облученном раухе)

Применение принципов и методов онтогенетического анализа, дающих возможность считывать фиксированную в минеральных индивидах генетическую информацию по их зональности, секториальности, линиям роста, характеру расположения и типу дефектов и микровключений, наличию признаков деформации и растворения к впечатляющей базе данных о явлениях роста в драгоценных камнях, могло бы оформиться в отдельное направление научной геммологии.

### Литература

1. Thomas Hainshwag and Frank Notari. The cause of iridescence in Rainbow Andradite from Nara, Japan //Gems & Gemology, Winter 2006, pp. 248 – 258.

2. N. Doukhan, J. Ingrin, J. C. Doukhan, K. Latrous. Coprecipitation of magnetite and amphibole in black star diopside: A TEM study//American Mineralogist.1990 75 (7-8): 840-846.

3. Ahmadjan Abduriyim, A Mine Trip to Tibet and Inner Mongolia: Gemological Study of Andesine Feldspar Gemmological Association of All Japan (GAAJ)-ZENHOKYO Laboratory. News from Research. Sept. 10, 2009.

4. From the GIA Laboratory: Beryllium in Corundum – The Consequences for Blue Sapphire //GIA Insider, Volume 9, Issue 2, January 26, 2007

5. Ronald Rigsrud, Gota De Aceite: Nomenclature for the Finest Colombian Emeralds// Gems & Gemology, Fall 2008, pp. 242 – 245.

6. M.S. Krzemnicki. Kashmir Sapphire// SSFEF Facette 2013, 6-9

7. John M. King, James E. Shigley. Scott S.Guhin, Thomas H. Gelb and Matthew Hall, Characterization and Grading of Natural – color Pink Diamonds//Colored Diamonds, 2006, pp.172 – 189.

8. Isabella Pignatelli, Gaston Giuliani, Daniel Ohnenstetter, Giovanna Agrosi, Sandrine Mathieu, Christophe Morlot, and Yannick Branquet. Colombian Trapiche Emeralds: Recent Advances in Understanding Their Formation// Gems & Gemology, Fall 2015, pp. 222-259.

9. K. Nassau and K.A. Jackson, Trapiche Emeralds From Chivor and Muzo, Colombia// The American Mineralogist, 1970, vol.55, pp. 416 – 427.

10. Thomas Hainshwag, Frank Notari and Björn Anckar, Trapiche Tourmaline from Zambia, Gems & Gemology, spring 2007, pp.36 – 46.

11. Thomas Hainschwang, diamond exhibited a spektakular fantom//Gems & Gemology spring 2004 Vol.40, pp. 76.

12. Spodumen from Afganistan with unusual inclusions//Gems & Gemology, Fall 2008 pp. 277 – 279.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДЕМАНТОИДА ЮЖНОГО ИРАНА И УРАЛА

*Ахметшин Э.А.\* (Российский химико-технологический университет  
им. Д.И. Менделеева, Москва; e-mail: 4966945@mail.ru)*

### Аннотация

Появление значительного количества демантоида месторождений Ирана существенно изменило ситуацию на рынке ювелирных камней. Традиционным источником высококачественных демантоидов являются месторождения Урала – именно оттуда поступают крупные камни высокой чистоты и оптимальной окраски. Несмотря на внешнюю схожесть, демантоиды Урала и Ирана имеют ряд существенных различий – именно эти признаки позволяют достоверно установить происхождение тех или иных камней.

**Ключевые слова:** демантоид, биссолит, амфибол, характеристические включения, Иран

Традиционным источником демантоида на международный рынок ювелирных камней являются месторождения Урала – Бобровское (западной г.Н.Тагил), Полдневское (юго-восточной с.Полдневая), известные с девятнадцатого века, и новые месторождения, обнаруженные в 90-х г. - Каркодинское месторождение и проявлений Полярного Урала. Уральский демантоид существенно отличается от, так называемых, демантоидов африканских и мадагаскарских месторождений в первую очередь яркой зеленой окраской, обусловленной ионами  $\text{Cr}^{+3}$ . С начала 2010г. на ювелирном рынке появился новый материал с ярко-зеленым цветом с месторождений Южного Ирана. Несмотря на небольшие размеры и низкое качество этот демантоид стал завоевывать все большую долю рынка благодаря яркой окраске. И если публикаций и исследований по уральскому демантоиду различных месторождений достаточно, то материалов по иранскому демантоиду исключительно мало, что существенно усложняет его диагностику.

Месторождение демантоида Южного Ирана находится в провинции Керман, на 100 км юго-восточной г.Бафт. В геологическом плане месторождение находится в зоне серпентинизации гипербазитов (дунитов и перидотитов), отдельные жилы пространственно близки, с удалением в первые сотни метров,

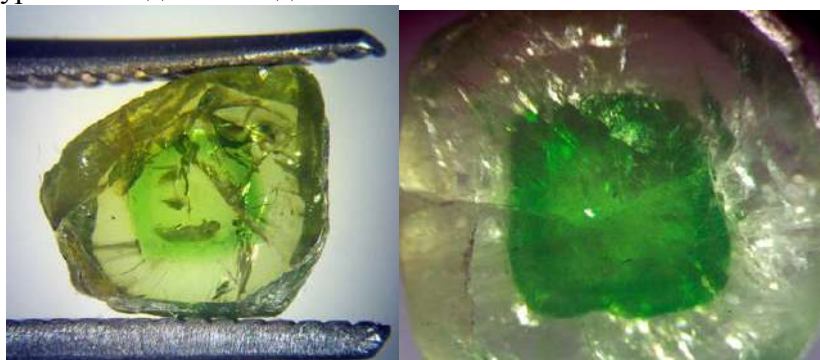


**Рисунок 1.** Демантоид Южного Ирана. Слево кристаллы ярко-зеленого цвета ромбододекаэдрического облика (размер кристаллов 3-7мм). Справо кристаллы демантоида различного цвета – от желто-коричневого до изумрудно-зеленого.

к тектоническим разломам зоны надвига отдельных блоков серпентинитов протяженностью до 3-5км.

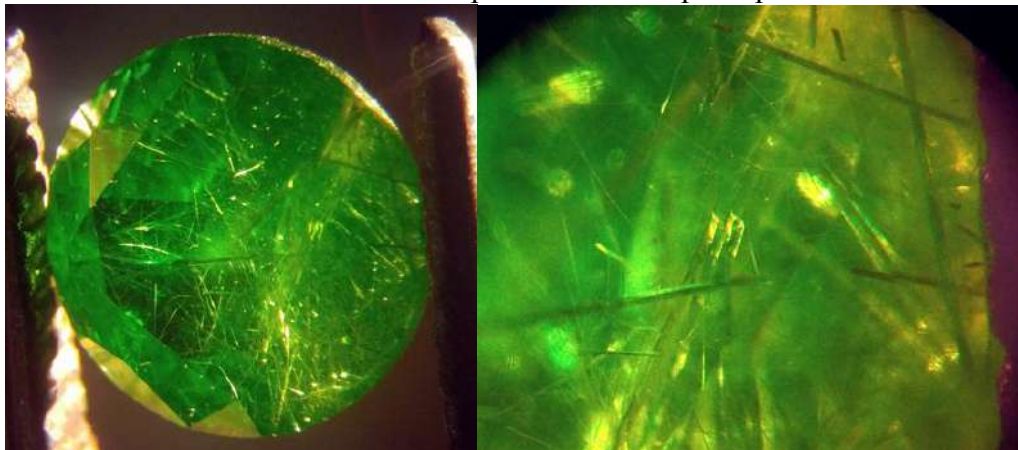
Тектонические разломы сопровождаются зоной развития меланжа мощностью до 3 м. Отдельные зоны минерализации имеют протяженность десятки метров, при мощности в раздувах – 10- 35см. Демантоид образует отдельные кристаллы правильной формы – ромбододекаэдры до 3см, а также нодулы (округлые кристаллы и сростки) и сложные кристаллические сростания в серпентинитовой «рубашке». Цвет демантоида от болотно-зеленого (рис.1) до яркого, иногда чрезмерно насыщенного, зеленого цвета.

При визуальном осмотре лотов ограненных демантоидов Ирана, в первую очередь, бросается в глаза высокая насыщенность цвета – от зеленого до желтовато-зеленого (G-yG) с насыщенностью от средней до очень темной ( 5 medium – 8 very dark). Светлых демантоидов практически не отмечается. Для уральских же демантоидов характерна другая закономерность – как правило, демантоиды светло окрашены (например демантоиды Полярного Урала), часть камней оптимально окрашены, в массе своей доминирует желтый оттенок. Зональность окраски иранского демантоида характеризуется резкой контрастностью окрашенных зон (рис.2) не характерной для уральских демантоидов.



**Рисунок 2.** Зональность окраски иранского демантоида, увеличение x20.

Качественные характеристики иранского демантоида существенно ниже из-за обилия микротрещин и включений. При детальном изучении демантоидов под микроскопом можно отметить заметные различия и в характере включений.

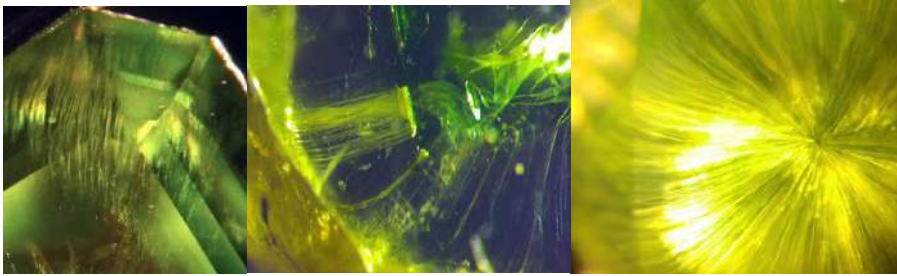


**Рисунок 3.** Включения бицолита (увеличение x6) и крупных кристаллов (Fingers) амфибола в иранском демантоиде (увеличение x40).

Так же как и в уральских демантоидах, в демантоидах Ирана отмечают обильные включения бицолита – тонкоигольчатые, волосовидные включения амфибола, однако здесь они образуют разнонаправленные включения отдельных кристаллов, как правило, изогнутой формы. Кроме волосовидных включений отмечаются крупные длинно-призматические кристаллы амфибола (рис.3) «Fingers» - с ромбическим сечением (0.2-0.8 мм) – совершенно не типичных для уральских



демантоидов. Местами отмечаются расщепленные кристаллы – от крупного кристалла амфибола пучком, в разные стороны расходящейся биссолит.



**Рисунок 4.** Характер биссолита в демантоидах Ирана и Урала (крайнее правое изображение) при увеличении  $\times 20$ .

Характер включений биссолита в демантоидах заметно отличается – в уральских – это радиально-лучистые и сноповидные агрегаты типа «конского хвоста» (рис.4), тогда как в иранских это либо хаотично, разно направленные включения, либо субпараллельные едино направленные, волосовидные включения.

В отношении химического состава – кардинальным отличием иранского демантоида является содержание Al во всех изученных образцах ( 0.2-3.9 масс.%), а также высокое содержание гидроксильных групп, отмечаемое на ИК-спектрах. Такого рода примеси не отмечаются в уральских демантоидах. Кроме того в уральских демантоидах часто отмечается примеси Mg и V, тогда как в иранских гранатах они отсутствуют, но присутствует примесь W. Во всех демантоидах отмечаются цветообразующие элементы – Ti и Cr примерно в равных концентрациях.

Полученные данные были сведены в таблицу 1 и позволяют с высокой степенью достоверности различать демантоид Южного Ирана и Урала.

**Таблица 1.** Характеристика отличительных признаков демантоида Ирана и Урала.

Характер включений и зональность	Иранский демантоид	Уральский демантоид
Биссолит	Присутствуют разнонаправленные, «гнутые» иглы. Редко образуют включения типа «Конский хвост»	Радиально-лучистые волосовидные включения. Типичные включения - «Конский хвост»
Актинолит	Отдельные призматические кристаллы, иногда расщепляющиеся и переходящие в биссолит	Не отмечаются
ГЖВ	Присутствуют отдельные двухфазные включения, редко вуали	Как правило не отмечаются
Цветовая зональность	Контрастная, центр – ярко зеленый, периферия бледно окрашена. Некоторые кристаллы равномерно окрашены без выраженной зональности в насыщенно зеленый цвет.	Зональность слабо выражена. Центральная часть коричнево-зеленая, далее к периферии ярко зеленая и далее к периферии снова коричневатая окраска.

Выводы:

1. Месторождения Южного Ирана являются новым источником демантоида, близкого по своим характеристикам к эталонным камням уральских месторождений.
2. Не смотря на схожесть по внешнему виду, демантоиды Ирана и Урала заметно отличаются по ряду признаков – в первую очередь по характеру включений биссолита и включений игольчатых кристаллов актинолита.
3. Демантоиды Южного Ирана характеризуются повышенным содержанием алюминия (0.2-3.9 масс. %) и гидроксильных групп.
4. Предложенные критерии позволяют достоверно различать уральские и иранские демантоиды при их диагностике.

Литература

1. Ахметшин Э.А. Краткий обзор месторождений демантоида России. Тезисы докладов III Междунар. Конф. «Новые идеи в науках о Земле», т.1, М., 1997 г., стр. 22
2. Ахметшин Э.А. Демантоиды на ювелирном рынке. Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал) Mining informational and analytical bulletin (scientific and technical journal). 1999. № 6. С. 111.
3. Ахметшин Э.А., Новосельцева Т.А., Мельников Е.П. Особенности условий образования и парагенезис демантоида коренных месторождений Урала. Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал) Mining informational and analytical bulletin (scientific and technical journal). 2009. № 2. С. 305-307.
4. Ахметшин Э.А. Геммолого-минералогическая характеристика ювелирного демантоида и топазолита массива Рай-Из. Доклады X Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле», РГГРУ, т.1, М.: 2011.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ БОРА В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ АЗЕРБАЙДЖАНА

*Бабаев Н.И. (Азербайджан, Баку, Азербайджанский Государственный Университет Нефти и Промышленности (АГУНП), nibabayev@yandex.ru)*

### Аннотация

Формы нахождения борных соединений изучены в магматогенных, осадочных и метаморфических образованиях Азербайджана. Впервые обнаружены и в шлифах описаны минералы улексит и бура в сопочных брекчиях грязевых вулканов Гобустана, ашарит и гидроборацит в гипсоносных и соленосных толщах ЮВ окончания Большого и Малого Кавказа. Названные минералы принадлежат гипергенной зоне Земной коры, технологически легкоизвлекаемы из пород и экономически эффективны в производстве.

**Ключевые слова:** минерал, грязевой вулкан, бура, улексит, ашарит, гидроборацит, гипергенная зона, бораты, щелочные металлы, боросиликаты.

Бор имеет металлоидный характер, но проявляет и кислотные свойства, так как имеет относительно высокую валентность ( $3^+$ ) и малый радиус иона ( $0,23\text{\AA}$ ). Бор – типичный литофильный элемент и способен к комплексообразованию. Самыми простыми являются ортобораты. Радикал борной кислоты способен также образовывать ряд комплексных силикатов (датолит, аксинит и др.). В зоне гипергенеза наиболее распространены соли борной кислоты с элементами первой и второй групп. рН среда играет важную роль при выпадании боратов из раствора. Следует отметить, что только бораты щелочных металлов растворимы в воде, все остальные, особенно боросиликаты, являются труднорастворимыми.

Особенности поведения бора, связанные в основном с кристаллохимическими свойствами его атома, обуславливают несоответствие высокой способности минеральной индивидуализации бора (более 140 минералов) с низкой распространенностью его в земной коре ( $1 \times 10^{-3}\%$ ) [1].

Конструктивно борные минералы, целесообразно разделить на гипергенные и гипогенные. Среди первой группы широкое распространение имеют бура, улексит, ашарит, гидроборацит. Все они являются промышленными и могут быть использованы для извлечения бора. Улексит и бура отмечались в продуктах грязевых вулканов, описание которых приводится ниже. Ашарит, гидроборацит и данбурит составляют минеральные формы нахождения в геологических комплексах республики [2].

Следует отметить, что, несмотря на многочисленные боропроявления, в геологических комплексах Азербайджана, на сегодня, первоочередным для освоения в промышленных значениях являются бороносные сопочные брекчии грязевых вулканов.

Следует также отметить, что бор входит во многие соединения в небольших концентрациях в виде боросиликатов и боратов, а также в виде изоморфной примеси в минералы изверженных и осадочных пород. Бор известен не только в нефтяных и морских водах, но и в водах соляных озёр, горячих источников и грязевых вулканов, в сопочных глинах, во многих почвах и т.д [3].

В Азербайджане благоприятными геологическими предпосылками для датолитовых руд могут служить: 1) наличие известковых скарнов, развитых в зонах контактов карбонатных пород с гранитоидными интрузиями или в контактах карбонатных и алюмосиликатных пород в зонах воздействия гранитоидных интрузий; 2) повышенное содержание бора в минералах и породах интрузий. В отдельных

случаях скарны, содержащие датолитовую минерализацию, бывают представлены существенно мангангеденбергитовыми разностями.

Оба названных случая наблюдаются в Дашкесенском железорудном месторождении Азербайджана [4].

Благоприятными геологическими предпосылками для вулканогенно-осадочных месторождений бора могут быть: 1) проявление в районе молодой вулканической деятельности; 2) существование засушливого климата или высокогорных условий в районе в период вулканической деятельности; 3) наличие в этих районах бессточных впадин; 4) перекрытие вулканических пород континентальными малопроницаемыми для вод глинистыми осадками (характерно для погребенных месторождений); 5) повышенное содержание бора в водах, а также в вулканических, вулканогенно-осадочных породах и переотложенных осадках указанных районах. Геологические условия Горного Талыша и Малого Кавказа соответствуют таковым.

Для галогенно-осадочных месторождений характерны: 1) наличие в районе соленосных отложений, в частности калийных солей; 2) повышенная бороносность вод и горных пород в районах развития соляных осадков. Территория Нахчыванской области, Исмаиллинского района, Абшерона и Гобустана, характеризуется именно такими благоприятными условиями.

Как указывалось выше, минералы бора - улексит и бура были зафиксированы нами в легкой фракции брекчий грязевых вулканов, в которых количество их колебалось от 0,1 до 0,4%. Для полной и однозначной диагностики указанных минералов нами из ряда проб под биноклем были отобраны эти минералы и затем определены константы в иммерсии, а также в специально изготовленных шлифах в проходящем свете.

**Улексит (боронатрокальцит).** Впервые обнаружен и описан нами в илстых сопочных брекчиях вулканов Дашгиль, Готурдаг и Айрантекан. Он образует беловатые, иногда с желтовато-серым оттенком густосросшиеся друг с другом тонко-игольчатые агрегаты, смешанные без какой-либо ориентировки и отчасти образующие радиально расходящиеся лучи, в тесном сонахождении с гипсом и пелитовым веществом, а иногда в виде порошковидной массы. Блеск стеклянный с шелковистым оттенком. Размер таких кристаллических выделений достигает до одного миллиметра. Под микроскопом улексит бесцветен, обнаруживает волокнистые, местами пластинчатые формы выделений в тесном срастании с гипсом. Отмечается более развитая спайность (010) с заметной вытянутостью кристаллов по оси "с", несколько плохо выражены трещины спайности по призме, но всегда с поперечными отдельностями к оси "с", наблюдаемые на плоскости второго пинакоида. Ориентировка оптической индикатриссы, определенная на столике Федорова, следующая:

$$\begin{array}{l} \perp (010) \quad \begin{array}{l} N_g = 85^0 \\ N_m = 22^0 \\ N_p = 80^0 30' \end{array} \quad \perp (010) \quad \begin{array}{l} N_g = 1^0 30' \\ N_m = 88^0 30' \\ N_p = 87^0 \end{array} \\ 2V = + 69^0 30' \end{array}$$

Эти угловые величины осей оптической индикатриссы составляют среднее из трех замеров по каждой из указанных пинакоидальных плоскостей.

Данные иммерсионных определений, как средние из десяти замеров на разных зернах, показывают:  $N_g=1,518$ ,  $N_m=1,501$ ,  $N_p=1,490$ . Винчель в своем руководстве "Оптическая минералогия" приводит такие значения этих констант:  $N_g=1,520$ ,  $N_m=1,504, -1,508$ ,  $N_p=1,491-1,495$  [5].

К.Ларсен и Г.Берман приводят такие данные по оптическим константам улексита:  $N_g=1,520$ ,  $N_m=1,504$ ,  $N_p=1,491$ ,  $N_g-N_p=0,029$  [6]. Из этих определений видно,

что наши замеры вполне укладываются в рамки величин оптических констант, известных в наиболее признанных справочниках.

Следует подчеркнуть то обстоятельство, что в наших определениях, при почти нормальном положении осей Ng и Np к кристаллографическим осям "а" "б", изучаемый минерал приближается к моноклиальной сингонии, что подтверждается определениями существующих литературных источников и поэтому вполне позволяют отнести исследуемый минерал к улекситу.

Улексит обнаружен нами и в засушливых районах республики. В высыхающие летом соляные озера Абшерона, а также недалеко от шоссе дорог Баку-Сумгайыт, Баку-Аляты, Баку-Ахсу, у сел. Кюрдаханы и др., бор по видимому, приносился метеорными водами, выщелачивающими его из боросодержащих глинистых пород. Этот минерал широко распространен и на склонах Малого и Большого Кавказа, где бор извлекается из пирокластических пород, вымываясь поверхностными и грунтовыми водами.

**Бура** встречается почти в равных количествах с улекситом в обычном парагенезисе с гипсом, пелитоморфным тонкодиспергированным веществом чаще в высохших корках свежеизливающегося водно-шламового материала грязевых вулканов.

Размер кристаллов буры в шлифах не превышает 0,7-0,5 мм. Минерал в проходящем свете бесцветен с заметным отрицательным рельефом. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях таковы:

$$N_g=1.472, N_m=1.469, N_p=1.447, N_g-N_p=0.025, C: N_g=57^{\circ};$$

Вычисленная из этих данных величина оптических осей равна  $41^{\circ}$ .

На столике Федорова были определены угловые величины осей оптической индикатриссы, отнесенные к кристаллографическим осям, в следующих значениях:

$$\perp (010) \begin{cases} N_g=25^{\circ} \\ N_m=65^{\circ} 30' \\ N_p=89^{\circ} \\ 2V = 40^{\circ} 30' \end{cases}$$

Были замерены углы координат оптической индикатриссы минерала по отношению к трещинам спайности по третьему пинакоиду:

$$\perp (010) \begin{cases} N_g = 90^{\circ} \\ N_m = 23^{\circ} \\ N_p = 68^{\circ} \end{cases}$$

**Гидроборацит** - один из главных боратов, встречаемых на соленосных толщах Нахчывана. Кроме гидроборацита в различных горизонтах каменной соли Неграмского, Сустинского и Нахчыванского месторождений близ соляного зеркала встречены незначительные количества ашарита и улексита. К сожалению, из-за хрупкости волокнисто-игольчатых структур минералов в образцах нам не удалось изготовить нужных шлифов и пробы были отправлены во ВСЕГЕИ и ВИМС. По данным минералогической лаборатории и термических анализов, выполненных А.А.Смуровым во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), в шлифах изготовленных из вмещающих каменную соль коренных глинистых пород Неграмского месторождения, гидроборацит был определен в моноклиной сингонии, как двусосный положительный минерал с  $2V=60$  градусов;  $N_g=1,571$ ;  $N_m=1,534$ ;  $N_p=1,522$ ;  $N_g-N_p=0,049$  с косым погосанием ( $N_p=33$  градусов).

**Ашарит.** В гипсоносных майкопских глинах Лагичской мульды (ЮВ окончание Большого Кавказа) четко выделенных, крупных минералов бора нами не обнаружено. Но образцы пород, отобранные из огипсованных скоплений подтвердили наши предположения о наличии ашаритовых тел и неашаритовых выделений, залегающих преимущественно в серо-зеленоватых галопелитах района.

Сингония ашарита ромбическая. Короткоигольчатая разновидность характеризуется более высокими показателями преломления:

$n_g=1,650$ ;  $n_m=1,646$ ;  $n_p=1,575$ ;  $n_g-n_p=0,075$ .

Минерал двуосный, отрицательный,  $2V$  около 25 гадусов, погасание прямое.

Отметим, что из боросиликатов, часто встречаемых в эндогенном типе боропроявлений, датолит  $[CaBSiO_4(OH)]$  был обнаружен М.А.Кашкаем и его сотрудниками в районе Кельбаджар, в контакте гранитоидов с песчано-карбонатными породами палеогена.

Проявления боросодержащих турмалиноносных грейзенизированных плагиогранитов были отмечены нами в подножьях горы Айридаг Кедабекского района.

Турмалинизации здесь подвержены вторичные кварциты, образованные в результате гидротермального метасоматоза среднеюрских эффузивов.

Турмалины г. Айридаг представлены железистыми (шерл) видами. Количество турмалина в кварцитах Кедабека нередко достигает 70-80%. Сами вторичные кварциты здесь представляют продукты гидротермального метасоматоза исходных вулканогенных пород средней юры, а также порфиридные плагиограниты предбятского возраста.

Несмотря на тщетные попытки, нам так и не удалось обнаружить видимых невооруженным глазом минералов бора, кроме выше названных, не только в контактовых зонах различных по возрасту и составу интрузий с вмещающими породами Кяльбаджарского и Кедабекского районов, но и во всех четырех фазах внедрений Дашкесанского рудоносного массива.

К сожалению, тогда нам не удалось выяснить связь борного оруденения с местными водоносными горизонтами - грунтовыми водами. Этот вопрос, как и немало другие ждет своих исследователей.

В 1967 году после тщательных поисков, продолжающихся несколько лет А.С.Касимовым в контактовых зонах с вмещающими породами экструзива Иландаг и интрузива Кетам-Килид (Нахчыванская АР) был обнаружен и детально изучен один из распространенных боросиликатов - датолит  $CaBSiO_4(OH)$  [7].

### Литература

1. Горбов А.Ф. Геохимия бора. Л. «Недра», 1976. с. 214.
2. Бабаев Н.И. Бороносность юго-восточного окончания Большого Кавказа и Прикаспийско-Губинской области. Баку, «Элм», 1998. с. 114.
3. Бабаев Н.И. Бор и редкие щелочи в сопочных брекчиях грязевых вулканов Азербайджана. М. «Геохимия», АН СССР, №9, 1973. с. 1411-1416.
4. Кашкай М.А. Петрография и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М. «Недра», 1965. с. 515.
5. Винчелл А.Н., Винчелл Г.А. Оптическая минералогия. М. «Иностран. лит». 1953.
6. Ларсен К., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М. «Недра», 1965.
7. Касимов А.С. Геохимия боропроявлений в восточной части Нахчыванской АССР. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-минер. наук. Баку, 1968. с. 28.

## ТЕРМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ $K^+$ -МОНТМОРИЛЛОНИТА ИЗ БЕНТОНИТА ТИХМЕНЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ О. САХАЛИН

*Бочаринкова Ю.И. \*, Боева Н.М. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, j.sharova@mail.ru),*

### Аннотация

Было проведено замещение природных обменных катионов в монтмориллоните Сахалинского бентонита на катионы калия. Замещение выполнялось 0,1 Н растворами хлорида и сульфата калия. По данным термического анализа температура пика диссоциации комплекса  $K^+$ -монтмориллонит-этиленгликоль составила  $233 \pm 2$  °С.

**Ключевые слова:**  $K^+$ -монтмориллонит, насыщение обменными катионами, бентонит, остров Сахалин.

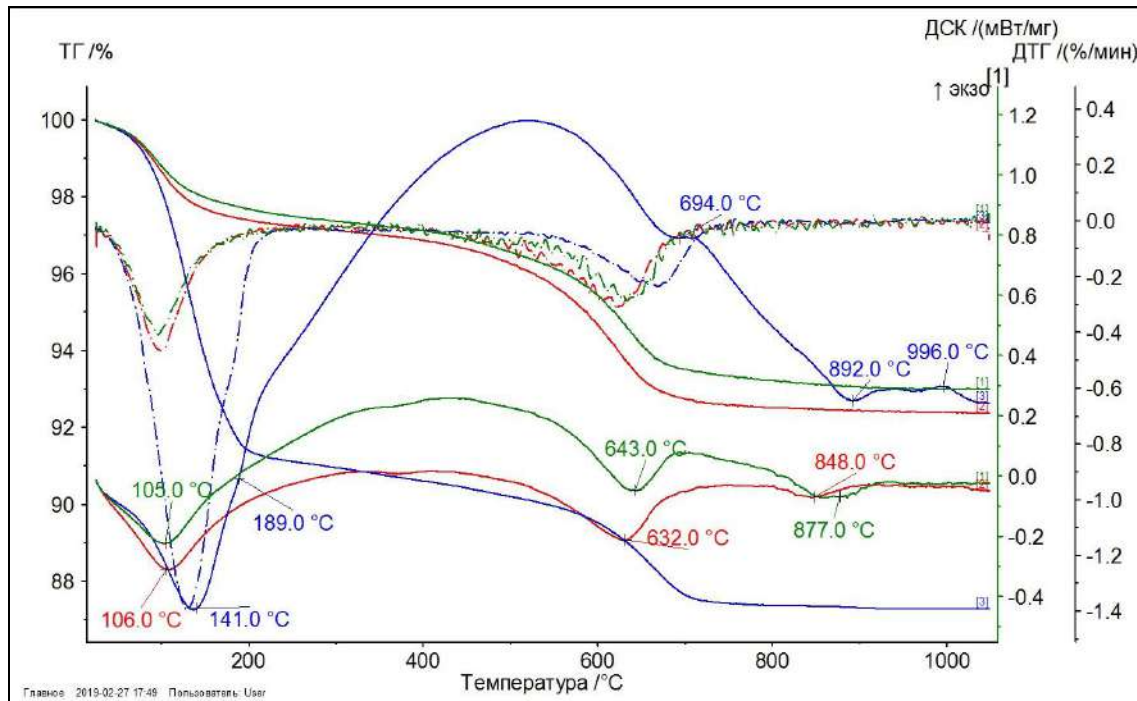
Изучение состава обменных катионов имеет важное значение для практического использования бентонитов. Состав обменных катионов определяется с использованием химических методов анализа, которые являются достаточно трудоемкими. В представленной работе предлагается определять состав обменных катионов монтмориллонита методом синхронного термического анализа. Это один из основных методов, используемых при исследовании минерального вещества, поэтому извлечение из термических кривых дополнительной информации о составе обменных катионов представляется весьма актуальной задачей.

Для получения  $K^+$ -монтмориллонита две навески бентонита по 10 г разбавили 1 л 0,1 Н раствора  $K_2SO_4$  в первом случае и  $KCl$  – во втором. Затем тщательно перемешали. Полученные суспензии выдерживались при нагревании на водяной бане в течение 4 часов. После того, как суспензия отстаивалась, сливалась надосадочная жидкость. Насыщение повторялось 3 раза. После этого глина трижды промывалась дистиллированной водой. Затем суспензию была высушена в сушильном шкафу. Полученный образец растерли для съемки на приборе синхронного термического анализа (СТА) NETZSCH STA 449 F1 Jupiter® (Германия). Под СТА понимается совместное использование термогравиметрии (ТГА) и дифференциально-сканирующей калориметрии (ДСК) одного и того же образца на одном инструменте. В этом случае условия эксперимента практически одинаковы для обоих сигналов. Скорость нагрева 10°С/мин. Навески по 40 мг нагревались в закрытом корундовом тигле в окислительной атмосфере.

На термических кривых (Рисунок 1) исходного бентонита (синие линии) отмечается малый по интенсивности эндоэффект (1), отвечающий удалению несвязанной воды и достаточно интенсивный эндоэффект (2), свидетельствующий об удалении воды, связанной с обменными катионами с максимумом при 141 °С и побочным эффектом при 189 °С. Далее от 400 и примерно до 600 °С наблюдается небольшой экзоэффект, сопровождающийся незначительными потерями массы. Максимум эндоэффекта (3), соответствующий дегидроксилизации монтмориллонита отвечает температуре 694 °С. Эндоэффект (4) при температуре 892 °С не сопровождается потерей массы на ТГ кривой. Второй экзоэффект 996 °С соответствует, вероятнее всего, фазовому переходу в каолините, в незначительном количестве присутствовавшем в образце.

После насыщения солями калия остается отчетливый эндоэффект (1), отвечающий за удаление несвязанной воды, второй эндоэффект, вызванный дегидратацией обменных катионов, отличается малой интенсивностью и выражается в виде слабого перегиба правого плеча первого эндоэффекта. По литературным данным

[1, 2], катионы калия уменьшают межслоевое пространство монтмориллонита – им не свойственна гидратация. При этом наблюдается понижение температуры пика третьего эндоэффекта с 694 °С в исходном до 643 и 632 °С в насыщенных  $K_2SO_4$  и  $KCl$  соответственно. Четвертый эндоэффект также отличается пониженной температурой: 877 и 848 °С в насыщенных  $K_2SO_4$  и  $KCl$  соответственно.



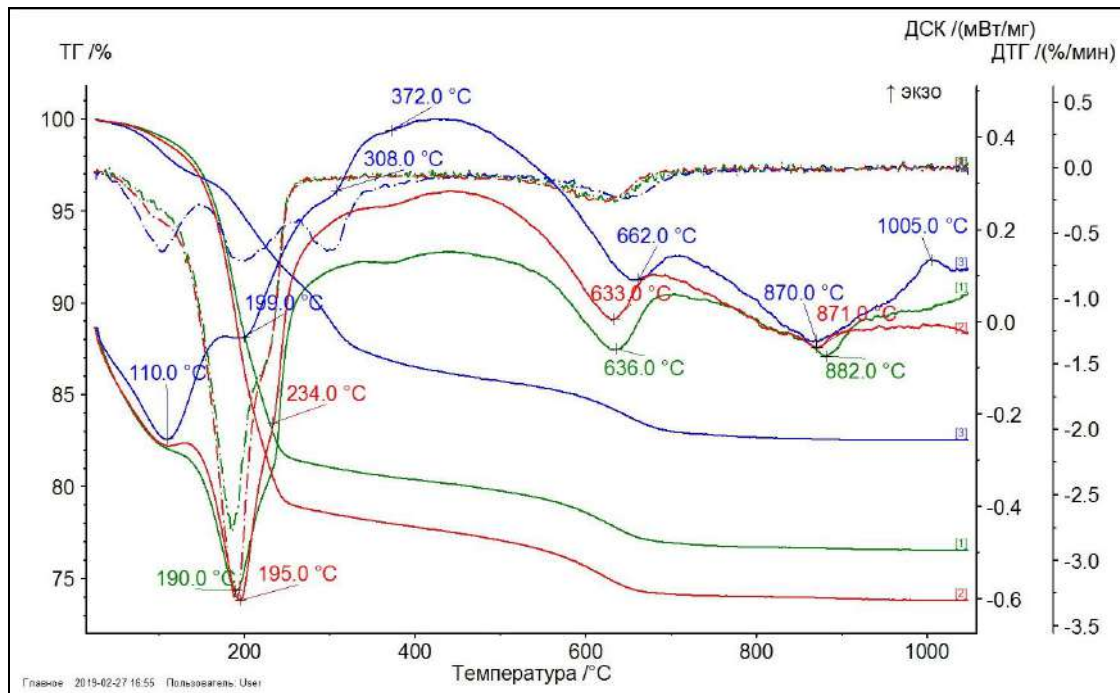
**Рисунок 1.** ДСК-, ДТГ- и ТГ-кривые бентонита исходного (синие линии), насыщенного катионами  $K^+$  из  $KCl$  (красные линии) и из  $K_2SO_4$  (зеленые линии).

При выдержке образцов исходного и насыщенных солями калия образцов бентонита в течение 6 суток в эксикаторе с парами этиленгликоля (ЭГ) были получены уточненные температуры десольватирования (Рисунок 2). Ранее этот способ исследования был протестирован авторами на образцах воронежских глин [3, 4, 5].

В исходном образце первый эндоэффект, соответствующий дегидратации, проявляется при температуре 110 °С. Второму эндоэффекту, отвечающему за испарение этиленгликоля, соответствует пик 199 °С. Третий пик, вызванный разрушением сольватной оболочки обменных катионов этиленгликоля, соответствует катионам кальция и составляет 308 °С [3]. Наблюдается сдвиг пика эндоэффекта, связанного с дегидроксилизацией с 694 °С до 662 °С в насыщенном ЭГ образце, а также незначительное снижение температуры четвертого эндоэффекта с 877 до 870 °С. Экзоэффект четко проявляется на кривой ДСК при температуре 1005 °С.

Насыщенный парами ЭГ и катионами калия монтмориллонит показывает практически полное отсутствие несвязанной низкотемпературной воды. Температура испарения ЭГ приходится на 190 и 195 °С для  $K_2SO_4$  и  $KCl$  соответственно. Третий пик соответствует удалению сольватной оболочки с катионов калия и составляет 232 и 234 °С  $K_2SO_4$  и  $KCl$  соответственно. Дегидроксилизация в ЭГ-насыщенном состоянии не изменилась. Экзоэффект у калиевых образцов, так же как и без ЭГ, отсутствует.





**Рисунок 2.** ДСК-, ДТГ- и ТГ-кривые бентонита, выдержанного в эксикаторе с этиленгликолем: исходного (синие линии), насыщенного катионами  $K^+$  из  $KCl$  (красные линии) и из  $K_2SO_4$  (зеленые линии).

По данным термического анализа температура пика диссоциации комплекса  $K^+$ -монтмориллонит-этиленгликоль составила  $233 \pm 2$  °С. Представленное исследование вносит вклад в развитие методики термического анализа в минералогии.

#### Литература

1. 5Van Groos A. F. K., Guggenheim S. Dehydration of K-exchanged montmorillonite at elevated temperatures and pressures //Clays and Clay Minerals. – 1986. Т. 34. №. 3. С. 281-286.
2. Mackenzie R. C., Bishui B. M. The montmorillonite differential thermal curve. II. Effect of exchangeable cations on the dehydroxylation of normal montmorillonite //Clay Minerals Bulletin. 1958. Т. 3. №. 20. С. 276-286.
3. Бочарникова Ю.И., Боева Н.М. Определение состава обменных катионов монтмориллонита методом синхронного термического анализа // International Conference on Thermal Analysis and Calorimetry in Russia (RTAC-2016) (September 16-23, 2016, St. Petersburg, Russia): Proceedings – St. Petersburg, SPbPU Publisher, 2016, Vol I. С.58-61
4. Бочарникова Ю.И., Боева Н.М. Исследование методом термического анализа Палеогеновых глин Воронежской антеклизы // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Девятнадцатая международная конференция. Москва, 24-26, Борок, 28 сентября 2018 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 41-44.
5. Бочарникова Ю.И., Белоусов П.Е., Боева Н.М. Модификация монтмориллонита методом кислотной активации // Третье Российское совещание по глинам и глинистым минералам - Глины-2015. Москва, 02-04 декабря 2015 г. 2015. С. 80-82

## СТРОЕНИЕ АГРЕГАТОВ СИНТЕТИЧЕСКОГО АНАЛОГА МАЛАХИТА

*Бубликова Т.М. (ИЭМ РАН, [tmb@iem.ac.ru](mailto:tmb@iem.ac.ru)), Балицкий В.С. (ИЭМ РАН, [balvlad@iem.ac.ru](mailto:balvlad@iem.ac.ru)), Ханин Д.А. (ИЭМ РАН, [d\\_khanin@iem.ac.ru](mailto:d_khanin@iem.ac.ru)), Сеткова Т.В. (ИЭМ РА, [setkova@iem.ac.ru](mailto:setkova@iem.ac.ru)), Некрасов А.Н. (ИЭМ РАН, [alex@iem.ac.ru](mailto:alex@iem.ac.ru))*

### Аннотация

Исследованы образцы синтетического малахита, полученные двумя методами: в открытой проточной системе с участием водных медно-сульфатных растворов и закрытой испарительно-рециркуляционной с участием медно-карбонатных растворов. Результаты исследований показали, что составы растворов, механизмы переноса и кристаллизации существенно влияют на внешнюю морфологию и внутреннее строение агрегатов, слагающих синтезированный малахит.

**Ключевые слова** синтетический малахит, основной карбонат меди, медно-аммиачные растворы, кристаллизация, растровая электронная микроскопия, агрегаты, сферолиты

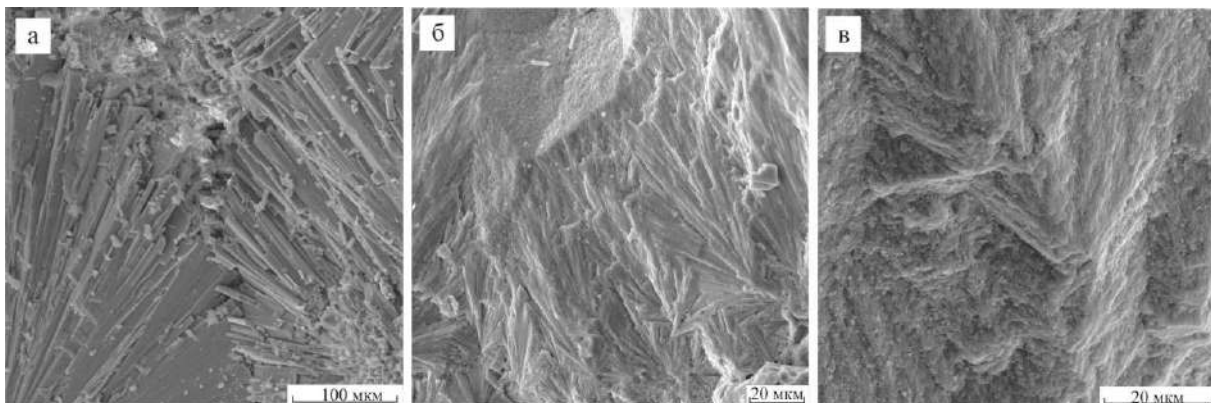
Малахит – основной карбонат меди на протяжении нескольких веков остается одним из популярных поделочных камней. Это качество он приобрел благодаря многообразию затейливых текстурных рисунков в сочетании с широким разнообразием оттенков зеленого цвета, в который окрашен минерал. Со времен Древнего Египта малахит используется для внутренней отделки зданий и изготовления ювелирных украшений. К середине 20-го века знаменитые Гумешевское и Меднорудянское месторождения практически полностью отработаны, это стимулировало проведение в нашей стране исследований по синтезу ювелирно-поделочного малахита – полного аналога природного минерала. Исследования, проведенные в ЛГУ (ныне СПбГУ, г. Санкт-Петербург) [1], во ВНИИСИМС (Мингео СССР, г. Александров) [2] и ИЭМ РАН (г. Черноголовка) [3,4], позволили разработать три технологии получения малахита разных текстур, с разнообразным рисунком и различными оттенками зеленого цвета.

Для исследований отобраны образцы мелкоузорчатого малахита, полученные с использованием медно-сульфатных растворов (метод ВНИИСИМС) и образцы полосчатой текстуры, синтезированные в рециркуляционных кристаллизаторах с использованием аммиачных медно-карбонатных растворов (метод ИЭМ РАН). Строение агрегатов, слагающих образцы синтетического малахита, изучали на поверхностях роста кристаллов, на сколах и полированных поверхностях с использованием растрового сканирующего микроскопа Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) INCA Energy 450 с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA x-sight.

Мелкоузорчатый малахит, выращенный в открытой проточной системе на вертикальных затравках, имеет ритмично-зональное строение, при котором наблюдается чередование зон с геометрическим отбором сферолитов (рис. 1а). Визуально различимые слои светло-зеленого цвета состоят из мелких агрегатов малахита (20 – 30 мкм); темно-зеленые, вплоть до черного, образованы более крупными агрегатами (300 - 400 мкм). В основании слоев, нарастающих на стенки или вертикально расположенные затравки, наблюдаются сферолиты до 30 мкм в диаметре, сложенные кристаллами до 20 мкм по длинной оси при толщине около 1 мкм, и постепенно сменяющиеся более крупными кристаллами. Кристаллы имеют длиннопризматический габитус, часто уплощенные. Поверхность выращенных образцов малахита сложена почками диаметром до нескольких миллиметров.

В полосчатом малахите, полученном с использованием медно-карбонатных растворов (метод ИЭМ РАН), визуально различимы чередующиеся слои светло- и темно-зеленой окраски толщиной от десятых долей мм до 5 мм. В зависимости от изменения режима процесса кристаллизации изменяются форма и размеры слагающих его агрегатов, среди которых можно выделить три типа: сферолиты, параллельно-шестоватые агрегаты и игольчатые кристаллы. В слоях, сложенных сферолитами (рис. 1б), прослеживается чередование участков статистически расположенных сферолитов малахита с зонами, в которых наблюдается геометрический отбор среди сферолитов. Зоны, сложенные мелкими сферолитами (до 100 мкм), имеют более светлую окраску, чем зоны, сложенные крупными сферолитами (в среднем около 200 мкм). В промежутках между сферолитами обычно наблюдаются небольшие участки малахита, которые заполнены параллельно-шестоватыми агрегатами, сложенными из игольчатых кристаллов (до 5 мкм по удлинению). На макроуровне в полосчатом малахите часто наблюдаются образования типа “конус в конус”. Обычно такие образования располагаются субпараллельно друг другу и образуют своеобразный параллельно-шестоватый агрегат (рис. 1в).

Таким образом, используя два технологически разных метода, изменяя составы растворов и термобарические параметры процесса кристаллизации, возможно получить различные текстурные разновидности синтетического аналога малахита.



**Рисунок 1.** Детали строения агрегатов синтетического малахита: а - сферолиты мелкоузорчатого малахита (ВНИИСИМС); б – сферолиты и в – образования типа “конус в конус в полосчатом малахите (ИЭМ РАН). РЭМ - изображения во вторичных электронах.

### Литература

1. Петров Т.Г., Мошкин С.В., Жоголева В.Ю. Сравнительное изучение морфологических и физико-химических характеристик синтетического и природного малахита // Тр. Ленинградского об-ва естествоиспытателей. 1980. Т. 79. Вып. 2. С. 142-151.
2. Тимохина И.В., Балицкий В.С., Шапошников А.А., Бубликова Т.М., Ахметова Г.Л., Дубовский А.А. Физико-химические исследования синтетического малахита // ДАН СССР. 1983. Т. 270. С. 1117 – 1119.
3. Balitsky V.S., Bublikova T.M., Sorokina S.L., Balitskaia L.V., Shteinberg A.S. Man-made jewelry malachite // Gems and Gemology. 1987. V. 23. P. 152 – 157.
4. Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Ханин Д.А., Некрасов А.Н., Сеткова Т.В. Особенности внутреннего строения синтетического аналога малахита // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2018. № 6. С. 74 – 81.

## ОФИКАЛЬЦИТ ПИТКЯРАНТСКОГО РАЙОНА: МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ДЕКОРАТИВНЫЕ КАЧЕСТВА

*Булах М.О.\* (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова,  
РГГРУ им. С. Орджоникидзе, aregon27@mail.ru)*

### Аннотация

Доклад посвящен серпентин-карбонатным породам, развитым в приконтактовых зонах гранитоидов Салминского интрузива. Рассмотрены особенности химического и полиморфного состава цветных разновидностей серпентина. Выявлено два типа офикальцита: первый является продуктом гидротермального изменения форстеритовых кальцифиров; второй формировался в толщах вмещающих скарновые тела мраморов непосредственно путем замещения доломита серпентином и кальцитом при привносе кремнезема.

**Ключевые слова:** Офикальцит, апокарбонатный серпентин, кальцифиры, Питкярантское рудное поле.

Серпентиниты широко распространены в земной коре и известны человеку уже длительное время. Серпентин упоминается Диоскоридом и Плинием как λίθος ὀφίτις (греч. ὀφίς - «змея»). Происхождение названия толкуется по-разному. Есть мнение, что оно дано камню из-за пятнистой окраски, напоминающей змеиную кожу. Согласно другой версии, наименование связано с тем, что серпентин в Древней Греции рекомендовался при укусах змей в качестве противоядия. Латинское название serpentine (serpent – «змея»), как полагают, впервые использовал Агрикола в 1564 году. Серпентиниты, сформировавшиеся в результате гидратации магнезиальных силикатов ультраосновных пород, часто имеют спутано-волоконистую или петельчатую структуру, которая дает на полированных срезах красивый рисунок, напоминающий змеиную кожу. Такие породы являются поделочным материалом и в России традиционно называются змеевиком. Другая разновидность поделочных серпентинитов – офикальцит, представляющий собой массивную карбонат-серпентиновую породу. В зарубежной литературе этим термином обозначаются карбонатизированные апогипербазитовые серпентиниты. Однако офикальциты распространены также в приконтактовых зонах гранитных интрузий без связи с ультрамафитами.

Автором изучались серпентин-карбонатные породы участков Хопунвара и Люпикко Питкярантского рудного района (Северное Приладожье). Данные по химическому составу минералов получены с помощью сканирующего электронного микроскопа «Jeol» JSM-6480LV с комбинированной системой на основе энергодисперсионного спектрометра «Inca Energy-350» на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ (аналитики В.О. Япаскерт, Е.В. Гусева, Н.Н. Кошлякова). Оптические исследования прозрачно-полированных шлифов выполнены на микроскопе «AxioPlan 2 imaging». Определение полиморфных модификаций серпентина проводилось на основе сопоставления результатов ИК-спектроскопии, рентгенофазового и дифференциально-термического анализов.

В геологическом строении Питкярантского района участвуют амфиболиты, кристаллические сланцы и мраморы питкярантской свиты сортавальской серии, перекрывающиеся кварц-сланцевыми сланцами и слюдяными кварцитами ладожской серии, а также комплекс гнейсо-гранитных куполов и гранитоиды Салминского интрузива, прорывающие метаморфические образования (Ларин и др., 1991). На участках Хопунвара и Люпикко шахтами вскрыты магнезиальные скарны,

приуроченные к контакту гранитов-рапакиви Салминского плутона с верхним карбонатным горизонтом питкьярантской свиты (Шабынин, 1974).

Обломки офикальцитовых глыб встречаются в отвалах шахт. На Хопунваре выходы серпентин-карбонатных пород имеются также в бортах карьера «Известковая ломка». В белых и серых доломитовых и доломит-кальцитовых средне- и мелкокристаллических мраморах серпентином сложены маломощные линзы, гнезда, прожилки до 5 - 7 см. Содержание силикатов в породе колеблется от 15 до 45 %. Серпентин представлен просвечивающими в тонких сколах оливково-, травяно- и салатово-зелеными, лимонно- и медово-желтыми, бесцветными, светло-коричневыми агрегатами с жирным блеском, окруженными белым мелкокристаллическим кальцитом. Непросвечивающие фарфоровидные разности без четких границ с карбонатом имеют светло-бежевый или бледно-салатово-зеленый цвет и развиты преимущественно в ореолах магнетитовых жил. Встречаются полосчатые агрегаты, сложенные серпентином разных оттенков (Булах, 2018).

Исследования на микроскопическом уровне позволяют выделить два типа серпентинизации.

В первом случае серпентин развивается по округлым зернам форстерита размером 0,05 – 0,20 мм, имеет петельчато-гребенчатое строение. Преобладающей полиморфной модификацией является лизардит. В салатово-зеленом апофорстеритовом серпентине содержание Fe достигает 2,4 мас. % FeO, Al – не превышает 0,2 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В медово-желтом и коричневом серпентине количество Fe меняется от 0,6 до 1,1 мас. % FeO, Al – от 0,1 до 0,5 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Уровень Mn в обеих цветовых разновидностях не превышает 0,2 мас. % MnO. В составе постоянно присутствует F до 2,0 мас. %. Карбонатный агрегат сложен тесно срастающимися между собой ксеноморфными выделениями кальцита и доломита, в составе которых иногда фиксируется Fe до 0,3 мас. % FeO или Mn до 1,3 мас. % MnO. Карбонатные участки содержат большое количество тонкокристаллического сиреневого флюорита. Среди серпентина встречаются реликты чешуек флогопита до 0,2 мм, редко – фторфлогопита. Рудные минералы присутствуют в качестве аксессуарных и представлены сфалеритом, гематитом, шеелитом, касситеритом, гетеролитом, бадделеитом в виде неразличимых невооруженным взглядом зерен. Макроскопически описанные породы отличаются четкими границами между выделениями серпентина и карбоната; им свойственно ритмично-полосчатое строение, характерное для форстеритовых кальцифиров, сопровождающих скарновые тела (Шабынин, 1974).

В офикальците второго типа серпентин образует выделения неправильной формы, заключенные в матрицу из зерен (размером от 0,1 мм до 0,5 мм) кальцита. Границы с карбонатом нечеткие, имеют извилистые, рваные очертания. Встречены также микрокрасстания серпентина с кальцитом, напоминающие графические структуры пегматитов. Серпентин характеризуется волокнистой или мелкопетельчатой структурой, содержит большое количество включений ксеноморфного кальцита (от мельчайших < 0,005 мм до 0,1 мм); по результатам анализов также отнесен к лизардиту. В лимонно-желтом лизардите содержание Fe не превышает 0,3 мас. % FeO; Al – 0,4 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Вариации химического состава кремво-коричневого фарфоровидного лизардита более значительны: количество FeO изменяется от 0,1 до 1,5 мас. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – от 0,0 до 0,7 мас. %, причем устойчивой корреляции между железом и алюминием нет; иногда фиксируется марганец до 0,1 мас. % MnO. В зеленом лизардите содержание Fe составляет 1,1 - 2,4 мас. % FeO, Mn - 0,0 - 0,3 мас. % MnO; Al (в однородных выделениях) - 0,1 - 0,5 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Иногда присутствует F до 0,2 мас. % и Cl до 0,4 мас. %. Местами в однородном серпентине наблюдаются прожилки с нечеткими границами, где количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> линейно возрастает от краев и к центру серпентин

переходит в хлорит, состав которого соответствует формуле  $(\text{Mg}_{4,78}\text{Al}_{0,85}\text{Fe}^{2+}_{0,15}\text{Mn}_{0,01})_{5,79}[(\text{Si}_{3,51}\text{Al}_{0,49})_{4,00}\text{O}_{10}](\text{OH}_{7,92}\text{Cl}_{0,08})_{8,00}$ . Не исключено, что прожилки представлены смешаннослойными серпентин-хлоритовыми образованиями. В ассоциирующем с серпентином белом кальците примесные компоненты оказываются ниже порога обнаружения. В серпентине и карбонате присутствуют чешуйки (до 2 мм) почти бесцветного, с легким золотистым оттенком, флогопита  $(\text{K}_{0,96}\text{Na}_{0,03}\text{Ba}_{0,01})_{1,00}(\text{Mg}_{2,92}\text{Al}_{0,05}\text{Ti}_{0,02}\text{Fe}^{2+}_{0,01})_{3,00}[(\text{Si}_{2,96}\text{Al}_{1,04})_{4,00}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1,66}\text{F}_{0,34})_{2,00}$ . Особенно обилен флогопит на участке Люпикко.

Разница в морфологии и содержании летучих компонентов указывает на различное происхождение офикальцита описанных типов. В первом случае серпентинизация протекала на гидротермальной стадии развития скарнов путем замещения форстерита в кальцифирах, образованных на магматическом этапе. Серпентинизация второго типа проходила в толщах вмещающих скарны доломитовых мраморов, по-видимому, непосредственно за счет изменения доломита при привносе кремнезема в ходе реакции  $3\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2 + 2\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4 + 3\text{Ca}[\text{CO}_3] + 3\text{CO}_2$ . Подобные образования также относят к продуктам гидротермального процесса (Лютюев, 2000), хотя не исключена возможность их формирования метаморфическим путем при наличии в карбонатных породах силикатов.

В полированных срезах питкьярантский офикальцит весьма декоративен. Особенно красивы полосчатые разновидности из бывших форстеритовых кальцифиров, где карбонат окрашен включениями флюорита в нежно-фиолетовый цвет. Материал достаточно легкий в обработке: мягкий, почти не крошится, агрегаты серпентина вязкие. Тем не менее, использовать его в декоративных целях нужно с осторожностью, поскольку в серпентинизированных скарнах и диопсидовых метаморфогенных кальцифирах тех же объектов Питкьярантского рудного района установлена урановая минерализация (Иващенко, Голубев, 2015; Булах, 2018). В описываемых офикальцитовых породах радиоактивные минералы не встречены, что, однако, не исключает их возможного там присутствия. Кроме того, рудопроявления Питкьярантского района имеют важное научное, историческое и учебное значение и нуждаются в бережном отношении и охране от бесконтрольного расхищения. Поэтому целесообразно использовать образцы питкьярантского офикальцита преимущественно в музейных коллекциях в качестве декоративного и учебного материала для демонстрации различных генетических типов серпентинизации.

### Литература

1. Булах М.О. Апоскарновая и апокарбонатная серпентиновая минерализация участков Хопунвара и Люпикко Питкьярантского рудного поля (Северное Приладожье) // Новое в познании процессов рудообразования (материалы VIII Рос. мол. науч.-практ. Школы). М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 77 – 80.
2. Иващенко В.И., Голубев А.И. Новые аспекты минералогии и металлогении Питкьярантского рудного района // Труды Карельского научного центра РАН, 2015. № 7. С. 127 – 148.
3. Ларин А.М., Амелин Ю.В., Неймарк Л.А. Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкьярантского рудного района // Геол. руд. м-ний, 1991, №6. С. 15 - 32.
4. Лютюев В.П. Изоморфизм и собственные дефекты в минералах группы серпентина. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 149 с.
5. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., Недра, 1974. 288 с.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЗМЕНЕННОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ПИРОКЛАСТИКИ (ТОНШТЕЙНОВ) В УГЛЯХ МИНУСИНСКОГО БАСЕЙНА

*Вергунов А.В. \* (НИ ТПУ, alexeivergunov@rambler.ru),*

### Аннотация

Изучен минеральный состав измененной вулканогенной пирокластики (тонштейнов) в углях Минусинского бассейна. Породообразующим минералом является каолинит. Второстепенными минералами являются, фосфаты (гойяцит и фторапатит), кварц, кристобалит, тридимит, полевые шпаты. Главные эпигенетические минералы представлены карбонатами, преимущественно сидеритом, меньше доломитом, редко кальцитом. Встречаются отдельные акцессорные минералы (циркон, монацит).

**Ключевые слова:** Уголь, тонштейны, минералогия, вулканогенная пирокластика.

Измененная вулканогенная пирокластика в углях, чаще всего представлена тонштейнами, тонкими глинистыми прослоями каолинитового состава. Их применяют для корреляции угольных пластов в границах месторождений и бассейнов, с целью характеристики роли вулканизма во время образования угленосных отложений, а также выяснения периодичности и состава продуктов извержения вулканов [1]. Вулканогенная природа тонштейнов доказана и в настоящее время уже не дискутируется [2].

Наиболее ярко следы палеовулканизма на территории Сибири проявлены в Минусинском бассейне. Впервые наличие пирокластического материала в углях бассейна было отмечено В.М. Богомазовым в 1961 году [3]. В 1992 году Л.А. Адмакин охарактеризовал вещественно-петрографический состав и выделил типы тонштейнов Черногорского месторождения Минусинского бассейна.

Минусинский каменноугольный бассейн расположен в южной части Центрально-Сибирского региона. В геологическом плане он приурочен к одноименному прогибу, окруженному с запада, востока и юга структурами Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна [4]. Продуктивная толща сложена нижнекаменноугольными – верхнепермскими отложениями. Основными промышленными месторождениями являются – Черногорское, Изыхское и Бейское.

В ходе исследования были детально опробованы и изучены как сами тонштейны, так и вмещающие их угли. Для изучения характера распределения минерального вещества в тонштейнах и околотонштейновом пространстве, анализа их текстурно-структурных особенностей выполнено петрографическое изучение шлифов на оптическом микроскопе Axioskop-40.

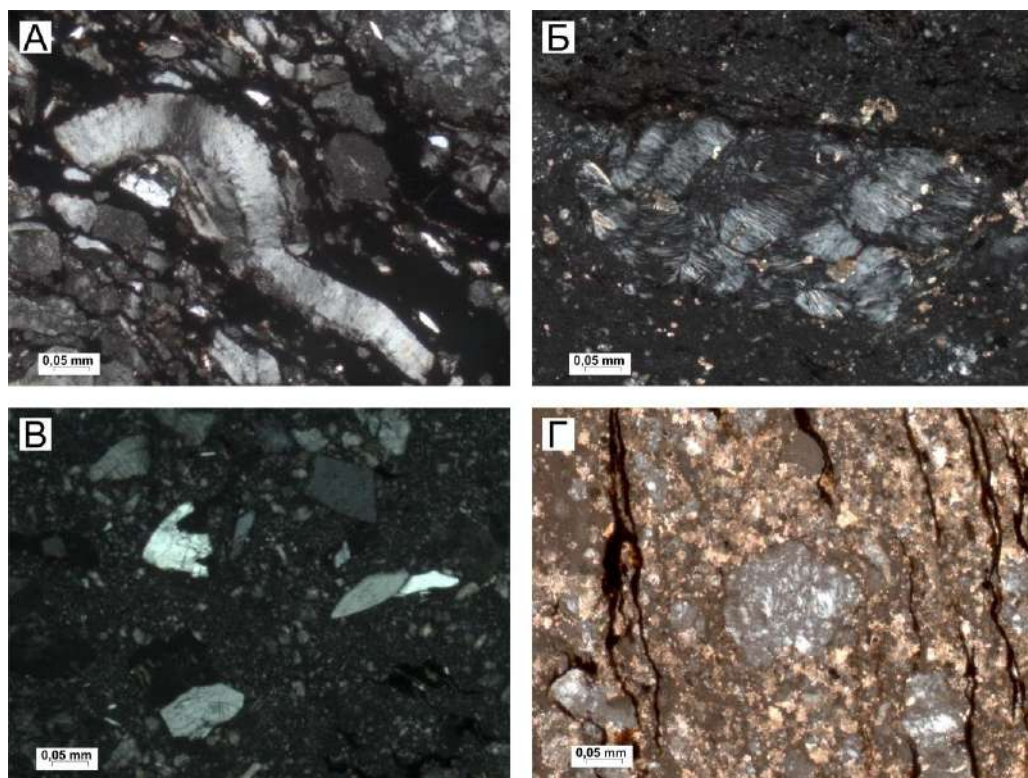
Изучение минерального состава тонштейнов методом рентгеноструктурного анализа выполнено в МИНОЦ «Урановая геология» при Отделении геологии Национального исследовательского Томского политехнического университета на порошковом дифрактометре Bruker «D2 Phaser».

Изучение микроминеральных форм элементов в тонштейнах производилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Hitachi S-3400N в МИНОЦ «Урановая геология» при Отделении геологии ТПУ. Состав включений определялся с помощью энерго-дисперсионного спектрометра Bruker XFlash 4010/5010 для проведения рентгеноспектрального анализа. Исследование проб проводилось в режиме низкого вакуума с детектором обратно-рассеянных электронов.

Тонштейны в угольных пластах Минусинского бассейна достаточно хорошо распознаются визуально. Они характеризуются небольшой, но при этом выдержанной по простиранию, мощностью. Мощность тонштейнов обычно не превышает 2-3 см, лишь в отдельных случаях достигает 5 см (маркирующий тонштейн пласта Гигант Черногорского месторождения и тонштейн на границе пласта 16 и 16а Бейского месторождения) [5]. Границы прослоев четкие, контрастные. Тонштейны отчетливо выделяются светлой окраской на фоне угля, что отличает их от терригенных породных прослоев, обычно окрашенных в темные цвета за счет органического вещества.

Микроскопические исследования показали, что каолинит является основным породообразующим минералом. Каолинит встречается в нескольких модификациях: 1 – в виде кристаллов; 2 – в виде шарообразных или эллиптических зерен (крупинок); 3 – в виде псевдоморфоз по слюдам и полевым шпатам; 4 – в виде скрытокристаллической основной массы.

Кристаллы каолинита представлены столбчатыми, червеобразно изогнутыми (вермикулы) и пластинчатыми образованиями. Столбчатые и червеобразно изогнутые агрегаты имеют спайность, перпендикулярно к удлинению кристалла (рис. 1, А). Слюды являются многочисленным компонентом тонштейнов. Представлены они в основном биотитом, реже мусковитом. Листочки биотита находятся в различной степени преобразования. Многие из них в результате набухания имеют боченко- и веерообразные формы (рис. 1, Б). Кварц образует остроугольные или угловатые формы зерен (рис. 1, В). Часто диагностируется большое количество пятен сидерита (рис. 1, Г).



**Рисунок 1.** Петрографический состав тонштейнов: А – червеобразно изогнутый агрегат каолинита (вермикула); Б – апобiotитовый каолинит; В – зёрна кварца; Г – развитие сидерита по тонштейну: серые кристаллы каолинита, жёлто-коричневый – сидерит.

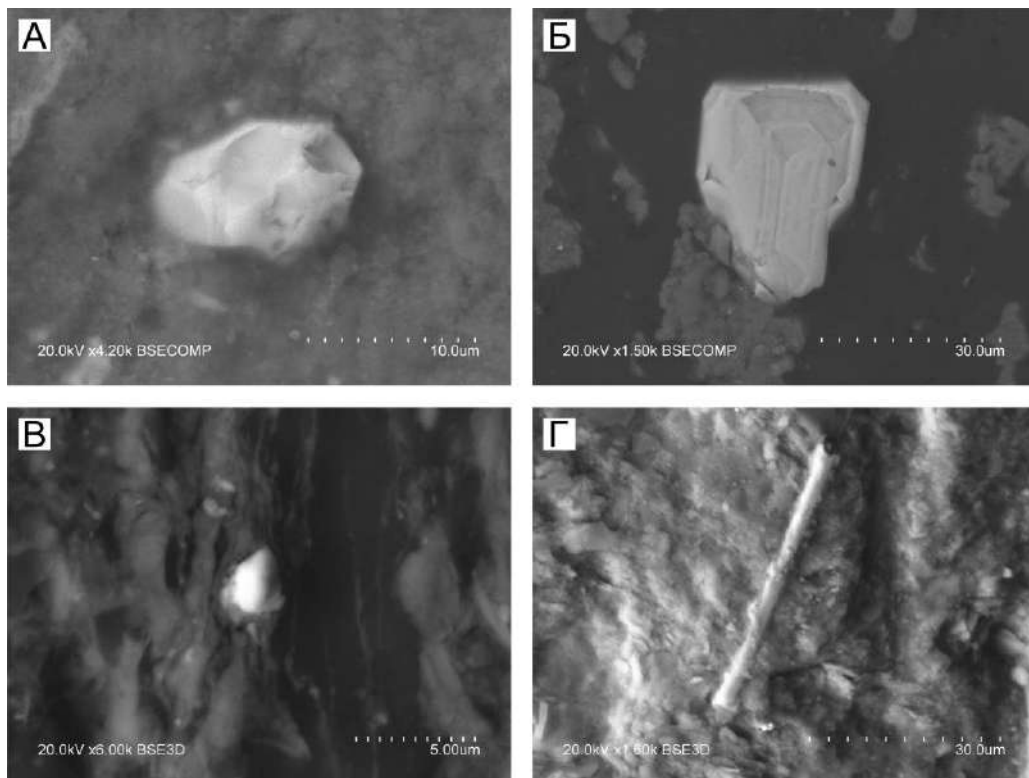
Рентгенофазовый анализ позволил уточнить минеральный состав тонштейнов и процентное соотношение минералов. Среди тонштейнов Минусинского бассейна было выделено две разновидности: 1 – тонштейны каолинитового состава (70-100 %), 2 – тонштейны смешанного состава.



Второстепенными минералами в составе измененной вулканогенной пирокластики являются, фосфаты (гойяцит и фторапатит), кварц, кристобалит, тридимит, полевые шпаты. Главные эпигенетические минералы, наложенные на ранее сформированные каолиновые тонштейны, представлены карбонатами, преимущественно сидеритом, меньше доломитом, редко кальцитом.

При детальном электронно-микроскопическом исследовании в тонштейнах были найдены кристаллы циркона. Среди которых были как кристаллы правильной формы (рис. 2, Б), так и корродированные кавернозные кристаллы (рис. 2, А). Разрушение кристаллов циркона объясняется воздействием на них агрессивной среды торфяного палеоболота и перераспределением элементов из приконтактной части тонштейна с углем в притонштейнный уголь [6].

Также в тонштейнах диагностированы удлиненные кристаллы апатита (рис. 2, Г). Такая форма характерна для кристаллов вулканогенного происхождения [7].



**Рисунок 2.** Снимки в обратно-рассеянных электронах: А – корродированный кристалл циркона; Б – кристалл циркона правильной формы; В – агрегат фосфата редких земель; Г – удлиненный кристалл апатита.

Достаточно часто встречаются фосфаты редких земель. Они представлены в основном в виде корковидных и плёнковидных агрегатов (рис. 2, В). Такие формы объясняются перераспределением вещества в процессе преобразования вулканогенной пирокластики в глинистый прослой.

Комплекс минералов, слагающих тонштейны весьма однообразен, что свидетельствует о их вулканическом генезисе. Однако минеральный состав глинистых прослоев не позволяет достоверно восстановить состав исходного материала. Мировыми специалистами разработан комплекс критериев для восстановления исходного состава измененной вулканогенной пирокластики. В нем используются химические элементы, относительно инертные в зоне гипергенеза, такие как Al, Ti, Zr, Y, Nb, Th и U [5,7].

В результате исследования был изучен минеральный состав измененной вулканогенной пирокластики (тонштейнов) Минусинского угольного бассейна. Тонштейны состоят преимущественно из каолинита. Второстепенными минералами являются, фосфаты (гойяцит и фторapatит), кварц, кристобалит, тридимит, полевые шпаты. Главные эпигенетические минералы представлены карбонатами, преимущественно сидеритом, меньше доломитом, редко кальцитом. Встречаются отдельные аксессуарные минералы (циркон, монацит).

### Литература

1. Адмакин Л.А. Тонштейны – геохронометры древних эруптивных циклов // Доклады Академии наук СССР. – 1991. – Т. 320. – № 5. – С. 1194–1197.
2. Spears D.A. The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks // Int. J. of Coal Geol. – 2012. – V. 94. – P. 22–31.
3. Богомазов В.М. Стратиграфия и условия образования доугленосных и угленосных отложений карбона и перми Минусинского бассейна // Вопросы геологии угленосных отложений азиатской части СССР. М. Л.: Издательство Академии наук СССР, 1961. С. 79–116.
4. Угольная база России. Т. 3. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири. – М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. – 488 с.
5. Арбузов С.И., Ильенко С.С., Вергунов А.В., Шалдыбин М.В., Соболенко В.М., Некрасов П.Е. Минералого-геохимическая идентификация продуктов эксплозивного вулканизма в углях Минусинского бассейна. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып.9 Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием. – Томск: Издательство Томского центра научно-технической информации, 2017. – С.35–37.
6. Вергунов А.В., Арбузов С.И., Соболенко В.М. Минералогия и геохимия тонштейнов в углях Бейского месторождения Минусинского бассейна // Известия Томского политехнического университета. – 2019. – Т. 330. – № 2. – С. 155–166.
7. Dai S., Ward C.R., Graham I.T., French D., Hower J.C., Zhao L., Wang X. Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: a review of their nature and significance // Earth-Science Reviews. – 2017. V. 175. – P. 44–74.

## ЦВЕТНЫЕ И ДЕКОРАТИВНО-ОБЛИЦОВОЧНЫЕ КАМНИ: МИНЕРАГЕНИЯ, ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*В.Г. Гадиятов\** (Воронежский государственный технический университет, [gadiatovvg@mail.ru](mailto:gadiatovvg@mail.ru))

### Аннотация

Описывается минерагеническое районирование территории Российской Федерации на цветные камни, приводятся закономерности размещения месторождений, рассматриваются научные основы прогноза и поисков при проведении геологоразведочных работ.

**Ключевые слова.** Минерагения, районирование, прогнозирование, цветные камни, провинция, субпровинция, критерии рудоносности, предпосылки, признаки, магматическая формация, химические элементы.

Минерагеническое районирование территории Российской Федерации на цветные камни, закономерности размещения месторождений, научные основы прогноза и поисков при проведении геологоразведочных работ - эти и другие материалы приведены в учебном пособии «Минерагения и прогнозирование месторождений цветных и декоративно-облицовочных камней», вышедшем в 2018 году в Воронежском государственном техническом университете. Учебное пособие составлено в соответствии с Федеральным государственным образовательным стандартом высшего образования для студентов, обучающихся по программе магистерской подготовки, а также будет полезно для геммологов и геологов, занимающихся геологоразведочными работами на камнесамоцветное сырье. Целью учебного пособия является изучение пространственного размещения и локализации месторождений, критериев потенциальной рудоносности, необходимых при проведении прогнозно-поисковых работ на цветные камни.

Термин «минерагения» - закономерности размещения полезных ископаемых, до недавнего времени применялся только для неметаллических полезных ископаемых, но в последние годы распространяется и на цветные камни, являясь синонимом «металлогения». В основе учения лежат фундаментальные категории минерагенического анализа - провинция, формация (рудная, магматическая и др.), минерагеническая зона, минеральный тип и др. Они соответствуют фундаментальным категориям металлогенического районирования, заложенным Ю.А. Билибиным, В.М. Крейтером, Ю.А. Кузнецовым, А.Д. Щегловым и др. Минерагенические таксономические единицы (таксоны) разных иерархических уровней составляют естественные сообщества пород с минерализацией цветных камней.

Пособие включает две части: 1) пространственное размещение месторождений и минерагеническое районирование территории Российской Федерации на цветные камни и 2) прогнозирование и поиски месторождений. В первой части, включающей две главы, даны общие сведения по изученности территории РФ на цветные камни, приведено обоснование использованных таксонов.

Впервые минерагеническое районирование территории СССР было проведено Я.П. Самсоновым (Самсонов и др., 1984), выделившим 15 комплексных и 9 мономинеральных минерагенических камнесамоцветных провинций, приведённых на составленной им схеме. Основными таксономическими единицами являются провинции, субпровинции и рудные районы. В качестве провинций приняты разные по значению геодинамические структуры и мономинеральные районы. Однако

вследствие некорректного выделения камнесамоцветных провинций минерагеническое районирование не получило широкого распространения.

По мере накопления геологических материалов по месторождениям цветных камней производилось их обобщение и вносились коррективы. В начале нового тысячелетия авторским коллективом ФГУП «Центркварц» под руководством К.К. Атабаева были обобщены материалы по геологии и закономерностям размещения месторождений цветных камней СССР и России, по оценке качества сырья и результатам попутных поисков цветных камней. В результате этого, совместно с ЦНИИгеолнеруд и ВНИИСИМС было выполнено минерагеническое районирование территории Российской Федерации и составлена Карта размещения камнесамоцветных площадей России масштаба 1:5 000 000.

Позднее, с использованием данных названной работы, было проведено очередное минерагеническое районирование территории Российской Федерации, при этом составлена Сводная ресурсная карта цветных камней России (Коваленко и др., 2004). На карту вынесено 6 мегапровинций, 17 провинций и областей, 141 месторождение и 265 проявлений 29 цветных камней с оцененными ресурсами.

В составленном учебном пособии в качестве наиболее крупного подразделения районирования объектов цветных камней принята провинция. Далее следуют субпровинция, минерагеническая область, минерагеническая зона, рудный район, рудное поле. Благодаря такому делению, удалось сократить количество таксонов и по-новому провести границы некоторых провинций, субпровинций и т.д. Таким образом, на территории Российской Федерации выделено 9 провинций цветных камней: Восточно-Европейская, Кавказская, Тимано-Уральская, Восточно-Сибирская, Южно-Сибирская, Монголо-Охотская, Дальневосточная, Северо-Восточная, Камчатско-Сахалинская. В их состав входят 22 субпровинции и камнесамоцветные области: Карело-Кольская, Воронежская, Балтийско-Днепровская, Северо-Кавказская, Тиманская, Северо-Уральская, Средне-Уральская, Южно-Уральская, Таймырская, Оленёкско-Анабарская, Средне-Сибирская, Алдано-Становая, Енисейско-Алтайская, Саянская, Байкальская, Монголо-Охотская, Ханкайско-Буреинская, Сихотэ-Алиньская, Колымо-Индибирская, Верхояно-Адычанская, Корьякско-Камчатская, Сахалинская.

Результатом этой работы стало выделение Воронежской камнесамоцветной области, которая показана впервые. Область соответствует площади Воронежской антеклизы (Гадиятов и др. 2014), находящейся на площади Центрально-Черноземного района. Цветные камни камнесамоцветной области связаны с осадочным чехлом и докембрийским фундаментом. Среди них циркон, берилл, альмандин, янтарь, аметистовидный и розовый кварц, сердолик, кремень и др. Каждый раздел пособия подкреплен таблицами, содержащими исчерпывающие сведения по основным цветным камням и месторождениям провинций.

Во второй части учебного пособия, посвященного прогнозированию и поискам месторождений камнесамоцветного сырья, приведены материалы по формационному анализу, критериям поисков и прогнозированию. Показана стадийность проведения геологоразведочных работ при поисках месторождений.

Критерии потенциальной рудоносности включают предпосылки и признаки рудоносности (Каждан, 1984). Под предпосылками понимается совокупность геологических факторов, которые определяют условия нахождения полезных ископаемых в земной коре. Признаки рудоносности свидетельствуют о присутствии полезного ископаемого в изучаемых недрах. Это находки минералов или высокое содержание полезного компонента в исследованных пробах. Для прогнозной оценки территории на цветные камни за основу принята совокупность благоприятных геологических предпосылок и признаков рудоносности (далее – критерии).

Рассмотрены следующие геологические критерии прогноза месторождений цветных камней: геотектонические, структурные, магматические, литолого-стратиграфические (рудовмещающие), минералого-геохимические, генетические.

Геотектонические и структурные критерии можно рассматривать как предпосылки регионального прогнозирования, проводимого на первоначальном этапе. При дальнейших исследованиях применяются все названные критерии. Важное значение принадлежит магматическим, вулканогенно-осадочным и экзогенным формациям, которые приводятся в качестве критериев прогноза и поисков (Гадиятов и др. 2013). В их основе закономерные связи цветных камней с вмещающими породами или их комплексами. В основе выделения магматических формаций лежит сходство петрографических, петрохимических и геохимических признаков пород; развитие в пределах единой крупной геодинамической структуры; связь с единым этапом тектономагматической эволюции структуры (Кузнецов, 1989; Богатилов и др., 1987). Принципы формационного анализа и его применения в качестве теоретических основ прогнозирования и критериев поисков месторождений цветных камней, рассмотрены в работах Е.Я. Киевленко, В.П. Дроздова, А.В. Татарина, Г.А. Юргенсона и др.

Целью формационных исследований является выявление закономерной связи месторождений цветных камней с конкретными ассоциациями магматических, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород. Объектами исследований магматических образований служат магматические комплексы, совокупности однотипных комплексов и сообщества формаций. На основании формационного анализа проводятся прогнозно-минерагенические исследования, выполняемые на разных стадиях геологоразведочных работ. При этом на каждой из них решаются свои задачи и применяются соответствующие критерии прогноза.

При наличии минералов-спутников или повышенных концентраций химических элементов и их ассоциаций в различных рудовмещающих породах применяются минералого-геохимические критерии. Принадлежность месторождений цветных камней к определенной генетической группе является основанием для прогнозирования с использованием генетических критериев.

#### Литература

1. *Богатилов О.А.* Магматические ассоциации, формации, серии / *О.А. Богатилов, В.И. Коваленко, А.А. Цветков, В.В. Ярмолук, А.М. Борсук, С.Н. Бубнов* // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. Глава 1. – М.: Наука, 1987. С. 7-18.
2. *Гадиятов В.Г., В.В. Багдасарова.* Типизация и распространение магматических формаций с цветными камнями // Наука и образование. – 2013. – № 2. – С. 26 – 30.
3. *Гадиятов В.Г.* Воронежская антеклиза – новая камнесамоцветная область на минерагенической карте России / *В.Г. Гадиятов, Д.А. Дмитриев, Е.М. Боброва* // Инновации в современной геологической науке и практике. Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Старооскольский филиал ФГБОУ ВПО МГРИ-РГГРУ. – Старый Оскол: Изд. РОСА, 2014. – С. 22-28.
4. *Каждан А.Б.* Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Научные основы поисков и разведка / *А.Б. Каждан.* – М.: Недра, 1984. – 285 с.
5. *Коваленко И.В.* Сводная ресурсная карта цветных камней России / *И.В. Коваленко, Т.Г. Костелова, Л.Н. Шуляева и др.* // Разведка и охрана недр. – 2004. - № 1. – С. 2-6.
6. *Кузнецов Ю.А.* Избранные труды / Ю.А. Кузнецов. – Новосибирск: Наука, 1989. – Т. II – 279 с.
7. *Самсонов Я.П., Туринге А.П.* Самоцветы СССР / *Я.П. Самсонов, А.П. Туринге.* – М.: Недра, 1984. – 335 с.

## ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЛОМОРФНОГО КАССИТЕРИТА И МИНЕРАЛЫ IN, Pb, AS в ОЛОВЯННЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕЕ (ПРИМОРЬЕ, РОССИЯ)

*Гореликова Н.В. \*, Таскаев В.И. \*, ИГЕМ РАН, Рассулов В.А. , ВИМС*

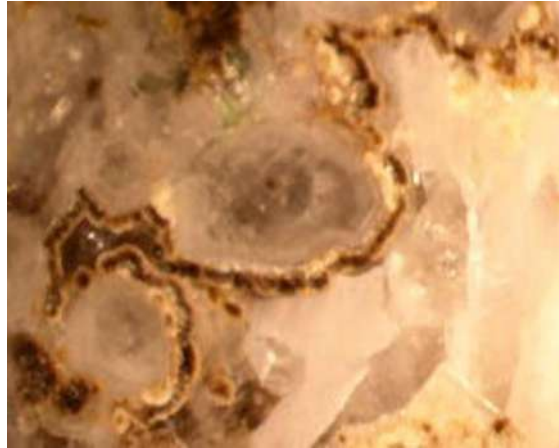
### Аннотация

Изучение колломорфных агрегатов касситерита с помощью рентгеноспектрального микроанализа и сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным анализатором LINK-ISIS позволило выявить первичную и вторичную зональность колломорфного касситерита и установить фазовый состав этих образований. Первичная зональность минерала образуется на ранней стадии отложения станнатов из коллоидных растворов и характеризуется чередованием гидростаннатов разного состава. Вторичная зональность является наложенной и формируется в процессе раскристаллизации станнатов. Метаколлоидные разности концентрически-зональных агрегатов образованы гидростаннатами Ca, Fe, Cu, In переменного состава, растворимыми в кислотах, в которых отмечаются примеси As, Al, Si, Cd, Co, Sb, Zn, Ag. Содержание Sn в них, по данным энергодисперсионного анализа, составляет 42-54%. ИК-спектроскопия позволила выявить в гидростаннатах наличие гидроксильной воды в области валентных колебаний Sn-OH. В колломорфном касситерите выявлены новые фазы PbFeAsO с различным соотношением Pb и As размером 30-50 мк.

**Ключевые слова:** оловянное месторождение, колломорфный касситерит, гидростаннаты, индит, джалиндит, зональность касситерита

Нами исследованы гипогенные оловянные колломорфные руды из глубоких горизонтов (XII-XV горизонты) касситерит-хлоритового месторождения Верхнее, расположенного в Кавалеровском рудном районе Приморья. Рудные тела, образующие штокверковые и линейные минерализованные зоны, приурочены к контакту эрдагоусской и лифудзинской свит нижнемелового-юрского возраста. Оловянная минерализация представлена касситерит-хлорит-сульфидными рудами, сформировавшимися в три стадии – касситерит-арсенопирит-кварцевую, кварц-сульфидную и кварц-карбонатно-сульфидную. Руды характеризуются интенсивным развитием хлорита и Ca-содержащих минералов (эпидота, аксинита и карбонатов) и вкрапленностью неокисленных арсенопирита и пирротина. В Штокверке N1 и жиле N7 в касситерит-хлоритовых рудах с арсенопиритом обнаружены участки с колломорфными оловянными рудами, состоящими из сферолитовых и фестончатых агрегатов, представляющих чередование зон скрытокристаллического и тонкокристаллического касситерита, в которых отмечается избирательная, в некоторых участках полная раскристаллизация метаколлоидного вещества с образованием тонкоигольчатых кристаллов касситерита (рисунок 1).

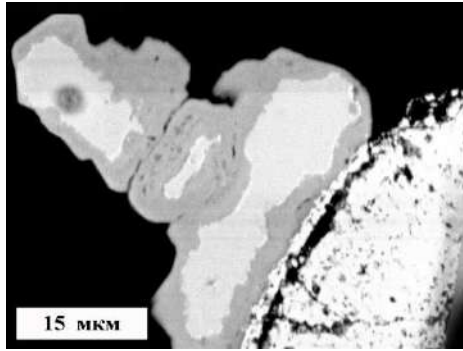
Выявляется структурно-химическая неоднородность касситерита, выражающаяся в первичной зональности отложения гидростаннатов ( $\text{Sn}(\text{OH})_6$ ) из коллоидных растворов и вторичной зональности перекристаллизации гидростаннатов в кристаллический касситерит. Установлена высокая индиенность колломорфного касситерита, обусловленная присутствием в тончайших кварцевых прожилках минералов индия – сульфоиндатов In (индита) и замещающего его гидроксида In (джалиндита). Исследование руд с помощью сканирующей электронной микроскопии показало, что почки касситерита имеют неоднородное строение. Ядра почек сложены полнокристаллическим касситеритом, причем, размеры отдельных кристаллов не превышают нескольких микрон.



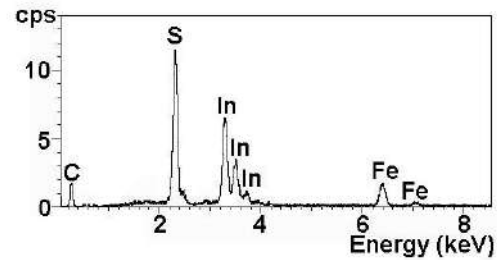
**Рисунок 1.** Цепочки тонкокристаллического касситерита с гидростаннатами, окаймляющие кристаллы раннего гексагонального кварца (серое) в массе более позднего кварца, сингенетичного касситериту рудной стадии (светлое). Ув. 315.

Сферолиты колломорфного касситерита оконтуривают кристаллы раннего гексагонального зонального кварца, на которые нарастает темнокоричневый кристаллический касситерит основной генерации, что характеризует время выделения их в промежутке между ранним гексагональным кварцем 1-ой генерации и кварцем 2-ой генерации, ассоциирующим с кристаллическим касситеритом. Это доказывает, что колломорфные агрегаты выделялись в раннюю стадию гидротермального процесса до кристаллизации основной массы касситерита различного цвета и разной степени кристалличности.

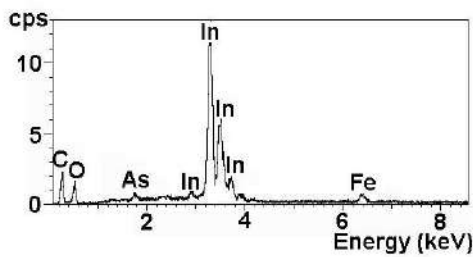
В касситерит-кварцевых рудах наблюдаются сферолиты округлой и удлиненной формы с тонким чередованием зон различного цвета и разной степени кристалличности. Как правило, центральные зоны сферолитов сложены метаколлоидными разностями, а внешние состоят из чередующихся кристаллических разностей темнокоричневого касситерита и тонких зон тонкодисперсного рыхлого вещества кремового, молочно-белого, серого и песочного цвета фарфоровидного облика. В процессе раскристаллизации метаколлоидного касситерита сначала появляется агрегат тонкоигольчатых кристаллов, которые в результате собирательной перекристаллизации превращаются в радиально-лучистые агрегаты. Изучение колломорфных агрегатов касситерита с помощью рентгеноспектрального микроанализа и сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным анализатором LINK-ISIS позволило установить фазовый состав этих образований. Метаколлоидные разности концентрически-зональных агрегатов образованы гидростаннатами Ca, Fe, Cu, In переменного состава, растворимыми в кислотах, в которых отмечаются примеси As, Al, Si, Cd, Co, Sb, Zn, Ag. Содержание Sn в них, по данным энергодисперсионного анализа, составляет 42-54%. ИК-спектроскопия позволила выявить в гидростаннатах наличие гидроксильной воды в области валентных колебаний Sn-OH. С помощью рентгеноспектрального микроанализа, в гидростаннатах обнаружены метастабильные фазы Ca-содержащих гидростаннатов, которые ранее не были известны (Маршукова и др., 1983). Соотношение Ca/Sn в разных участках колломорфных агрегатов составляет 1.5:1, 1:1, 1:1.5, т.е. стехиометрия не выдерживается, что характеризует их как метастабильные образования.



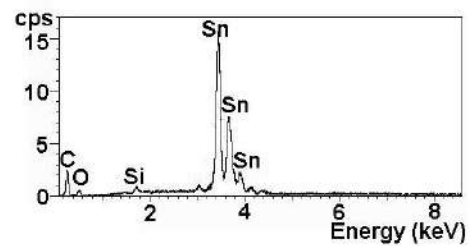
А



Б



В



Г

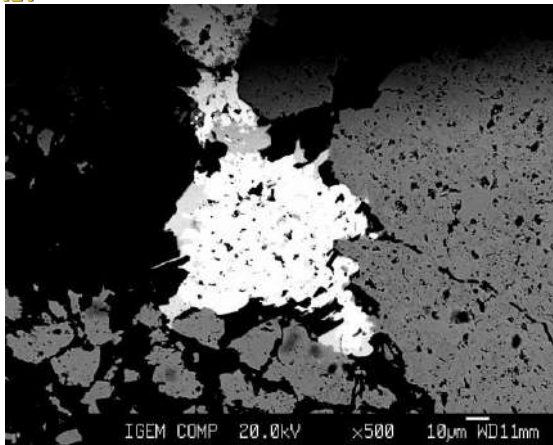
**Рисунок 2.** Выделение индита (светлосерое) с каймой джалиндита (серое) на контакте с касситеритом (белое) (А) и соответствующие дисперсионные спектры (SEM) (Б – индит, В – джалиндит, Г – касситерит) (СЭМ).

В коллоидных агрегатах в ассоциации с кристаллическим касситеритом выявлены фазы размером 10-20 мк In минералов, аналогичных по составу индиту ( $\text{FeIn}_2\text{S}_4$ ) и джалиндиту ( $\text{In}(\text{OH})_3$ ), описанных ранее в оловянных коллоидных рудах месторождения Джалинда (Генкин, Муравьева, 1963; Комарова, Новоросова, 1969). Минералы имеют неправильную форму выделения и часто встречаются в виде совместных агрегатов, в которых индит занимает центральную часть, а джалиндит образует неправильные каймы вокруг индита (рисунок 2).

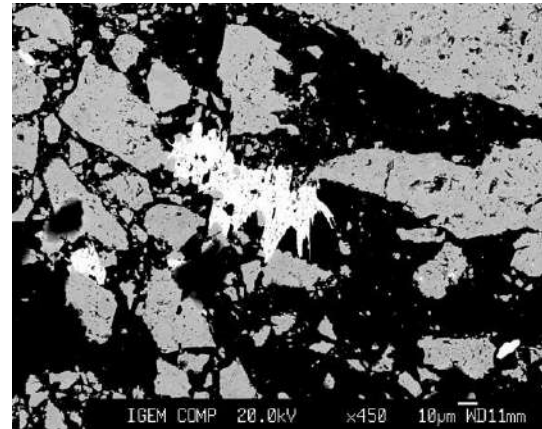
Кроме того, по данным Roy R., Shafer M. (1954), которые определили условия фазовых переходов в системе  $\text{In}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ , в интервале температур ниже  $435^\circ\text{C}$  устойчивыми являются фазы  $\text{In}(\text{OH})_3$  (до  $245^\circ\text{C}$ ) и  $\text{InOОН}$  (до  $435^\circ\text{C}$ ), которые выше  $435^\circ\text{C}$  переходят в  $\text{In}_2\text{O}_3$ .

В краевых зонах коллоидного касситерита и касситерит-кварцевых прожилках на контакте с коллоидным касситеритом выявлены мелкие фазы размером до 50 мк, состоящие из Pb, As, Fe, O с незначительной примесью Zn, Cu, Sn. Выделяется 3 разновидности оксидов Pb и As, различающиеся разным соотношением Pb и As и характеризующиеся различной отражательной способностью. Минерал имеет призматический габитус и занозистый излом. Часто наблюдается в виде зерен неправильной формы или тонкозернистых агрегатов рис. 3).





А



Б

**Рисунок 3. Минералы  $PbAsO$  (светлое) в касситерит-кварцевых прожилках. Ув. 450-500 (JXA-8200 фирмы JEOL).**

Проведено измерение коэффициента отражения выявленных фаз  $PbAs$  на модернизированном микроспектрофотометре МСФУЛ-312 (эталон кремний) в соответствии с Методическими рекомендациями №40. По низкому – 10% коэффициенту отражения и слабому подъему в красную область спектра минерал предположительно близок к характеристикам кислородных соединений, например ульвошинель ( $Fe_2TiO_4$ ,  $R_{550}$  – 15%), кызылкумит ( $V_2Ti_3O_9$ ,  $R_{550}$  – 16%) (Шумская, 1985). Для уточнения состава и определения структуры нового минерала проводятся дополнительные исследования.

#### Благодарности

Работа выполнена в рамках Госзадания по теме «Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов минералообразования» (0136-2018-0025). Микрорентгеноспектральные и микронзондовые анализы выполнены в ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА".

#### Литература

1. Генкин А.Д., Муравьева И.В. Индит и джалиндит – новые минералы индия // Записки ВМО. 1963. Ч. ХСП, в.4. С. 445-457.
2. Комарова Г.Н., Новоросова Л.Е. О поведении олова и индия в колломорфных агрегатах касситерита на Джалиндинском месторождении на Малом Хингане // Геохимия, 1959, N 8. С. 716-720.
3. Маршукова Н.К., Павловский А.Б., Сидоренко Г.А. Новые минеральные формы оловянных руд / Минералогия рудных месторождений. М.: Наука. 1983. С. 34-37.
4. Roy R., Shafer M.W. Phases present and phase equilibrium in the system  $In_2O_3-H_2O$ // J. Phys. Chem.. 1954. V. 58. P. 372.
4. Методические рекомендации № 40. Применение комплекса МСФУЛ-312-ЭВМ для диагностики минералов /М: ВИМС, 1993, 53 с.
5. Шумская Н.Н. Определитель рудных минералов по спектральным кривым отражения. Л: «Недра», 1985, 231 с.

## ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОЦЕССОВ ИЗГОТОВЛЕНИЯ ОГРАНКИ ТОПАЗА В ФОРМЕ «КР-57»

*Ахметшин. Э. А. \* (РХТУ им. Менделеева, 4966945@mail.ru),  
Давыдов С.С. (НИТУ МИСус, bestston@yandex.ru)*

### Аннотация

Практически все производители огранки производят форму «Кр-57» по классической схеме. Однако такая схема обладает рядом серьезных недостатков, в первую очередь низкой производительностью. При изготовлении по другим технологическим схемам, при прочих равных условиях, можно существенно сократить время на производство.

**Ключевые слова:** экономическая эффективность, оптимизация производства, ювелирная вставка, огранка «Кр-57», топаз.

Самой распространенной огранкой для ювелирных камней является круглая с 57ю гранями, так называемая «Кр-57», которая состоит из 24 граней павильона и 33 граней короны. Первоначально огранка разрабатывалась только для бриллиантов, но стала использоваться для любых ювелирных материалов. Самый распространенный вариант выполнения данной огранки для всех самоцветов - это начало работы с основных граней. Исключением являются алмазы, у которых огранение павильона начинается с парных клиньев. Тем не менее, такой порядок обработки не лишен некоторых недостатков, таких как высокие затраты времени на шлифовку и настройку на элементы огранки при переходе от этапа к этапу обработки, особенно при обработке крупных камней. Их устранение позволит повысить экономическую эффективность ограночного производства за счет увеличения количества производимой продукции при тех же временных и ресурсных затратах.

Для исследования последовательности этапов огранения на время производства был выбран распространенный ювелирный камень топаз.

Цель нашей работы: исследование других схем изготовления, которые могут повысить производительность работы.

В процессе предварительного изучения вопроса были предложены следующие варианты:

1) Классическая схема. Первый и главный этап обработки: 8 основных граней – 8 не парных клиньев – 16 парных клиньев – площадка, для короны и 8 основных грани – 16 парных клиньев для павильона.

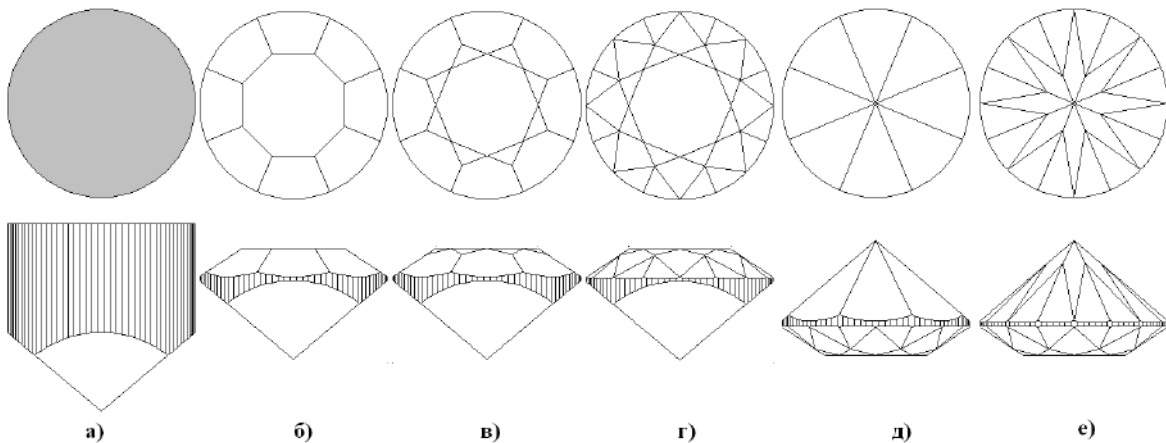
2) Схема начала работы с клиньев, когда на короне ставятся 16 парных клиньев – 8 основных граней – 8 не парных клиньев – площадка, а на павильоне: 16 парных клиньев – 8 основных граней. Последовательность рассматривалась в двух вариантах: с грубой шлифовкой и без.

3) Схема с предварительным приданием короне и павильону конусообразной формы, когда заготовка подшлифовывается по кругу под определенным углом, с последующей располировкой клиньев и граней.

Для нивелирования влияния прочих факторов все эксперименты проводились на следующем оборудовании: станок марк «Тогран», приспособление для огранки универсальное МВ-90 ДАЩ 36-180, с использованием планшайб с металлической связкой абразива АСМ 200/160 и АСМ60/40, а так же металлорганической связкой абразива АСМ 3/2, что обеспечивает единообразие условий изготовления ювелирных вставок. Изменяемым параметром была только технологическая схема огранения, т.е. операции и этапы производства, при этом время фиксировалось посекундно.

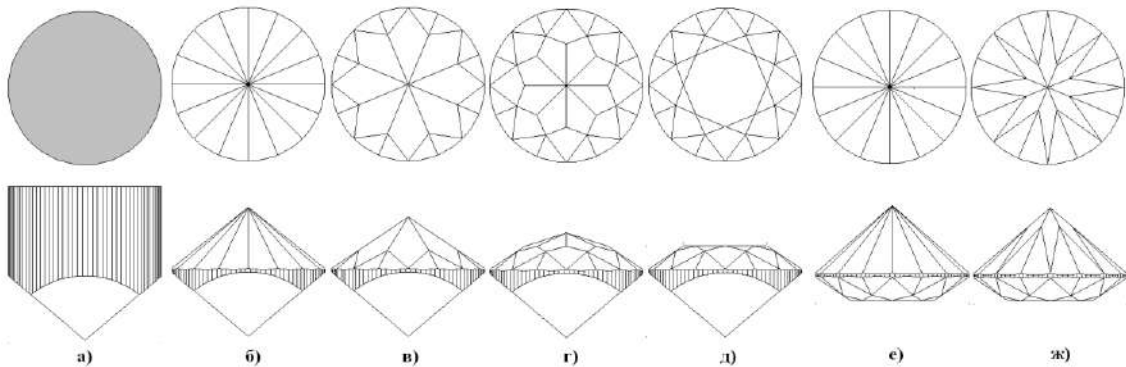
Эксперимент проводился на подготовленных заготовках (полуфабрикатах) диаметрами 4, 7 и 11 мм, камни каждого размера обрабатывался по трем описанным схемам. Полученные результаты заносились в таблицы.

Рассмотрим схемы более подробно. Классическая схема (рис 1) представляет собой следующую последовательность: первоначально подшлифовывается площадка, потом основные грани, не парные клинья и затем парные клинья. При такой схеме грубая шлифовка граней занимает большее количество времени, т.к. первоначально идет работа с гранями, имеющими большую площадь. Кроме того, постановка парных клиньев последним этапом повышает сложность точной настройки на их симметричную постановку, которая учитывает высоту. Обработка павильона и постановка на нем парных клиньев связана с теми же сложностями, что и корона, т.к. постановка парных клиньев идет последним этапом.



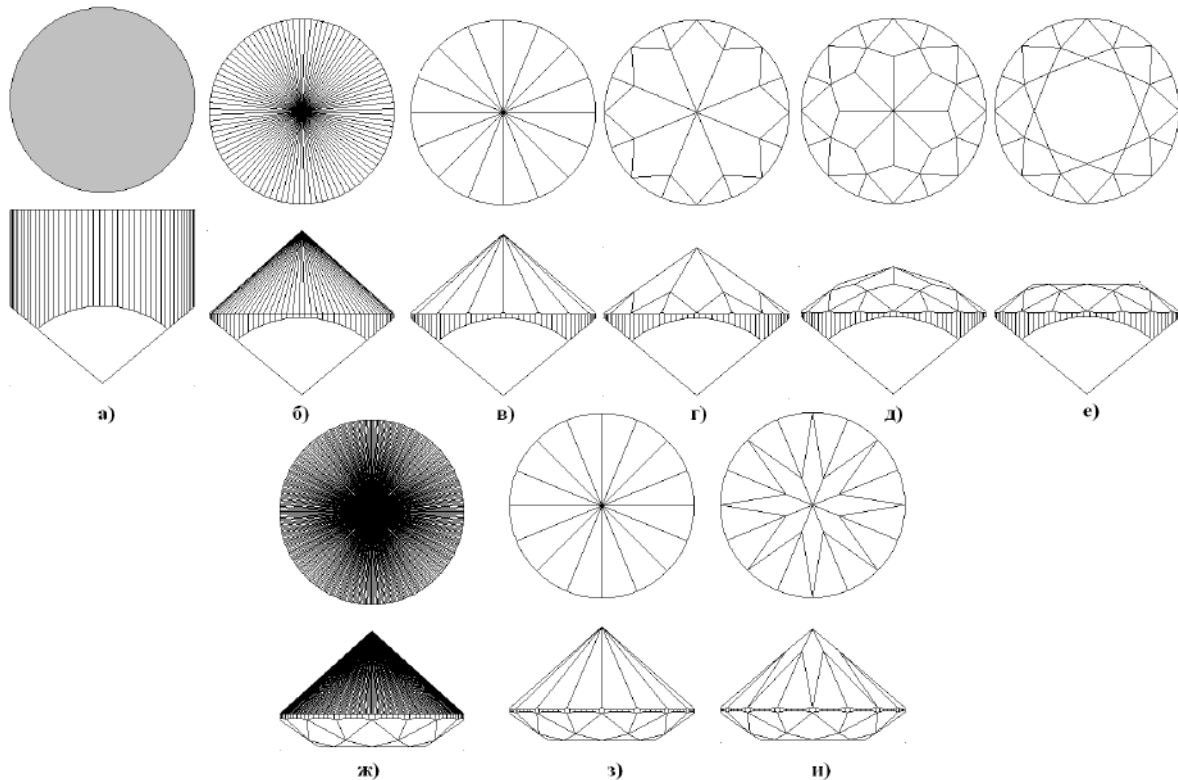
**Рисунок 1.** Последовательность обработки, начинающаяся с основных граней, где а)общий вид заготовки, б) шлифовка 8 граней короны, в)шлифовка не парных клиньев, г) шлифовка парных клиньев, д)шлифовка 8 граней павильона е)шлифовка парных клиньев павильона

Обработка с клиньев (рис 2) позволяет избежать сложностей сборки «рисунка» камня, т.к. первоначально идет постановка 16 клиньев, что так же позволяет экономить время за счет шлифовки элементов меньшей площади. Последующая постановка основных граней и клиньев ведется с ориентиром на самую нижнюю точку схождения, что является более удобным. После этого выполняется шлифовка площадки. Данная схема позволяет собирать «рисунок» огранки быстрее и более точно, по сравнению с классической схемой. Обработка павильона, при начале работы с клиньев, так же происходит быстрее.



**Рисунок 2.** Последовательность обработки, начинающаяся с парных клиньев, где а)общий вид заготовки б) шлифовка 16 клиньев короны, в)шлифовка основных граней г)шлифовка не парных клиньев е)шлифовка парных клиньев павильона ж)шлифовка граней павильона

Третьей схемой обработки является начало работы с предварительного придания короны и павильону формы конуса, под углом соответствующим углу постановки парных клиньев (рис 3). Данная операция позволяет удалить значимый объем материала на этапе шлифовки и сразу перейти к этапу полировки, но т.к. при такой обработке отсутствуют подшлифованные грани, затраты времени, необходимого на полировку становятся прямо пропорциональны диаметру камня.



**Рисунок 3.** Последовательность обработки, начинающаяся с формообразования конуса, где а)общий вид заготовки, б)накатка конуса на короне, в)полировка парных клиньев, г)полировка основных граней, д)полировка не парных клиньев, е)полировка площадки, ж)накатка конуса на павильоне, з)полировка парных клиньев, и)полировка основных граней

Основным различием между этими схемами будет порядок постановки граней и, как следствие, площадь обрабатываемой поверхности. Так, начиная работу с основных граней, у нас 8 элементов обработки, но большей площади, по сравнению с 16 клиньями меньшей площади у каждого, что позволяет экономить время на этапе грубой шлифовки. Кроме того, в схеме, когда основная шлифовка начинается с клиньев, постановка следующих граней идет последовательно и уменьшается время для настройки их положения. Третья схема отличается от двух других тем, что все основные работы выполняются на планшайбе для полирования, что дает меньшую скорость срабатывания материала, но позволяет экономить время за счет сокращения технологического процесса на операцию. Но это же приводит и к тому, что на крупных камнях мы вынуждены заниматься споллировкой большего объема материала с самой низкой эффективностью. Рассмотрим подробнее огранку заготовок каждого размера и затрачиваемое на это время. Данные для каждой операции, каждого размера приведены в таблице 1.

Для диаметра 4 мм нет необходимости в грубой шлифовке. Полировка всех граней происходит заметно быстрее, т.к. они имеют сравнительно не большой размер. Становится заметно преимущество начала обработки по второй схеме, т.к. она

выполняется быстрее, чем обработка, начинающаяся с граней. Но самым быстрым способом обработки будет полировка полуфабриката, на котором было предварительное формообразование конуса. Стоит заметить, что полировка при такой последовательности занимает почти то же самое время, что и при предварительной тонкой шлифовке всех граней.

Для диаметра 7 мм так же нет необходимости в традиционно применяемой, как обязательный этап, грубой шлифовке, что можно видеть, сравнивая варианты обработки 2 и 2а (см. таб.1). Площадь каждой грани больше, относительно диаметра 4 мм, поэтому полировка после предварительной подготовки конуса не дает такой же экономии времени, но для данного размера сохраняется преимущество начала последовательности обработки с клиньев.

Для диаметра 11 мм схема обработки, начинающаяся с парных клиньев, так же остается более эффективной, чем обработка с первоначальной шлифовкой основных граней, а предварительная подготовка конуса полностью теряет преимущество, т.к. приводит к самой длительной полировке всех граней, по сравнению со всеми схемами для всех исследуемых диаметров.

**Таблица 1. Затраты времени на огранку полуфабрикатов диаметров 4, 7 и 11 мм по различным схемам**

размер	схема	Корона				Павильон				Итог
		200/160	63/40	3/2	Подитог	200/160	63/40	3/2	Подитог	
4	1	0:00:00	0:03:45	0:04:30	0:07:15	0:00:00	0:04:00	0:06:45	0:10:45	0:19:00
	2а	0:00:00	0:02:30	0:04:45	0:08:15	0:00:00	0:04:15	0:06:45	0:11:00	0:18:15
	3	0:00:00	0:01:00	0:06:00	0:07:00	0:00:00	0:01:30	0:07:00	0:08:30	0:15:30
7	1	0:01:00	0:04:15	0:10:30	0:15:45	0:01:00	0:04:30	0:08:45	0:14:15	0:30:00
	2	0:00:15	0:07:30	0:06:45	0:14:30	0:02:15	0:03:00	0:08:15	0:13:30	0:28:00
	2а	0:00:00	0:05:15	0:06:15	0:11:30	0:02:00	0:03:30	0:07:30	0:13:00	0:24:30
	3	0:00:00	0:02:30	0:11:30	0:14:00	0:00:00	0:00:45	0:10:15	0:11:00	0:25:00
11	1	0:01:00	0:03:00	0:10:00	0:14:00	0:01:15	0:04:45	0:07:45	0:13:45	0:27:45
	2	0:01:15	0:02:30	0:08:00	0:11:45	0:01:45	0:02:45	0:08:15	0:12:45	0:24:30
	3	0:00:00	0:01:30	0:16:00	0:17:30	0:00:00	0:03:00	0:09:30	0:12:30	0:30:00

Выводы:

1) Применение операции по формообразованию конуса позволяет сократить время производства вставок диаметром 4 мм на 18,5%, по сравнению с классической схемой обработки и 15% относительно схемы огранки с парных клиньев.

2) Начало обработки с клиньев позволяет сократить время производства камней диаметром 11 мм на 12%, по сравнению с классической схемой обработки.

3) Использование различных схем огранения приводят к различным временным затратам, что показывает необходимость учитывать размер камня для выбора последовательности обработки.

4) Широко применяемая классическая последовательность обработки «Кр-57» для любого размера камня является наименее эффективной из предложенных схем.

### Литература

1. Епифанов В. И., Песина А. Я. Технология обработки алмазов // «Высшая школа» 1987

## ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ ПРИ АЛЬБИТИЗАЦИИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ УРТАЛИК

*Джуманиязов Д. И.\* (ИГГ Узбекистан),  
Алишер Мусаевич\* (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева  
Госкомгеологии Республики Узбекистан)*

### **Аннотация**

На месторождении «Урталик» проявлено редкое, редкоземельное и полиметаллическое оруденение. Редкие элементы цирконий и ниобий могут иметь реститовый характер, в последствии приобретающий устойчивое состояние при рекристаллизации рудоносных минералов. При этом редкий элемент цирконий и редкоземельный элемент иттербий селективно концентрируются в цирконе и апатите соответственно.

### **Ключевые слова**

Кошрабадский интрузив, месторождения Урталик, граносиенит, альбит, биотитизация, серицитизация, березит, колумбитовый ильмено-рутил, ильменорутит, рутил, метасоматиты, редкие земли и др.

Широко проявляющиеся в среднетемпературных условиях гидротермальные изменения гранитоидов в локальных зонах тектонических структур повышенной трещиноватости и проницаемости в виде альбититовых и альбит-хлоритовых метасоматитов, часто несут повышенные концентрации урана, золота и редких земель. Такие изменения отчетливо проявились на месторождении Урталик Зармитанской рудоносной зоны.

По данным микронзондового анализа крупнозернистый граносиенит с гипидиоморфнозернистой структурой подвергнут процессу региональной альбитизации с выделением ряда аксессуарных минералов, несущие редкие земли, к ним относятся апатит, циркон, рутил, выделение которых происходит за счет метасоматического замещения биотитизацией первичной амфиболсодержащей породы. В составе новообразованного биотита небольшие содержания окиси кальция указывает на развитие биотита по амфиболу. Довольно высокое содержание глинозема при низком значении окиси железа же может быть и за счет синхронного разложения плагиоклаза, способствующем повышению активности  $Al_2O_3$ .

Из результатов проведенных анализов видно, что начало альбитизации приводит при нормальном содержании кремнекислоты и глинозема в биотите содержание аннитового минала ( $Fe_2O_3$ ) остается еще низким, при нормальном значении (2,43) соответствующем флогопитовому миналу ( $MgO$ ). Небольшое содержание извести указывает на довольно кислый состав плагиоклаза породы ответствующем олигоклазу. Низкое значение натриевой щелочности (0,47) связано, очевидно, только с началом процесса альбитизации плагиоклаза. При допустимой калиевой щелочности увеличение содержания воды (24,54%) с примесями  $CO_2$  указывает на высокую степень гидратации при процессе альбитизации. Это благоприятно для миграции компонентов, составляющих биотит и образованных ими соответствующих новых минералов, с подавляющим значением сульфидов железа (As, Sb, Zn), чему подтверждением служит довольно значительное содержание серного ангидрита (3,29%).

Усиление альбитизации происходит при значительном возрастании кремнеземности и глиноземности. Окись магния при этом ведет себя индифферентно существенно не изменяя свое содержание. Очевидно, начавшийся процесс сульфитизации породы способствует уходу 2/3 части железа к ним. Окись натрия

целиком затрачивается на новообразования альбита, это вызывает значительное сокращение первичного плагиоклаза, что видно из сокращения CaO на 2/3. После связывания всего натрия в альбит активность K<sub>2</sub>O заметно возрастает по сравнению с первоначальным значением. Увеличение калиевости, сопровождаемое с повышением глиноземистости и кремнеземистости свидетельствует о начале серицитизации, то есть переходу процесса кварц-полевошпатового метасоматоза к березитовой формации.

Для данной породы характерно наличие аксессуарных минералов, представленных цирконом, апатитом, рутилом и пиритом с возрастающим содержанием в приведенном порядке.

Циркон встречается в виде мелких до 0,01 мм дипирамидальных призматических зерен светло коричневого, иногда более темного цвета в проходящем свете. Имеются нередко почти изометричные дипирамидальные призмы. Местами края зерен окружности темной каемкой – представляющей плеохроичные двойники. Редко встречаются округлые более упрямые ксеноморфные кристаллы. Постоянным спутником в составе минерала является редкоземельный гафний в небольших содержаниях не превышающих 2%. Химический состав одного из зерен по данным рентгеноспектрального анализа выглядит в следующем в виде: SiO<sub>2</sub> – 33.15; ZrO<sub>2</sub> – 65.37; HfO<sub>2</sub> – 1.49 при сумме 100%. Как видно из этих данных циркон довольно чистый и не содержит примесей других элементов кроме окиси гафния. Минерал часто встречается как включение в плагиоклазе и в разложенных темноцветных минералах (амфибола и биотита).

Апатит постоянным носителем ряда редкоземельных элементов в данной породе с ним связано наибольшее содержание тяжелой редкой земли Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Это происходит за счет проявления главного свойства редких земель фосфоро-кальциофильности, отмечаемого Е.И. Семеновым и И.Х. Хамрабаевым [3, 4].

В породе апатит встречается в виде длинных дипирамидальных призм, длина которых в десятки и более раз превышает их ширину. Обычно он бесцветен, в скрещенных николях грубовато-серый. Часто образует хадакристаллы в полевых шпатах, кварце, а также в темноцветных минералах. При замещении ойкокристаллов – минералов хозяина другими более низкотемпературными минералами кристаллы апатита частично рекристаллизуются, образуя округлые бесформенные агрегаты. При этом оптические свойства его почти не меняются.

В данной породе он встречается в чистом виде без примесей других элементов кроме иттербия и незначительного содержания окиси марганца. Видимо этому способствует оптимальное соотношение фосфорной кислоты с окисью кальция в постмагматическом растворе, обеспечивающем устойчивость кристаллов апатита. Возможно примесь окиси магния приобретает апатитом во время рекристаллизации его при постмагматических процессах. Составы изученных рентгено-спектральным и микронзондовым анализами апатитов отражены в таблице №1.

**Таблица №1**

Состав апатита из гранодиорита (месторождения Урталик) по данным РСМ анализа YXA8800 Superprobe

Номера анализов	Окислы					
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MnO	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce	Σ
1	45.05	51.67	0.28	0.78	He опр.	97,77
2	46.06	53.29	-	0.65	-	100,00

\* -анализы Д.В. Мухамеджановой.

Колумбитовый ильмено-рутил встречается также, как и циркон в виде изометричных, округлых таблитчатых форм с большой оптической отрицательной осью. Черный цвет в поляризованном свете указывает на небольшое содержание железа в результате химического анализа при высоком  $TiO_2$  приближает этот минерал к ильменорутилу, имеющему заметное количество окиси редкоземельного ниобия (1,50%), указывает на присутствие в составе минерала колумбитового минерала без примесей редкоземельных элементов (лантаноидов) чаще встречается среди разложенного темноцветного минерала или на стыке его с кварцем и калишпатом. Химический состав минерала в результатах двух РСМ анализах приведены в таблице №2.

**Таблица №2**

Состав колумбитового ильменорутила по данным РСМА УКА 8800R Superprobe

Номера анализов	Окислы					
	$SiO_2$	$TiO_2$	$V_2O_5$	$FeO$	$Nb_2O_5$	$\Sigma$
1	0.66	95.45	1.54	0.80	1.56	100
2	0.41	96.42	1.46	0.46	1.25	100

Из результатов анализа видно наличие в составе минерала пятиоксида ванадия. Это согласуется с принадлежностью минерала к рутиловой группе с небольшими следами элементов ильменитовой принадлежности. Можно заметить положительную корреляцию редкого элемента ниобия с железистостью при отрицательной корреляции с титановой и кремнеземистой составляющих минерала. Это является показателем отличия минерала от свойств собственно – колумбита.

Таким образом, можно прийти к заключению, что ильменорутил селективно включает в свой состав редкоземельный элемент – ниобий.

При площадной альбитизации граносиенитов Кошрабатского интрузива, сменяющегося березитизацией с повышением кремнеземности, глиноземности породы происходит значительное расчленение рудообразующих растворов равновесных с рудовмещающими породами. В условиях понижения температуры происходит снижение растворимости всего комплекса рудообразующих элементов, что приводит к повышению их эффективной концентрации или активности [1,2] способствуя их осаждению. Именно эта стадия характерна для развития сульфидной минерализации телескопирующей березитизированные породы в месторождение «Урталик» Чармитанского рудного поля. В данном случае все сульфиды имеют сложный состав характерный для блеклых руд. Это связано с довольно низкотемпературными условиями их выделения по сравнению с чистыми от примесей арсенопиритами и пиритами, которые нередко встречаются в отдельных участках месторождения.

Таким образом, при региональной альбитизации в завершающем этапе процессы пропитализации происходит существенное перераспределение рудообразующих элементов. Это связано с наступлением процессов березит-лиственитовой метасоматической формации сопряженной с процессом рудоотложения. Полихронность выделения рудных минералов вызывает смену ассоциаций последних в зависимости от режима физико-химических условий рудообразования по температуре, давлению, плотности растворов, изменению эффективной концентрации и растворимости рудообразующих элементов. На изученном участке месторождения «Урталик» проявлено редкое, редкоземельное и полиметаллическое оруденение. Редкие элементы цирконий и ниобий может иметь реститовый характер в последствии приобретающий устойчивое состояние при рекристаллизации рудоносных минералов. При этом редкий элемент цирконий и редкоземельный элемент иттербий селективно концентрируются в цирконе и апатите соответственно. Редкие (Se, Te), благородные



(Au, Ag), полиметаллические (Fe, Ni, As, Sb, Cu, Zn) элементы составляют сульфиды их.

### Литература

1. Иванов И.П. Фациальный анализ околорудных изменений. // М.: Наука. - 1984 г., -ст. 172.
2. Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматические процессов. / Проблемы постмагматического рудообразования. М. Наука, 1965 г., 2 ст.7-15.
3. Семенов Е.И. «Минералогия редких земель». // М.- Изд.АН СССР.-1963 г., -ст. 412.
4. Хамрабаев И.Х., Азимов П.Т. О редкоземельных и ниоботанталовых аксессуориях в гранитоидах и пегматитах Актауского массива (Западный Узбекистан). // Вопросы минералогии и геохимии. -Т: Наука. -1964 г., - ст. 172-183.

## ОСНОВЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОСТЫХ ФОРМ ИЗ ВОСКА ДЛЯ НАЧИНАЮЩИХ

Брусов А.А. (МГРИ)

### Аннотация

Технология литья по выплавляемым моделям, виды восков для моделирования и технология ручного моделирования простых форм для начинающих.

**Ключевые слова.** моделирование, воск, литье

История литья металлов известна с глубокой древности. В начале было литьё в земляные формы, каменные, из моллюска осса-сепии и только намного позже появилось литьё по выплавляемым моделям.

Технологический процесс литья по выплавляемым моделям состоит из следующих этапов: эталон модели, резиновая пресс-форма, восковая модель, литьевая форма, отливка. Если восковые модели изготавливаются в единственном экземпляре, технологический процесс сокращается: восковая модель, литьевая форма, отливка.

В основе этой технологии лежит процесс изготовления модели будущего изделия из воска.

Воск является одним из древнейших скульптурных материалов. Он широко применялся в Древней Греции и Риме как подсобный материал для лепки и приготовления моделей под литье.

В современном мире существует огромный ассортимент модельного воска, который различается по твёрдости, вязкости, текучести, упругости, степени усадки, скорости застывания и т.д. Совмещая в процессе изготовления различные виды воска можно упростить процесс моделирования и получить интересные фактуры поверхности.

При моделировании в основном различают 2 вида воска - модельный воск и литьевой. Модельный воск твердый, не пластичный, при деформации подвержен растрескиванию. Обработывается методом вырезания с использованием различных инструментов: набора шпателей, лобзика, напильников, различных видов фрез. Позволяет вырезать очень точные, гладкие, тонкие элементы декора поверхности и довести их до состояния полировки. В дальнейшем, после литья в металл, потребуется минимум обработки. Элементы изделия можно соединить между собой приплавляя воск электронным термошпателем. В процессе плавления воска, возможно образование пузырей воздуха в месте соединительного шва. Уровень сложности обработки требует профессиональных умений и навыков.

Литьевой воск первоначально предназначен для заливания в резиновые формы для тиражирования восковок. Но он так же подходит для ручного моделирования, позволяет быстрее работать со скульптурной формой – срезать, наплавлять, производить сильную деформацию поверхности изделия, быстро исправлять допущенные ошибки.

Для работы с литейным воском не требуется большого набора инструментов. Хватит лишь комплекта из трех-четырёх шпателей и электронного термошпателя. Основная работа выполняется с помощью различных методик наплавления воска. Фрезы, напильники не используются, так как они подвержены засорению режущей кромки воском.

Плоскостные элементы изделия вырезаются из плоской заготовки, дополнительный объем можно нарастить, наплавляя воск или приплавляя дополнительные элементы конструкции.

Изготовление колец требует иного подхода – наплавление формы и весь процесс работы ведется на металлическом цилиндре нужного диаметра.

Кольцо полностью создается, не снимаясь с металлического цилиндра, для удобства работы и для избегания деформации окружности кольца в процессе наплавления и снятия воска. Уже после завершения лицевой стороны модели можно снять и проработать обратную сторону. Убрать все неровности поверхности воска, а также для массивных моделей требуется выборка толстостенных элементов поверхности. Это необходимо для уменьшения веса будущего изделия, если это не является задумкой дизайнера.

Для создания серии изделий похожих форм, необходимо сделать форму-основу и снять с нее силиконовую форму. В дальнейшем она будет использоваться для тиражирования формы-основы, с помощью воскового инжектора в нее можно будет заливать воск и получать точную копию первичной модели. Это намного упростит и ускорит процесс моделирования.

В процессе моделирования термошпателем, изменяя его рабочую температуру, можно выделить три этапа создания модели изделия: наплавление формы, снятие элемента формы, и создания текстуры поверхности.

Первый метод предполагает использование средней температуры 80-90 °С и заключается в наборе массы воска на основу. Этим приемом создаются различные натечные формы, напоминающие капельки воды, сферообразные и шарообразные наплывы, растительные мотивы.

Второй метод предполагает использование высокой рабочей температуры термошпателя - 90-110 °С и заключается в быстром расплавлении локального участка поверхности модели и удаление излишнего воска. Текстура поверхности получается, как «намазанное масло на бутерброд», «лунный рельеф». Так же методом проплавления поверхности воска создаются сквозные отверстия.

Третий метод предполагает использование средних или низких рабочих температур термошпателя и заключается в создании различных текстур на поверхности модели. Борозды, царапины, кора и другие всевозможные фактуры.

В конечном итоге получаются модели изделий с практически завершенной поверхностью, с минимальной обработкой после литья в металл. В процессе моделирования очень важно следить за появлением воздушных пузырей в воске, в дальнейшем в этих местах могут появиться поры в металле. При нахождении их необходимо устранить на первых этапах моделирования.

Главными стилевыми отличиями восковок, созданных этими методами, является их несимметричность, и отсутствие правильных геометрических форм.

Доводка изделия в металле включает в себя следующие операции, устранение литников, обработка поверхности 1000-й наждачной бумагой и конечная полировка на бормашинке полировальной пастой. После полировки, изделие можно декорировать, используя оксидирование или гальваническое покрытие поверхности другими металлами.

Моделирование из воска простых форм доступно каждому желающему научиться и не требует профессиональных умений и навыков.

### Литература

1. Лоуренс Калленберг, «Моделирование из воска для ювелиров и скульпторов», Омск, Дедал-Пресс. 2004.
2. Эрхард Бреполь, «Теория и практика ювелирного дела», Санкт-Петербург, Соло, 2000.

## НЕОБЫЧНЫЕ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОРИЧНЕВЫХ АЛМАЗОВ

*Дорофеева А. И.\* (РГГРУ), Титков С.В. (ИГЕМ РАН, РГГРУ)*

### Аннотация

С использованием методов оптической спектроскопии поглощения и ИК-спектроскопии в коричневых алмазах выявлены необычные оптические центры.

**Ключевые слова:** Алмазы, оптическая спектроскопия поглощения, ИК-спектроскопия, оптические центры, пластическая деформация

В оптических спектрах поглощения коричневых алмазов, испытавших естественную пластическую деформацию, наблюдается непрерывное поглощение, монотонно возрастающее от длинноволновой к коротковолновой части видимого спектра. Данный континуум поглощения связан, по всей вероятности, с деформационными дислокациями, декорированными примесями азота. В спектрах жёлто-коричневых, оранжево-коричневых и красно-коричневых алмазов, изучавшихся ранее во многих работах (Collins, 2001, Massi et al., 2007, Титков и др., 2016), кроме того наблюдаются в различных соотношениях оптические азотные центры N3 [N<sub>3</sub>-V], N3 [N<sub>2</sub>-V], N4 [4N-2V] и широкая полоса 550 нм, являющаяся оптическим аналогом парамагнитного центра M2 [N-C<sub>2</sub>-C<sub>4</sub>-C<sub>2</sub>-N<sup>+</sup>]. Образование центров N3, N4 и M2 связано с разрушением под влиянием пластической деформации широко распространённых в природных алмазах центров A [N-N].

Нами при проведении исследования коллекции коричневых алмазов с различными оттенками, представленных на Российском рынке, были обнаружены кристаллы с необычными центрами окраски. В настоящей работе приведены результаты изучения таких алмазов с использованием методов оптической спектроскопии и ИК-спектроскопии.

Спектры поглощения в УФ, видимой и ближней ИК-областях были записаны с использованием волоконно-оптического спектрометра OceanOptics QE65000 в диапазоне 200-1100 нм при комнатной и азотной (-196° C) температурах. ИК-спектры были зарегистрированы на ИК-Фурье-спектрометре ALPNA (Bruker Optic GmbH).

Изученные образцы представляли собой бриллианты массой 0.31-0.86 кар. Их детальное геммологическое изучение и анализ полученных спектров не выявили признаков какой-либо искусственной обработки.

В спектрах поглощения нескольких коричневых алмазов наряду с хорошо известным непрерывным поглощением, монотонно возрастающим от красной к синей области спектра, малоинтенсивными центром N3 и полосой 550 нм наблюдались линии 512,9 нм и 519,9 нм, а также широкая полоса с максимумом 480 нм, которая по-видимому является полосой фононных повторений этих линий. Такие оптические центры, насколько нам известно, не были установлены ранее в спектрах природных алмазов (Dischler, 2012). Они, по всей вероятности, имеют деформационное происхождение. Интенсивность поглощения этих центров в изученных образцах была невысокой и не оказывала заметного влияния на их цветовой тон.

В ИК-спектрах данных алмазов присутствуют A [N-N], B [N4-V] центры и плейтлеты в различных соотношениях, т.е. они относятся к типу Ia по физической классификации алмазов. Интенсивность линии 3105 см<sup>-1</sup> водородных дефектов была на пределе чувствительности спектрометра.

Спектр поглощения зеленовато-коричневого алмаза оказался весьма необычным. В нём наблюдается наложение двух континуумов поглощения. Первый постепенно

возрастает от красной к УФ области и связан с деформационными дислокациями, декорированными примесями азота, второй начинается в области 520 нм и резко возрастает к УФ области и обусловлен присутствием азотных С-центров [N]. Кроме того в спектре наблюдаются центры (NV)<sup>-</sup> (бфл 637 нм) и Н2 (бфл 987 нм). С присутствием центра (NV)<sup>-</sup> связано появление зелёного оттенка в окраске изученного кристалла. Центр (NV)<sup>-</sup> характерен для искусственно облучённых и отожжённых алмазов и долгое время считался однозначным признаком такой обработки (Collins, 2001; Dishler, 2012). Однако он был обнаружен и в природных алмазах - в спектрах фотолюминесценции пластически деформированных кубических кристаллов типов IaA и IaA+Ib из россыпей северо-востока Сибирской платформы (Зудина и др., 2013) и в спектрах поглощения огранённых кристаллов типа Ib неизвестного происхождения (Hainschwang et al., 2013). Образование центров (NV)<sup>-</sup> в природных алмазах очевидно связано с присоединением к С-центрам вакансий, образующихся при неконсервативном движении деформационных дислокаций в процессе пластической деформации кристаллов.

В ИК-спектре зеленовато-коричневого алмаза наблюдаются С-, У- и А-центры, причём интенсивность линий А-центров слабее. Кристалл относится к редкому типу Ib+IaA, что почти однозначно указывает на то, что он представляет собой алмаз разновидности II по классификации Ю.Л.Орлова и до огранки имел кубический габитус (см. Титков и др., 2015). Водородные центры в его спектре полностью отсутствуют.

Таким образом, можно заключить, что оптические центры деформационного происхождения в коричневых алмазах весьма разнообразны. Интенсивная коричневая окраска может возникать в процессе пластической деформации не только у широко распространённых кристаллов типа Ia, но и у относительно редких кристаллов типа Ib+IaA, для которых характерно присутствие центров (NV)<sup>-</sup>, образующихся в результате присоединения деформационных вакансий к С-центрам.

### Литература

1. Титков С.В., Ширяев А.А., Зудина Н.Н., Зудин Н.Г., Солодова Ю.П. Структурные дефекты и неоднородность их распределения в кубических кристаллах алмаза II разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы по данным ИК микроспектроскопии // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1-2. С. 455-466.
2. Титков С.В., Минеева Р.М., Рябчиков И.Д., Сперанский А.В. Фантазийные окраски природных алмазов, связанные с различными типами пластических деформаций // Материалы Международной научной конференции, посвящённой 300-летию Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана РАН. М., 2016. С. 179-180.
3. Collins A.T. The colour of diamond and how it may be changed. // Journal of Gemmology. 2001. V. 27. N 6. P. 335-339.
4. Dishler B. Handbook of spectral lines in diamond. Heidelberg: Springer, 2012. 467 p.
5. Massi L., Fritsch E., Collins A.T., Hainschwang T., Notari F. The “amber centers” and their relation to the brown colour in diamond // Diamond and Related Materials. 2005. V. 14. P. 1623-1629.
6. Hainschwang T., Fritsch E., Notari F., Rondeau B., Katrusha A. The origin of color in natural C center bearing diamonds // Diamond and Related Materials. 2013. V. 39. P. 27-40.

## ИЗУЧЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ Р. ГЕНЕРАЛКА, СРЕДНИЙ УРАЛ

*Дремов Л.С. \* (СПГУ, leoonid@mail.ru),*

*Уголков В.Л. (Ответственный исполнитель, к.т.н., с.н.с Института химии  
силикатов РАН, ugolkov.52@mail.ru)*

### **Аннотация**

Изучен состав различных гранулометрических фракций четвертичных отложений месторождения россыпного золота в районе р. Генералка. Минералогическое определение проведено с использованием рамановской спектроскопии. Глинистая фракция изучена с применением термического анализа. Сделаны выводы об условиях формирования отложений и источниках вещества.

**Ключевые слова:** Четвертичные отложения, минеральный состав, термический анализ, Средний Урал, месторождение Генералка.

Месторождение россыпного золота в районе р. Генералка находится на восточном склоне Урала на 17 км севернее поселка Ис. Оно входит в Исовско-Туринскую россыпную систему, содержащую множество золотоносных и платиноносных россыпей. На данный момент большинство россыпей отработаны, а связь с коренными источниками установлена для малого количества месторождений. Всестороннее изучение четвертичных отложений позволит ставить более эффективные поисковые работы на данной местности.

Цель исследования – Изучить вещественный и минералогический состав четвертичных отложений, определить условия образования и источники вещества. Для изучения были выбраны 3 разреза (рис.1), в разных частях реки: низовья, верховья, приток.

Основное развитие на территории русла имеют амфиболиты мариинского комплекса, состоящие преимущественно из сине-зеленой роговой обманки с небольшим количеством эпидота, плагиоклаза и хлорита. На западе располагаются оливиновые габбро качканарского комплекса. На юге расположен шток плагиогранитов кривинского комплекса, состоящих из кварца, плагиоклаза, эпидота и граната, серия даек аналогичных плагиогранитов располагается на севере(рис.1)[3].

Разрезы были опробованы послойно с отбором шлиховых и валовых проб. Шлиховые пробы изучались с применением рамановской спектроскопии. Валовые пробы разделялись по фракциям, глинистая фракция изучалась методом термического анализа (установка термического анализа STA 429 CD, Института химии силикатов РАН, аналитик Уголков В.Л.).

Типичный разрез верховья (рис.2,а) состоит из бурового галечника (слой №1 и №2), сине-зеленого суглинка, практически без обломков (слой №3) и серо-зеленой коры выветривания, переходящей в плотик. Разрез низовьев (рис.2,б) более выдержанный и состоит из светло-бурого суглинка (слой №1), темно-коричневого галечника (слой №2) и темно-зеленого галечника с многочисленными валунами, переходящий в кору выветривания (слой №3). Разрез точки №1 аналогичен точке №2.

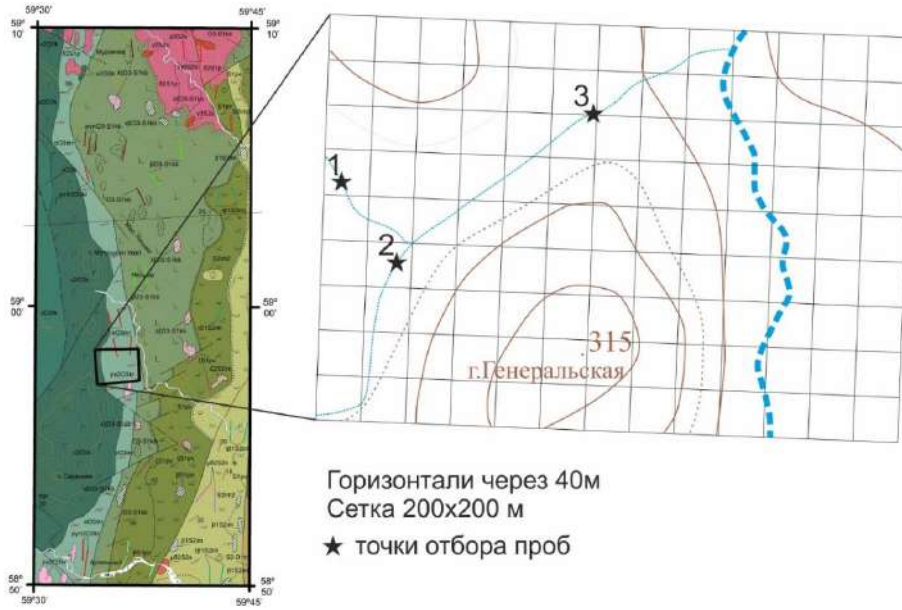


Рисунок 1. Карта с точками отбора проб

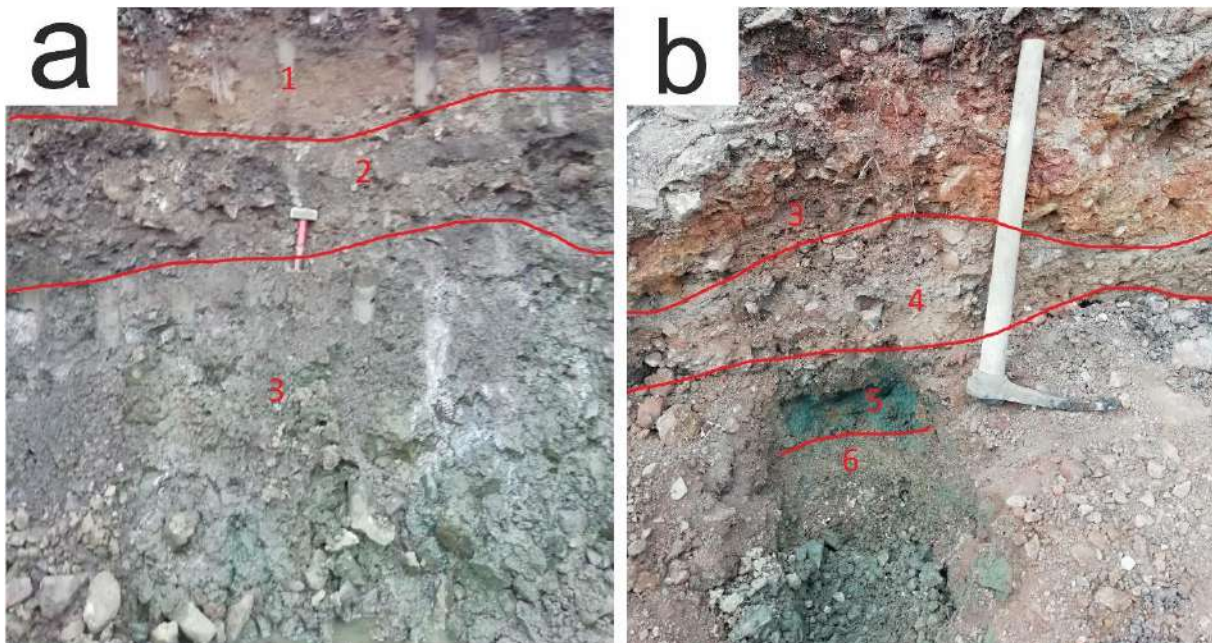


Рисунок 2. а – разрез борта реки на точке №2, б – разрез русла реки на точке №3

На рис.3 представлены результаты изучения состава крупной фракции, наблюдается закономерное увеличение обломков плотика к низу разреза. Окатанность обломков сильно зависит от слоя. В галечнике преимущественно среднеокатанная галька, в коре выветривания и выше лежащем суглинке неокатанные обломки.

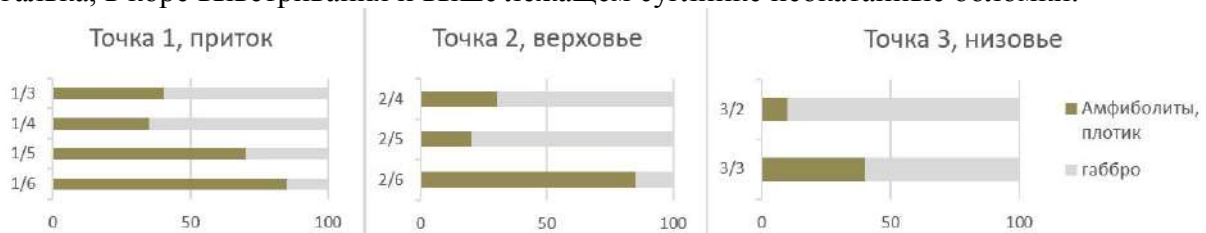


Рисунок 3. Состав крупной фракции(+2мм) для каждого разреза

Изучение минерального состава шлихов показало одинаковый минеральный состав для каждого слоя в каждом разрезе. Слои различаются только соотношением главных минералов: диопсида, хромита и амфибола (рис.4). Слои обогащенные хромитом являются нижними слоями галечника либо залегают непосредственно под ними, и данное обогащение является следствием гравитационного обогащения. Распределение амфибола не имеет явных закономерностей.

В подчиненном соотношении были найдены: эпидот, гранат, пирит, альбит. Эпидот представлен двумя разновидностями: в основном беловатые непрозрачные комковатые массы, в меньшей степени — полупрозрачные зеленые обломки кристаллов. Гранат представлен практически чистым спессартином, обычно обломки кристаллов, в редких случаях идиоморфные ромбододекаэдр. Пирит чаще всего замещен гетитом и представлен обломками зерен и только в 2/5 и в 2/6 идиоморфными кристаллами. Все зерна, за исключением хромита, неокатанные, хромит варьируется от неокатанного до слабоокатанного.

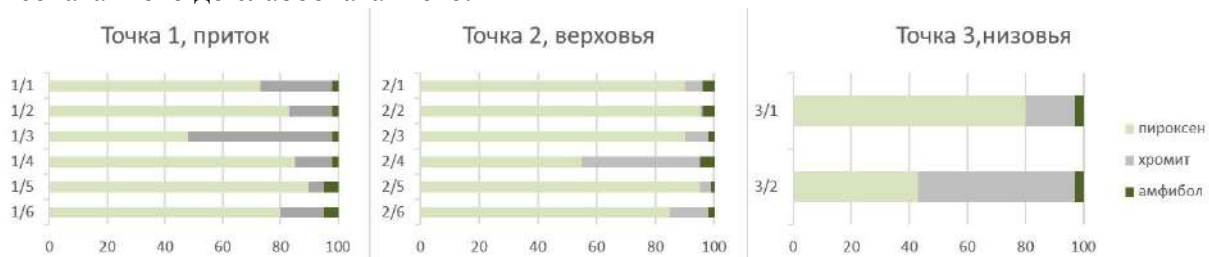


Рисунок 4. Состав электромагнитной фракции 0,25-0,5 мм для каждого разреза

Глинистая фракция анализировалась с помощью термического анализа. На рис.5 представлен результат по слою 2/1. Сильный эндотермический пик на 121°C соответствует удалению адсорбционной воды, что характерно для монтмориллонитовых глин. Наличие перегиба на 180°C свидетельствует о кальциево-магнезиальном составе обменных катионов. Экзотермический пик 240-420°C соответствует сгоранию органики. Эндотермический пик 400-600°C соответствует удалению конституционной воды из монтмориллонита и гидрослюд. Пик на 500°C характерен для железистых монтмориллонитов, близких к нонтронитам. Слабый эндотермический пик на 845°C и более сильный экзотермический пик на 906°C так же соответствуют монтмориллону и связаны с потерей оставшейся воды и разложению в аморфные продукты[1,4].

Анализируя результаты 9 проб, были замечены следующие закономерности. Все глины представлены монтмориллонитовыми разновидностями с примесью гидрослюд. Перегиб на 180°C выражен только у проб с верховья, в низовьях проявлен слабо и практически не проявлен у притока, что говорит о более щелочных условиях в притоке. Верхние бурые слои отличаются от нижних зеленых наличием органических примесей в глине, а также наличием ярко выраженного эндотермического пика при 1040°C, для объяснения которого требуется больше данных.

Обобщив полученные данные, можно сделать следующие выводы о формировании данных аллювиальных отложений.

1. Плагииграниты практически не влияют на формирование отложений, являясь источником малого количества эпидота и спессартина. На это указывает полное отсутствие каолина в составе глины и плагиигранитовой гальки.

2. Повсеместное распространение хромита и железистого монтмориллонита указывает о прохождении речной системы через дунитовый Каменушенский массив в течении всего времени существования.

3. Образование аллювиальных отложений происходило в 2 этапа. Первый этап связан с эрозией коры выветривания и формирования русла. Основным материалом являлись подстилающие амфиболиты и снос глинистого материала и хромитов с



дунитового массива. В данный этап происходило отложение темно-зеленый нижних слоев.

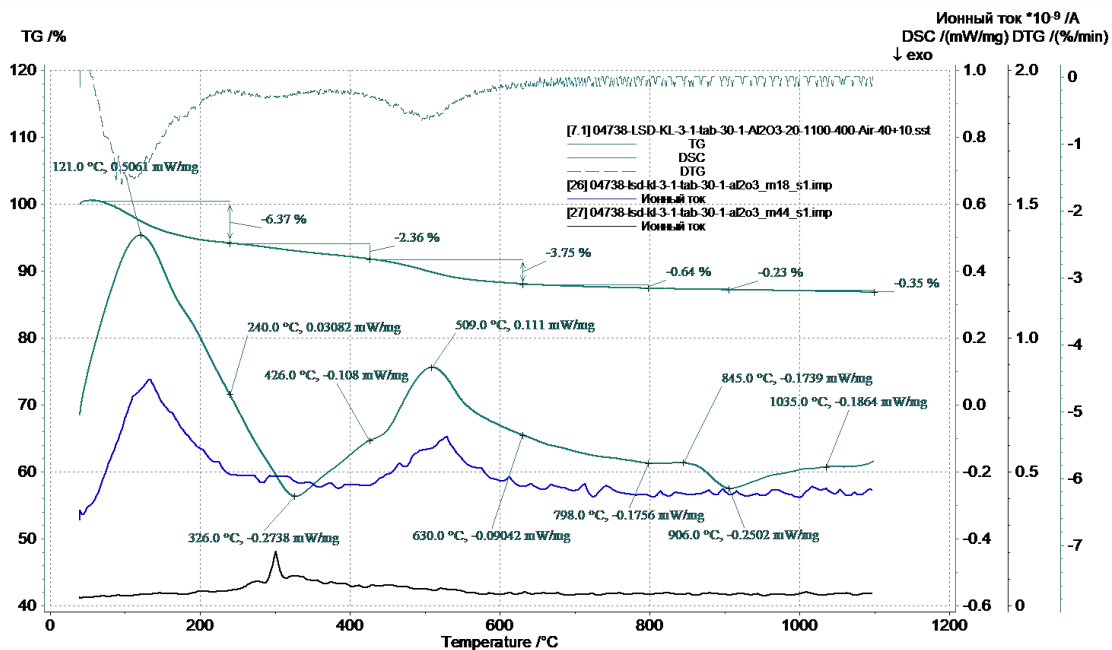


Рисунок 5 Кривые TG, DTG, DSC и IC термического анализа глины из слоя 2/1. Скорость нагревания 20°C/мин, масса пробы 30мг

Второй этап связан с новым эрозийным циклом, основными источниками вещества являлись габбро и Каменушенский массив. Формировались бурые отложения верхних слоев. Наличие органики может свидетельствовать о более медленном течении во втором этапе.

### Литература

1. Белоусов П.Е., Бочарникова Ю.И., Боева Н.М. Аналитические методы диагностики минерального состава бентонитовых глин // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: инженерные исследования. 2015. С 94-101.
2. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. Издательство Академии наук СССР, Москва, 1955 г., 472 с.
3. Государственная геологическая карты масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-ХП (Качканар). Объяснительная записка. - СПб. 2005. 251с.
4. Уэндлант У. Термические методы анализа. М.: Мир, 1978. - 527 с.
5. Хабас Т.А., Кулинич Е.А., Егорова Е.Ю. Термогравиметрический метод анализа силикатных материалов. Томск: Изд. ТПУ, 2007.- 20 с.

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПОМЕТАТЕРРИГЕННОГО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРЫКУЛ)

*Жураев М.Н., Шодмонов О.О. (ГТУ, Узбекистан.)*

### Аннотация

Оруденение сформировано по породам грубого флиша, преобразованного в контактовой зоне гранитоидного интрузива, геохимически специализированного на вольфрам, в сланцевые породы, по которым образованы рудоносные метасоматиты. Шеелитовая минерализация, наложенная на метасоматиты, сопровождается обильной вкрапленностью дисульфидов железа. Рудный процесс имеет углекислую специфику и характеризуется существенным привносом фосфора. Геохимическое поле сформировано элементами типоморфного комплекса (W–Bi–Cd–Te–Be–Au –Zn–Cu–Sn).

**Ключевые слова:** Апометатерриген, вольфрамовое оруденение, Сарыкул, Каратюбе, мегаблок, олистостромовый комплекс, троговой структуры, рудоносные метасоматиты, типоморфный геохимический комплекс, шеелит, дисульфиды железа, регион, шеелит, скарноиды, минерал, метасоматит, рудоген.

Каратюбинское рудное поле расположено в западной части Каратюбинских гор и приурочено к фрагменту Центральногиссарского трогообразного прогиба. Рудное поле объединяет два объекта с различной рудно-формационной природой (месторождение Каратюбе – скарново-шеелитовой формации и месторождение Сарыкуль с новым для региона апометатерригенным вольфрамовым оруденением). Своеобразие геологического строения района заключается в приуроченности зон минерализации к фрагменту троговой структуры, выполненной породами олистостромового комплекса.

Апометатерригенное вольфрамовое оруденение, нового для региона типа изучалось на месторождении Сарыкуль, в западной части Каратюбинских гор и считалась малоперспективной, в связи с полученными результатами по скарновым телам [1].

Изученная площадь в западной части Каратюбинского мегаблока, на которой развито апометатерригенное вольфрамовое оруденение, является Сарыкульским фрагментом Ганда-Кызылтурук-Шахсайской зоны Центральногиссарской троговой структуры [2].

Особенностями рудной минерализации апометатерригенного вольфрамового оруденения являются: обилие в минерализованных зонах сульфидов железа, появление шеелита в различных минеральных парагенезисах и наличие двух ассоциаций - минералов, встречающихся в рудах в малых количествах (халькопирит, касситерит, сульфосоли) и минералов, встречающихся в рудах в виде микровключений (сфалерит, висмутин, висмут самородный) [3].

Главным и единственным вольфрамосодержащим минералом, определяющим практическую значимость апометатерригенного вольфрамового оруденения является шеелит, который в различных количествах встречается во всех типах рудоносных метасоматитов, образуя руды с высокими содержаниями триоксида вольфрама (в скарноидах до 1-2%, в метасоматически измененных известняках до 2-2,5%, в биотит-полевошпатовых метасоматитах до 3-4%, в серицит-хлорит-кварц-полевошпатовых метасоматитах до 6-8%).

Шеелит образует единичные включения, неравномерную вкрапленность и мелкогнездовые агрегаты в ассоциации с разнообразными минералами (в глинизированном, серицитизированном и карбонатизированном плагиоклазе; в

альбитовых и актинолитовых скоплениях; в пирит - марказитовых, пирит-мельниковитовых, карбонат-пиритовых агрегатах; в кварц-карбонатных прожилках; в прожилках и гнездах метасоматического кальцита)[4]. Размер зерен от  $<0,01$  мм до 1-2 мм. Часто шеелитовые зерна содержат включения полевого шпата, хлорита, гидроксидов железа. По трещинам в шеелите, кроме вмещающих нерудных минералов, отмечаются халькопирит (который в отдельных участках цементирует интенсивно катаклазированный шеелит) и включения висмутита. Шеелит обогащен Mo (0,18%) и Cu (0,01%).

Сульфиды железа представлены обширной группой минералов, которые в результате внутрирудных процессов формируют цепочку от исходного пирротина до конечного пирита, с промежуточными продуктами в виде мельниковита и марказита. В процессе рудоотложения пирротин является одним из ранних сульфидов и тесно ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, минералами Bi. Пирротин обогащен вольфрамом ( $WO_3$  - 1,3%).

Пирит является наиболее широко распространенным минералом минерализованных зон, образующим массивные скопления, прожилки, а в периферийных частях минерализованных зон - рассеянную вкрапленность (в участках скопления колчеданной минерализации содержание пирита составляет 10-15 %). Подавляющая масса пирита имеет, вероятно, метаморфогенное происхождение в результате преобразования пирротина в гипогенных условиях.

Пирит обогащен (по результатам химического анализа пиритового концентрата)  $WO_3$  (8 %), Au (1,4 г/т), Ag (5,1 г/т), Bi (0,05 %), Cu (0,3 %), Mo (0,01 %), Sn (0,1 %), Zn (0,5 %), при установленном отсутствии мышьяка. Примеси рудных элементов объясняются наложением на метаморфогенный пирит более поздних минеральных ассоциаций (магнетита, халькопирита, сфалерита, шеелита, касситерита), что подтверждается микроскопическими исследованиями. Метаморфогенная природа пирита подтверждается частыми содержаниями в нем реликтов пирротина, преобразованного в гипогенных условиях. Пирротин тесно ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, минералами Bi, обогащен вольфрамом (до 1,3 %).

Группа минералов, встречающихся в рудах в малых количествах, представлена халькопиритом, касситеритом и сульфосолями.

Халькопирит встречается практически во всех типах метасоматитов и образует, как правило, мелкие (от  $<0,002$  до 0,1мм) ксеноморфные скопления в нерудной массе, либо в сростках с пирротинном, сфалеритом, пиритом, шеелитом, висмутитом. В метасоматически измененных известняках ассоциирует с касситеритом, как бы цементируя его зерна в алюмосиликатной среде. В скарноидах халькопирит заполняет интерстиции в скоплениях пироксена и карбоната. В виде микровключений отмечается среди сульфосолей Ag – Bi – Pb состава и в галените.

Касситерит, также как и халькопирит, встречается во всех природных типах метасоматитов в незначительных количествах. Ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, шеелитом, пиритом, кварцем. В метасоматически измененных известняках касситерит присутствует среди участков пелитизированного полевого шпата.

Серебросодержащие сульфосоли Bi-Pb состава содержат в качестве примеси Cu, Se, Te.

Группа минералов, встречающихся в рудах в виде микровключений, представлена сфалеритом, висмутитом, самородным висмутом и галенитом.

Сфалерит встречается спорадически в метасоматически измененных известняках среди касситерита; отмечается также в сростании с висмутитом, халькопиритом, пиритом. Ассоциация этих минералов в виде разветвленной сети прожилков

развивается по трещинам в гранате. В серицит-хлорит-полевошпат-кварцевых метасоматитах содержание сфалерита до 0,7 %, в скарноидах до 0,3 %.

Висмутин – наиболее широко распространенный минерал среди группы висмутовых минералов, установленных для апометатерригенного вольфрамового оруденения. Встречается в виде ультратонкой вкрапленности в пирите, халькопирите, сфалерите, шеелите, гранате. Висмутин представлен зернами неправильной формы. Замещается самородным висмутом, который встречен среди шеелита и пирита. Висмут самородный встречен в метасоматически измененных известняках среди шеелита (размер выделений ~ 7 мк) и среди пирита в серицит-хлорит-полевошпат-кварцевых метасоматитах (микровключения размером ~ 4 мк). Кроме того, отмечаются микровключения висмута в колчеданных шеелитоносных рудах.

Галенит выявлен в участках окварцеванных вольфрамоносных метасоматически измененных известняков в виде микровыделений. Ассоциирует с халькопиритом и сульфосолями Bi-Pb состава. В галените присутствуют примеси Ag, Se.

Состав примесей некоторых минералов и их ассоциаций апометатерригенного вольфрамового оруденения (по данным рентгеноспектрального локального анализа, %):

- шеелит – W – 63,95; O – 22,37; Ca – 13,97; Mo – 0,18; Cu, Fe – 0,01;
- висмутин – Bi – 79,73; S – 19,64; Fe – 0,2; Sb – 0,08; Cu – 0,02;
- висмут самородный – Bi – 95,47 – 97,61; S – 0,47 – 1,84; Fe – 0,46; Se – 0,03 – 0,36;
- ассоциация соединений висмута – Bi – 80,03 – 87,19; S – 9,51 – 19,85; Fe – 0,28 – 0,44; Se – 0,36 – 2,0;
- касситерит – Sn – 77,91; Ti – 0,2; Fe – 0,16;
- станнин (ассоциация с халькопиритом, сфалеритом, касситеритом) – Sn – 32,71 – 33,2; S – 28,74 – 29,1; Cu – 26,19 – 26,45; Fe – 10,1 – 11,03; Zn – 1,2 – 1,32;
- галенит – Pb – 82,82 – 87,17; S – 11,1 – 12,81; Bi – 0,12 – 3,0; Se – 0,81 – 1,2; Ag – 0,5 – 0,76; Te – 0,09 – 0,47; Cu – 0 – 0,15;
- сульфосоли сложного состава – Pb – 25,9 – 43,21; Bi – 33,33 – 48,1; S – 15,49 – 16,45; Ag – 6,01 – 8,05; Cu – 0,13 – 0,87; Se – 0,57 – 0,62; Te – 0,15 – 0,47.

Рудоносные метасоматиты, для которых характерна наложенная колчеданная (пирит, марказит, мельниковит, пирротин), висмутовая (висмутин, висмут самородный, сульфосоли Pb-Bi состава) и оловянная (касситерит, станнин) минерализация. Появление в контуре единой аномалии W и Mo при относительно низком (0,295) коэффициенте их парной корреляции, возможно объясняется «примесным» характером Mo, не образующего собственных минералов, а заключенном в минералах-хозяинах, в первую очередь в шеелите.

Вольфрам установлен в вышекларковых концентрациях во всех проанализированных типах пород, руд и жильных образований. Единственной минеральной формой его проявления является шеелит.

Вольфрам характеризуется значительной дисперсией содержаний (от 0,001 до 17 %), с повышением концентраций от метапсаммитовых кварцитовидных разностей (0,001-0,01 %), кварц-полевошпатовых брекчий (0,005-0,2 %) и жильного кварца (0,005-0,2 %) до рудоносных метасоматитов (в метасоматически измененных известняках 0,02-0,85 %, в скарноидах 0,015-2,2 %, в биотит-полевошпат-кварцевых метасоматитах 0,001-2,5 %).

Максимальные концентрации вольфрама (до 17 %) установлены в серицит-хлорит-кварц-полевошпатовых метасоматитах с обилием дисульфидного железа (содержания W > 0,1 % при 100% встречаемости). На пределе чувствительности микрозонда Mo отмечается в шеелите (0,18 %). Полуколичественного спектрального анализа ( $10 \cdot 10^{-3}$  %).

Общим для обеих доминантных групп является групповая форма корреляционной матрицы с W-Cu-Mo-V ассоциацией (для вольфрамовой группы) и Mo-V-Cu-Cr-Ni ассоциацией (для молибденовой), а отличием – состав боковых ветвей матрицы «косыночного» типа (W-Cu-As для первой и V-Cr-Co, V-Cu-Zn для второй) и проявленные корреляционные связи в парах элементов (W-Sn, W-Ni и Mo-Sn, V-W соответственно).

Исследования особых форм внутренних структур пространственно-корреляционных групповых матриц распределения элементов, а также пространственная разобщенность ореолов отдельных рудогенных элементов, может свидетельствовать о двух группах геохимических ассоциаций (W-Cu-V-Mo и Mo-V-Cu-Cr-Ni), а наличие надежных корреляционных связей в парах W-Cu, Mo-Cu, W-Mo о возможности их телескопирования.

По результатам геохимических исследований для апометатерригенновольфрамового оруденения, установлен обобщенный ряд относительной интенсивности, который имеет вид W – Bi – Cd – Te – Be – Au – Zn – Cu – Sn – Ag – Mn – Mo – U – Se – V – Nb – Ni. Обращает на себя внимание высокое положение в ряду Cd и Te, а также низкое – Se и V.

По данным статьи можно сделать следующие выводы:

- W образует значимые, но слабо выраженные корреляционные связи с Pb, Ag, Au, Be и Mn, что, вероятно, определяется автономностью формирования шеелитовой минерализации, с последующим совмещением в минерализованных зонах продуктов разных стадий;

- отсутствие четких связей As с типоморфными элементами апометатерригенновольфрамового оруденения, при его субкларковых содержаниях в рудоносных метасоматитах, указывает на безмышьяковую специфику рудоносных растворов;

- устойчивые связи Ag, Bi, Cu, Se и Te с одной стороны и Pb с Sb, с другой, указывают на широкую вовлеченность в рудный процесс сульфосольной минерализации, ее разнообразие и обогащенность редкими элементами.

- сложно построенное геохимическое поле, определенное типоморфным комплексом элементов (W – Bi – Cd – Te – Be – Au – Zn – Cu – Sn);

- особенности рудной минерализации, выраженные значительными объемами в минерализованных зонах сульфидов железа (пирротин, мельниковит, марказит, пирит); широким распространением группы минералов, встречающихся в рудах в малых количествах (халькопирит, касситерит, сульфосоли) и минералов, образующих микровключения (сфалерит, висмутин, висмут самородный, галенит).

#### Литература

1. Жураев М.Н., Тураев Т.Н. Новые типы вольфрамового оруденения Каратюбе-Чакылкалянского рудного района // Горный вестник Узбекистана. Наваи, 2017. № 3. С. 63–67.
2. Раскин В.Е., Жураев М.Н. Особенности локализации скарново-шеелитового оруденения Каратюбе-Чакылкалянских гор // Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении: Республиканская научно-практическая конференция // Ташкент, 2017.– С.273–276.
3. Хамрабаев И.Х. Важнейшие аспекты современных проблем петрогенезиса и рудогенезиса // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент, 2000. № 2, С. 3-11.
4. Бадалов С.Т. Геохимические особенности рудообразующих систем // Ташкент. Фан: 1991. 138с.

## К СПЕЦИФИКЕ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЧАКЫЛКАЛЯНСКОГО МЕГАБЛОКА И ЕЕ ВЛИЯНИЮ НА ФОРМИРОВАНИЕ АПОГРАНИТОИДНОГО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

*Жураев М.Н\*, Халматов У.А., Нажмиддинов Б.У. (ГТУ Узбекистан)*

### Аннотация

Генеральной особенностью магматизма центральной части Чакылкалянско-го мегаблока является совмещение в контуре единого ареала коллизионных гранитоидов и продуктов внутриплитного магматизма, представленных дайками лампрофиров и щелочных базальтоидов.

**Ключевые слова:** Магматизм, Чакылкалян, мегаблок, апогранитоид, вольфрам, оруденения, Яхтонского рудного поля, гранитоидов, базальтоиды, дайки, интрузив, шеелит, морфология, шток, кларк, скарн, разлом.

Основные магматические события при формировании Чакылкалянско-мегаблока относятся к двум принципиально различным стадиям.

На ранней стадии в позднем карбоне происходит внедрение в центральную часть узловой позиции гранитоидов габбассальной фации глубинности, относимых к яхтонскому диорит-гранодиоритовому комплексу, породы которого распространены в пределах Чакылкалянских гор в виде небольших по размерам интрузивных тел. Комплекс является рудопродуктивным для формирования скарново-шеелитового оруденения [3].

Поздняя стадия магматизма Чакылкалянско-мегаблока – дайковая, объединяющая лампрофирь алмазсайского габбро-монзонит-сиенитового комплекса (Р-Т) и щелочные базальтоиды южно-тяньшанского комплекса (Т<sub>2-3</sub>).

Основной объем диорит-гранодиоритового комплекса Яхтонского рудного поля занимают биотит-роговообманковые гранодиориты, которыми сложен Яхтонский интрузив с площадью выхода около 0,8 км<sup>2</sup>. Интрузив приурочен к дугообразной продольной структуре, служащей осевой частью Ходжадык-Авгайджуманской зоны напряженной складчатости смятия. Магмоконтролирующим оказывается узел пересечения этой структуры с Севакским (субширотным) и Центральным (субмеридиональным) разломами. Указанные разломы предопределили крупные сдвиговые перемещения и флексурный изгиб общей пликативной структуры, в результате которых было создано камерное пространство для интрузива. Его собственное воздействие на вмещающие породы выразилось в устойчивом воздымании антиклинальной складки, в северное крыло которой он внедрялся, образовании поперечных и веерообразных складок с СВ простираем шарниров, а также проседанием кровли по более древним субширотным и СВ разломам, которые определили его раму. Консолидация массива сопровождалась дальнейшим проседанием пород кровли с возникновением тектонически ослабленных зон и отслоений, субпараллельных поверхности интрузива, заполненных скарновыми и кварцевыми прожилками.

Морфология интрузива, в целом, приближается к многослойному гарполиту. Корневая часть намечается под СВ углом массива, вдоль СВ зоны повышенной проницаемости и трассируется крутопадающей клиновидной апофизой, дайками основных пород, зонами апогранитов, обилием ксенолитов ранних фаз и поздним штоком гранодиорит-порфиров.

Рама интрузива создана широтными разломами, определяющими северное падение южного и северного контактов под углами 40-70°, и системой СВ и

субмеридиональных разломов, залеченных дайками основного состава на востоке и Западной апофизой на западе, определяющих крутые до обратных восточный и западный контакты. Кровля и стенки осложнены многочисленными межпластовыми и межформационными пологими и секущими крутопадающими апофизами, распространенными во вмещающих породах на удалении первых до 50 м, вторых до 200 м от массива. Строение кровли волнистое с логообразными понижениями и волнообразными поднятиями, ориентированными как по падению, так и по простиранию поверхности интрузива. Фациальными разновидностями гранодиоритов являются адамеллиты и порфириовидные кварцевые диориты. Первые прослеживаются в краевых частях массива прерывистой полосой шириной до 100-150 м и более широкой в южном контакте с доломитами. В северном эндоконтакте адамеллиты практически не проявлены. Контакты с гранодиоритами постепенные на протяжении до первых десятков метров.

Порфириовидные кварцевые диориты встречаются редко в непосредственном эндоконтакте, чаще в мелких апофизах.

Габбро присутствует в диоритах и гранодиоритах в виде ксенолитов размером в первые десятки см, диориты – в виде более крупных блоков до 25 м, в гранодиоритах. Диоритовые порфириты – жильные производные ранних фаз – отмечаются в гранодиоритах в виде растащенной четковидной дайки меридионального простирания. Граниты присутствуют в дайках основных пород в виде ксенолитов, что дало основание А.И.Даутову (1974) выделить самостоятельную фазу гранитов на глубине. Лейкограниты и аплиты развиты преимущественно в эндоконтактных частях интрузива в виде даек и жил мощностью 0,1-0,3 м и протяженностью до 30-50 м и, преимущественно, СВ простирания. Пегматиты редки, встречаются в эндоконтактах в виде жил мощностью до 0,5 м и протяженностью до 10 м. Гранодиорит-порфиры образуют шток в северо-восточном углу массива гранодиоритов размером 300x400 м, а также дайки СВ и субширотного направления мощностью 15-40 м, скрутым падением контактов штока в сторону вмещающих пород. Даяк – преимущественно северные под углами 60-80°. В большинстве случаев породы содержат более ранние угловатые и оплавленные ксенолиты, главным образом, гранодиоритов, а также лейкогранитов, аплитов, контактовых роговиков, магнезиальных и оруденелых известковых скарнов. Иногда гранодиорит-порфиры служат цементом взрывных брекчий, объем обломков в которых, превышает 70-80 % [1].

Малая глубинность интрузива и небольшие размеры обусловили незначительную степень термальной переработки и достаточно четкую зональность, выраженную в осветлении и перекристаллизации карбонатных пород и смене ассоциаций в терригенных породах. Интенсивное механическое воздействие интрузива при создании камерного пространства послужило причиной интенсивной деформации экзоконтакта и последующего разнообразия морфотипов скарно-рудных тел – приконтактных скарновых зон, жильных и штокверковых тел, межпластовых залежей.

В пределах Яхтонского рудного поля породы яхтонского комплекса слагают многофазный Яхтонский интрузив с площадью выхода на поверхности около 0,8 км<sup>2</sup>. В плане штокообразное тело имеет в целом изометричную форму, с большим количеством апофиз во вмещающие породы. Морфология интрузива, по данным геофизических исследований Б.Скоробогатова (1982), в целом приближается к многослойному гарполиту. Корневая часть намечается под СВ углом массива вдоль СВ зоны повышенной проницаемости и трассируется крутопадающей клиновидной апофизой, дайками основных пород, зонами апогранитов, обилием ксенолитов ранних фаз и поздним штоком гранодиорит-порфиров.

Интрузив приурочен к узлу пересечения продольной структуры северо-западного простирания, служащей осевой частью зоны напряженной складчатости и смятия, с тектонически-ослабленными ее частями субмеридионального и СВ простирания. Указанные разломы предопределили крупные сдвиговые перемещения и флексурный изгиб общей пликативной структуры, в результате которых было создано камерное пространство для интрузива. Строение кровли волнистое с логообразными понижениями и волнообразными поднятиями, ориентированными как по падению, так и по простиранию поверхности интрузива.

Образование яхтонского комплекса происходило в следующей хронологической последовательности: мелкозернистые слабо порфиroidные пироксен-амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые кварцевые диориты и кварцевые сиенито-диориты; мелко-среднезернистые порфиroidные биотит-амфиболовые (мезократовые) гранодиориты (главная интрузивная фаза); мелко – и среднезернистые порфиroidные амфибол-биотитовые (лейкократовые) гранодиориты; граниты биотитовые; жильные породы первого этапа: граниты, аплиты, пегматиты; жильные породы второго этапа: диоритовые порфириды; гранодиорит-порфиры; гранит-порфиры [2].

Кварцевые диориты и сиенито-диориты встречаются в виде ксенолитов, реже небольших самостоятельных тел. Мезократовые и лейкократовые гранодиориты имеют близкий минеральный состав.

Последовательность формирования пород установлена по их взаимным пересечениям. Штокообразное тело сложено производными трех фаз интрузии и дайкового комплекса пород. Нижняя возрастная граница комплекса фиксируется средне – верхнекаменноугольными отложениями маргузорской свиты, верхняя – дайками микрошонкинитов и вогезитов пермо-триасового алмалысайского комплекса. Радиологические данные – 268-309 млн. лет (определения по биотиту и амфиболу, K-Ar метод, ВСЕГЕИ). Учитывая, что в некоторых массивах заметны следы смятия (участие в складчатости), не затронувшего позднекаменноугольные интрузивы Зарафшано-Туркестанского сегмента, возраст яхтонского комплекса принимается как соответствующий началу верхнего карбона. Верхняя возрастная граница геологически не маркируется [1].

Вещественный состав комплекса характеризуется общей повышенной щелочностью за счет повышенного содержания калия, закономерно возрастающей от меланократовых фаз к лейкократовым. Петрографический тип для интрузивных членов – биотит-амфиболовый, плагиоклаз-микроклиновый; петрохимический тип – натрокалиевый.

Диапазон структур и состава гранодиорит-порфиров разнообразен – от крупнопорфировых с микрозернистой основной массой (на абсолютных высотах 2000-2300 м) до хорошо раскристаллизованных порфиroidных разностей (1400-1600 м) с варьирующей основностью и меланократовостью в зависимости от степени контаминации их чужеродными включениями. Дайковая серия пород наследует повышенную щелочность комплекса в целом [4].

Основные геохимические особенности комплекса в целом заключаются в повышенных (против кларковых значений) концентрациях Mo, Au, Cu, As и Sn, что в целом отражает общие металлогенические особенности региона.

Внутри комплекса обращает внимание заметно повышенные содержания Mn в гранодиоритах, W и Sn в адамеллитах, Au и Ag в спессаргитах.

Основной объем (более 90 %) скарново-шеелитового оруденения контролируют гранодиориты. С ранними фазами минерализации не установлено [5].



Лейкограниты и аплиты пересекают скарны, связанные с гранодиоритами, сами же в некоторых случаях сопровождаются маломощными (0,5-5 см) оторочками гранат-волластонитовых скарнов.

Гранодиорит-порфиры пересекают все упомянутые образования и содержат их в ксенолитах, однако нередко сопровождаются магнезиальными и известковыми скарнами значительно меньшей протяженности (до 15-20 м) и мощности (до 0,2-0,3 м).

Дайки основных пород пересекают скарновые тела, связанные с гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, но с некоторыми из них (микродиоритами и керсантитами) нередко отмечаются маломощные везувиан-гранатовые или гематит-гранатовые с халькопиритом скарны.

Взаимоотношения рассматриваемых групп пород с шеелитовым и сульфидным оруденением значительно более сложно и не всегда имеет однозначную интерпретацию.

Суммируя данные по гранитоидному магматизму Яхтонского рудного поля, авторы отмечают, что по сумме признаков (многофазность, трещинный контроль размещения, сложная морфология, обилие ксенолитов рамы, слабое развитие аплитов и особенно пегматитов, широкое распространение даек 2 этапа) гранитоидный комплекс отвечает габбро-гранодиоритовому формационному типу (по Ю.А.Кузнецову, 1964), и относится к умеренно щелочному ряду, натри-калиевой серии, в основном, высокоглиноземистые, с низкой степенью фемичности, средней и высокой степенью железистости. Для пород яхтонского комплекса характерна очень низкая степень окисленности железа. Показатели темноцветных минералов находятся в прямой зависимости от общей их железистости.

Таким образом, породы яхтонского комплекса имеют отчетливую вольфрамовую геохимическую специализацию. Особенностью пород комплекса является сквозная минерально-акцессорная специализация на вольфрам с повышением содержания акцессорного шеелита в ряду диориты и кварцевые диориты (30 г/т) – гранодиориты главной фазы (55 г/т) – гранодиориты из даек (95 г/т) – гранодиорит-порфиры поздней фазы магматизма (105 г/т). Фоновые содержания вольфрама в неизменных интрузивных породах  $2 \cdot 10^{-3}\%$ , при средних содержаниях вольфрама в гранитной оболочке литосферы на порядок ниже ( $1,7-2,2 \cdot 10^{-4}\%$ ). В породах комплекса установлены также повышенные содержания молибдена (4 г/т), олова (5 г/т).

### Литература

1. Даутов А. Минералого-геохимические критерии условий формирования и потенциальной рудоносности Кошрабадского и Яхтонского интрузивов (Западный Узбекистан) // Автореферат дисс. к.г.-м.н. – Ташкент.: ИГГ АН РУз, 1974. 46 с.
2. Жураев М.Н., Тураев Т.Н. Новые типы вольфрамового оруденения Каратюбе-Чакылкалянского рудного района // Горный вестник Узбекистана. Навои, 2017. №3. С. 63–67.
3. Раскин В.Е., Жураев М.Н. Особенности локализации скарново-шеелитового оруденения Каратюбе-Чакылкалянских гор // Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении: Республиканская научно-практическая конференция. – Ташкент, 2017. – С.273–276.
4. Ушаков В.Н. Металлогения вольфрама Западного Узбекистана // Ташкент: Фан. 1991. 182 с.
5. Бородин Л.С., Лашин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов // – Москва: Наука, 1976. 256 с.

## МОДЕЛЬ РАЗДВОЕНИЯ ЛУЧА СВЕТА В КРИСТАЛЛЕ

*Завьялов Е.Н. (МГРИ),*

### Аннотация

Рассмотрено явление двупреломления света при прохождении через кристалл с точки зрения переизлучения и интерференции (дифракции) вторичных электромагнитных волн. Интерференция оптических лучей должна быть аналогична интерференции рентгеновских лучей. Однако разница длин волн у них составляет несколько тысяч. Это налагает существенное ограничение на количество и направления вторичных лучей: под действием первичного рентгеновского луча кристалл образует много вторичных лучей, а под действием светового луча – только два. Это различие объяснено на основе условия интерференции (дифракции) рентгеновских волн в кристаллическом веществе М.Лауэ.

**Ключевые слова** двойное лучепреломление

Поведение света в кристаллах многократно и детально изучалось и описывалось. Давно известно, что свет – электромагнитные волны – взаимодействуя с кристаллом, поляризуется, отражается, преломляется; оптические свойства большинства кристаллов анизотропны<sup>1</sup> – они имеют в разных направлениях разную диэлектрическую проницаемость, а, следовательно, скорость поляризованной световой волны и показатель преломления. 350 лет назад (1669 г.) датский учёный Эразм (Расмус) Бартолин, изучая прохождение света через кристаллы исландского шпата (прозрачного кальцита), открыл расщепление луча на два – обыкновенный (о) и необыкновенный (е) (двойное лучепреломление)<sup>2</sup>. Было установлено, что основная причина двойного лучепреломления кристаллов – анизотропия их электрических (и магнитных) свойств, что оба луча линейно поляризованы, причём их векторы колеблются во взаимно перпендикулярных плоскостях. В общем, вроде бы всё изучено, но, тем не менее, нет ясности в причине образования именно двух лучей (не трёх, не четырёх, не многих), а это можно объяснить.

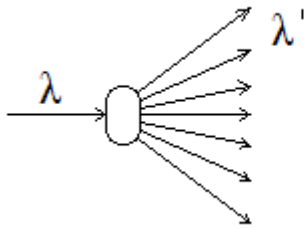
Известно, что при распространении света в анизотропной среде, электрическое поле электромагнитной волны, проникая в вещество, вызывает вынужденные колебания свободных электронов в атомах среды (с частотой, равной частоте колебаний вектора напряжённости электрического поля в электромагнитной волне). Колеблющиеся электроны, в свою очередь, являются источниками вторичного излучения света. Прохождение световой волны через вещество – результат последовательного **переизлучения** света атомами (от атомного слоя к слою) и наложения первичной и вторичной волн, то есть в результате их интерференции<sup>3</sup>. Если так, то, чтобы понять способ прохождения электромагнитных волн, в том числе оптических, через кристаллическое вещество, следует знать условия их **интерференции**.

1 Только кристаллы кубической сингонии оптически изотропны.

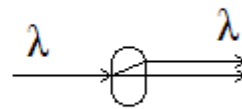
2 Крупнейшие физики того времени (члены Лондонского королевского общества Роберт Бойль, Роберт Гук, Исаак Ньютон и др.) сочли открытие ошибкой, но в 1690 году голландский учёный Христиан Гюйгенс подтвердил это явление на кристаллах кварца.

3 Конечно, в кристаллическом веществе, характеризующемся огромным количеством атомов (число Авогадро –  $6,022 \cdot 10^{23}$ ), действует дифракция, то есть интерференция от множества этих атомов.

При рассмотрении интерференции оптических волн в кристаллах логично провести аналогию с интерференцией в них рентгеновских волн<sup>4</sup>. Но это не очень просто – ведь, как известно, они отличаются длинами волн в тысячи раз ( $\lambda = 3800\text{--}7600\text{\AA}$  и  $0,1\text{--}10\text{\AA}$  соответственно), и хотя принцип взаимодействия с кристаллическим веществом должен быть одинаковым, результаты интерференций (дифракций), полученные в этих двух случаях, существенно отличаются: опыт показывает – под действием первичного рентгеновского луча кристалл образует **много** вторичных лучей (рис. 1), а под действием светового луча – только **два** (рис. 2).

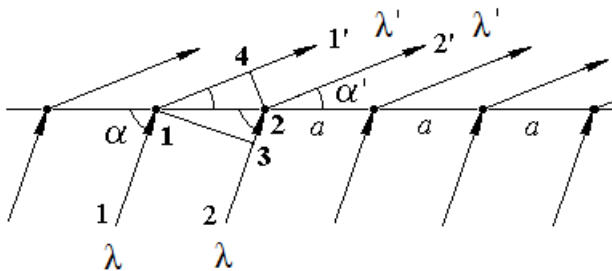


**Рисунок 1.** Схема прохождения рентгеновских лучей через кристалл.



**Рисунок 2.** Схема прохождения оптических лучей через кристалл.

Это различие можно объяснить на основе известного условия дифракции рентгеновских волн в кристаллическом веществе Макса Лауэ. Сначала наглядно рассмотрим интерференцию (дифракцию) лучей от атомов одного атомного ряда (рис. 3). Первичные рентгеновские лучи 1 и 2 возбуждают атомы 1 и 2; вторичные лучи



**Рисунок 3.** Атомный ряд с периодичностью  $a$ , первичные рентгеновские лучи с длиной волн  $\lambda$ , интерференционные лучи  $\lambda'$ .

распространяются во все стороны пространства; из них могут быть интерференционные лучи, например 1' и 2'; если частоты всех лучей одинаковы, то луч 1 как бы отклоняется по лучу 1', а луч 2 по лучу 2'. Интерференция в направлении 1' и 2' возможна, если разность хода лучей 11' и 22' содержит целое число длин волн  $\lambda$ ; далее: 1-3 фронт волны первичной, 2-4 фронт волны интерференционной, т.е. в точках 1 и 3 волны находятся в одной фазе (они когерентны, т.к. от одного источника), в точках 2 и 4 они тоже должны быть в одной фазе; из треугольника 124 отрезок 1-4 =  $a \cdot \cos\alpha'$ , из треугольника 123 отрезок 2-3 =  $a \cdot \cos\alpha$ , тогда разность хода лучей 11' и 22', т.е.

$1-4 - 2-3 = a \cdot \cos\alpha' - a \cdot \cos\alpha$  или  $a \cdot (\cos\alpha' - \cos\alpha)$ ; из этого следует условие интерференции для атомного ряда  $a$  в направлении 1'2':

$$a \cdot (\cos\alpha' - \cos\alpha) = n \lambda, \text{ где } n - \text{целые числа.}$$

4 Интерференция (дифракция) рентгеновских лучей в кристаллах давно детально изучена и положена в основу рентгеноструктурного анализа Максом Лауэ (1912).

Это значит, что атомный ряд  $a$  будет интерферировать рентгеновские лучи  $\lambda$ , направленные на него под углом  $\alpha$ , только в направлении, составляющим с ним угол  $\alpha'$ . Таких направлений для одного атомного ряда будет бесчисленное множество – все они расположатся по образующей конуса (даже двух конусов), ось которого – ряд  $a$ , а угол раствора  $2\alpha'$  (рис. 4).

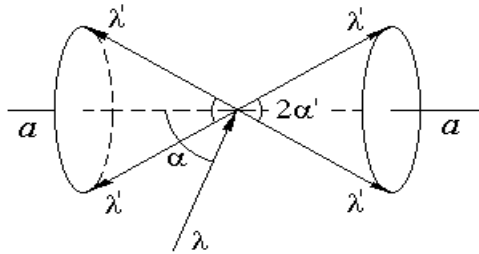


Рисунок 4. Направления дифракционных рентгеновских лучей  $\lambda'$  от атомного ряда  $a$

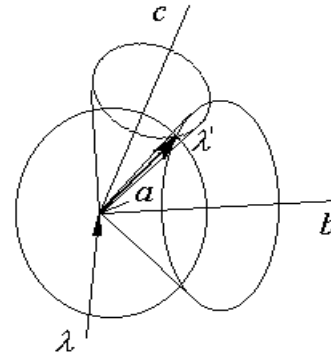


Рисунок 5. Графическое условие дифракции  $\lambda'$  от трёх атомных рядов  $a, b, c$

Для кристаллической структуры необходимо рассмотреть периодичность, как минимум, по трём атомным рядам, составляющим пространственную кристаллическую решётку; условие интерференции для решётки выражается системой однотипных уравнений, соответствующих трём атомным рядам (условие Макса Лауэ):

$$\begin{aligned} a \cdot (\cos\alpha' - \cos\alpha) &= n \lambda \\ b \cdot (\cos\beta' - \cos\beta) &= p \lambda \\ c \cdot (\cos\gamma' - \cos\gamma) &= r \lambda, \quad \text{где } n, p, r - \text{целые числа.} \end{aligned}$$

В общем случае эта система несовместна – она имеет решение только при частных значениях  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $n$ ,  $p$ ,  $r$ , а это значит, что интерференция от каких-то трёх атомных рядов возможна только при определённой их ориентации относительно первичного рентгеновского луча; наглядно это можно показать так: интерференционный луч от атомного луча  $a$  должен лежать где-то на образующей конуса с углом раствора  $2\alpha'$ , для атомного ряда  $b$  – с углом  $2\beta'$  и для атомного ряда  $c$  – с углом  $2\gamma'$ ; одновременное удовлетворение условий интерференции для этих трёх рядов (при данных значениях  $n$ ,  $p$ ,  $r$ ) означает пересечение трёх конусов по одной линии, по одному направлению (рис. 5) – это и выражает условие интерференции для трёхмерной системы атомов. В кристаллической структуре количество подобных систем будет множество – в зависимости от комбинаций целых чисел  $n$ ,  $p$ ,  $r$ , что и отображается на рентгенограмме множеством вторичных лучей. Следует отметить особый частный случай: при разности хода равном нулю интерференционный луч проходит без отклонения.

При прохождении через кристалл световой волны действует существенное **ограничение**: вследствие того, что длина волны тысячи ангстрем, между интерферирующими вторичное излучение атомами должно быть соответствующее расстояние (тысячи периодов  $a$ ), чтобы разность хода первичных и вторичных лучей содержала целое число таких длин волн. При этом угол  $\alpha'$  автоматически получается очень большим. Все промежуточные направления содержат иррациональное число длин волн. От трёх атомных рядов получатся три весьма широких конуса и в результате образуется только **один** интерференционный луч, отклоняющийся от

направления первичного луча (т.е. необыкновенный). Конечно, при прохождении света должны быть и неотклоняющиеся лучи – при разности хода первичных и вторичных волн равной нулю (обыкновенный).

### **Литература**

1. Ландсберг Г.С. Оптика. М.: Физматлит, 2003.
2. Бокий Г.В. и Порай-Кошиц М.А. Рентгеноструктурный анализ. М.: Изд.МГУ, 1964.

## МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО МАССИВА (КАРЕЛИЯ)

*Захарова А. А. \*, Войтеховский Ю. Л. Петров Д. А. (С-ПГУ)*

### Аннотация

В статье рассмотрено применение математического анализа при описании структур гранитов Салминского массива. Показана возможность определения конкретных структурных позиций минералов, что может использоваться для разделения близких по составу пород, а также определения формационной принадлежности гранитов при картировании интрузий.

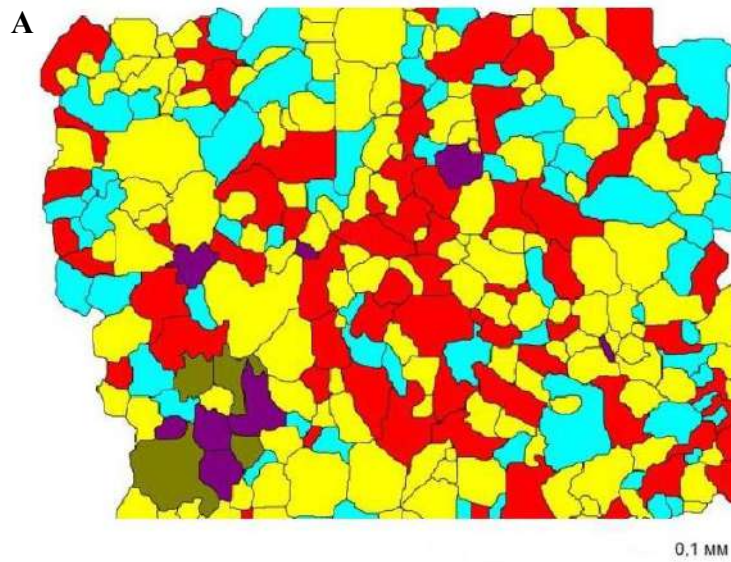
**Ключевые слова:** петрографическая структура, количественный анализ, матрицы вероятностей, Салминский массив, формационный тип.

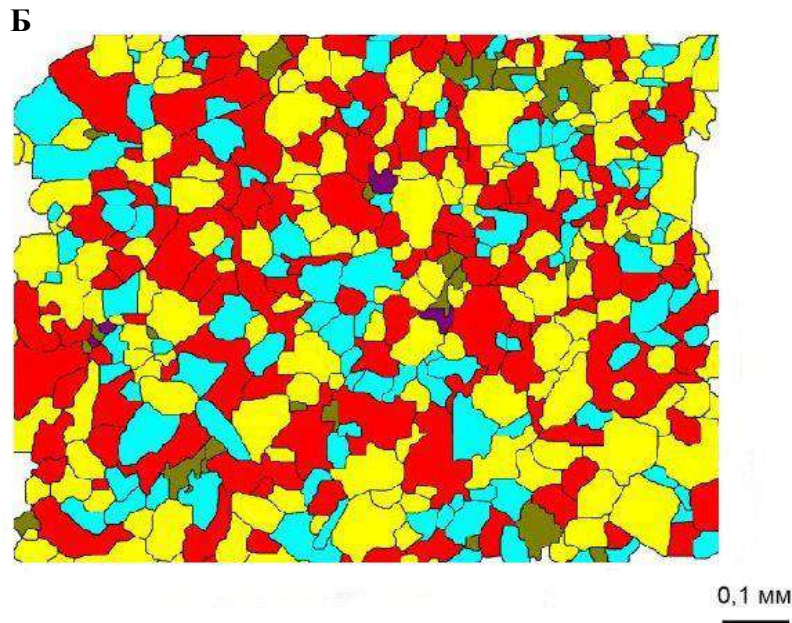
Основной проблемой при описании структур горных пород является описательный подход, а именно определение степени кристалличности, размеров, формы зерен и их взаимных отношений (зависящих от кристаллографического габитуса и степени идиоморфизма минералов в породе).

Ранее одним из авторов данной статьи был предложен строгий математический подход к описанию структур горных пород, основанный на определении вероятности межзерновых контактов различных минералов в шлифе. Полученная симметричная матрица вероятностей приводится к диагональному виду и по количеству положительных элементов определяется конкретный тип структуры [2,4].

Количественный анализ имеет преимущества перед классическим описательным: он позволяет не только выявить тип структуры, но и уточнить структурные позиции минералов.

Рассмотрим это на примере гранитов Салминского массива, Карелия (рис. 1).





**Рисунок 1.** Фрагменты петрографических шлифов. А – среднезернистый питерлит, Б – порфиоровидный микроклин-альбитовый гранит, показана основная масса без вкрапленников. Цветом обозначены: красный – калиевый полевой шпат, голубой – плагиоклаз, желтый – кварц, зеленый – слюда, фиолетовый – акцессорные минералы.

Матрицы вероятностей межзерновых контактов  $[P_{ij}]$  и подробные расчеты приведены в статье [5]. Остановимся на полученных типах структур. При расчете по всем минералам в шлифе были получены одинаковые типы –  $S_5^2$ , значит, основная масса породы по структурным типам не отличается. Применение метода вычитания аксессуариев [3] и расчет только для породообразующих минералов приводят также к одинаковым результатам для обоих шлифов (структурные типы  $S_4^2$  и  $S_3^1$  соответственно). Исключение из матрицы вероятностей строки и столбца биотита приводит к другому результату: структура  $S_4^2$  для шлифа А и  $S_4^1$  для шлифа Б. Сравнение с предыдущими результатами показывает, что в шлифе А биотит и акцессорные минералы находятся в одинаковых структурных позициях, так как удаление их из расчетов не влияет на тип структуры, а в шлифе Б данные минералы занимают разные позиции.

Согласно выделенным ранее формационным принадлежностям гранитов [1] и предыдущему исследованию Салминского массива [6], среднезернистые питерлиты относятся к формационному типу А (наиболее ранняя фаза внедрения), порфиоровидный микроклин-альбитовый гранит – к типу В (поздняя фаза). Следовательно, различия в типах срастаний биотита и акцессорных минералов могут указывать на различную формационную принадлежность гранитов, что важно для выяснения истории развития интрузивного комплекса и определения его потенциальной рудоносности.

При классическом описании данных шлифов были бы получены одинаковые типы структур – порфиоровидные с гипидиоморфнозернистой основной массой. Различия возможны лишь в размерах зерен в данных породах. При строгом математическом подходе к определению структуры можно выявить различия в структурных позициях конкретных минералов (определение типов срастаний). Полученная информация может применяться для уточнения формационных типов или фаз внедрения определенных пород в пределах одного плутона и впоследствии использоваться для картирования новых интрузивных комплексов.

В заключение хотелось бы отметить, что математический анализ структур не является заменой классическому описательному, но может служить дополнительным, более точным источником информации о горной породе и истории ее формирования.

### Литература

1. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометальные гранитовые формации / Л.: Недра. 1979. 280 с.
2. Войтеховский Ю. Л. К проблеме организации горных пород // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1991. № 10. С. 34-39.
3. Войтеховский Ю. Л. Количественный анализ петрографических структур: метод структурной индикатрисы и метод вычитания аксессуариев // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2000. № 1. С. 50-54.
4. Войтеховский Ю. Л. Петрографические структуры: определение, классификация и преобразования // Математические исследования в естественных науках. Геологический институт КНЦ РАН. 2014. № 10. С. 59-68.
5. Войтеховский Ю. Л., Петров Д. А., Захарова А. А. Структуры гранитов Салминского плутона, Карелия // Математические исследования в естественных науках. Геологический институт КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 58-61.
6. Петров Д. А. Типизация гранитов Салминского массива (Северное Приладожье) на основании количественных параметров структуры // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2008. № 2. С. 37-42.



## ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ИМПУЛЬСНОЙ КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ В ГЕММОЛОГИИ

*Иванов М.А.\* (ИК ФСБ России), Соломонов В.И. Спирина А.В. (ИЭ УрО)*

### Аннотация

В работе описывается применение метода импульсной катодолюминесценции в рамках геммологических исследований цветных драгоценных камней (рубинов, сапфиров, изумрудов и александритов) с целью их диагностики, установления факта «облагораживания» и региона происхождения. Показано, что спектры являются надежными признаками при отличии камней от имитаций и синтетических аналогов. Результаты исследования спектрально-люминесцентных признаков полосы импульсной катодолюминесценции в диапазоне 550-900 нм позволяют использовать их для установления региона происхождения камней.

**Ключевые слова:** диагностика, регион происхождения, цветные драгоценные камни, рубины, сапфиры, изумруды, импульсная катодолюминесценция, спектрально-люминесцентные параметры.

Количество геммологических материалов огромно, но лишь семь минералов в соответствии с федеральным законодательством относятся к драгоценным камням – это природные алмазы, изумруды, рубины, сапфиры и александриты, а также природный жемчуг и уникальные янтарные образования [1].

Диагностика драгоценного камня, т.е. с установление его вида и наименования, а также определение его происхождения (природный или синтетический) и установление факта воздействия на него со стороны человека для улучшения потребительских качеств («облагораживание») является одной из основных задач геммологического исследования. Методы синтеза и «облагораживания» камней постоянно совершенствуются, что существенно усложняет процесс диагностики.

Спектрально-люминесцентный анализ позволяет проводить неразрушающую диагностику самого люминесцирующего вещества [2]. В геологии и минералогии он применяется для диагностики минералов, минеральных включений, оценки геохимических особенностей камней. При этом, в настоящее время используется в основном фото- и рентгенолюминесценция, но из-за недостаточной мощности источников возбуждения люминесценция обнаруживается далеко не во всех веществах, физически способных люминесцировать [3].

Импульсная катодолюминесценция (далее – ИКЛ) является самым молодым из известных видов люминесценции. Физический принцип ее функционирования состоит в том, что проникающие в твердое тело электроны пучка расходуют свою энергию на ионизацию вещества, создавая в нем каскад электронно-дырочных пар. Сама люминесценция возникает в процессе рекомбинации электронно-дырочных пар, причем в излучательных переходах принимают участие и кристаллические зоны, и локальные уровни энергии структурных дефектов и примесных ионов [4].

Импульсная катодолюминесценция камней исследовалась на специализированной установке, которая состоит из блока возбуждения люминесценции, многоканального фотоприемника и управляющего компьютера. Образцы не подвергались какой-либо механической и химической обработке. Они устанавливались в аналитическую кювету и облучались при комнатной температуре электронным пучком длительностью 1.5-2 нс при плотности тока около 90 А/см<sup>2</sup> и средней энергии электронов около 150 кэВ. Спектры ИКЛ в диапазоне 500–900 нм

регистрировались многоканальным фотоприемником, совмещенными с дифракционным спектрографом.

Всего было исследовано более 2000 образцов цветных драгоценных камней (рубинов, сапфиров, изумрудов и александритов) из основных мировых месторождений, зарегистрировано и обработано более 5000 спектров.

Рубины и сапфиры являются разновидностями корунда ( $Al_2O_3$ ) красного и синего цветов соответственно. Известно, что цвет корундов определяется основными примесями-хромофорами ( $Cr^{3+}$ ,  $Ti^{3+}$ ,  $V^{3+}$  и  $Fe^{3+}$ ), изоморфно замещающими катионы алюминия и образующими твердый раствор. Встречаются также примеси ионов Mn, Mg, Co и Ni. В тоже время, присутствие Mo, La, W, Pt, Pb, Bi характерно только для синтетических корундов, полученных раствор-расплавным методом, тогда как Ni и Cu встречаются в гидротермальных синтетических рубинах.

Полученные результаты показали, что уже на стадии спектра можно уверенно отличать камни от их имитаций и синтетических аналогов. Все благородные корунды люминесцируют в диапазоне 600–900 нм. Причем, для рубинов спектр ИКЛ представлен узкой R-линией при  $\lambda=694$  нм примесного иона хрома  $Cr^{3+}$ . В сапфирах проявляется излучение ионов  $Ti^{3+}$  и  $Fe^{3+}$  в виде широких полос при  $\lambda \approx 790$  и 735 нм, соответственно. На рис. 1 приведены спектры ИКЛ природного рубина и благородной шпинели – одной из наиболее часто используемых имитаций рубина.

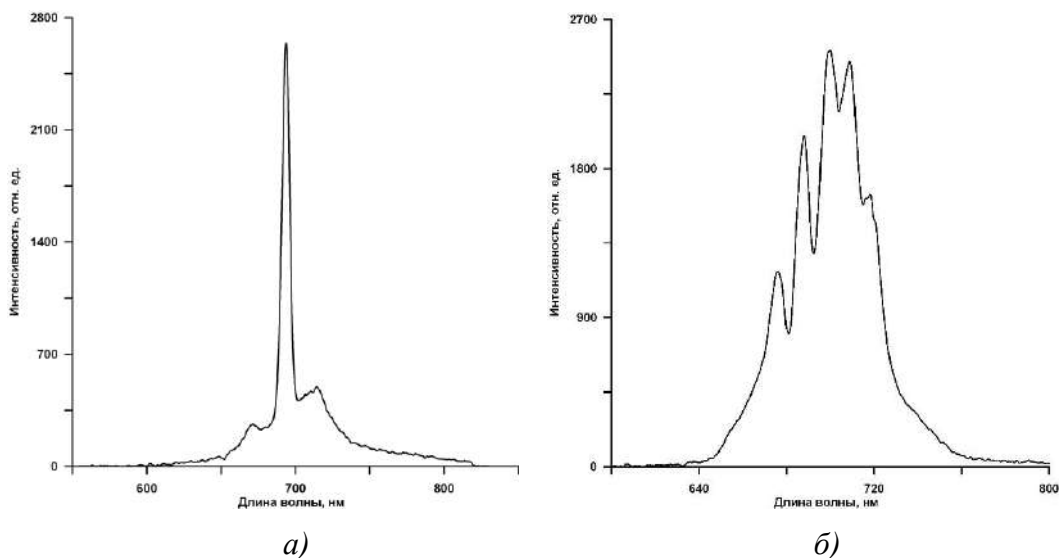
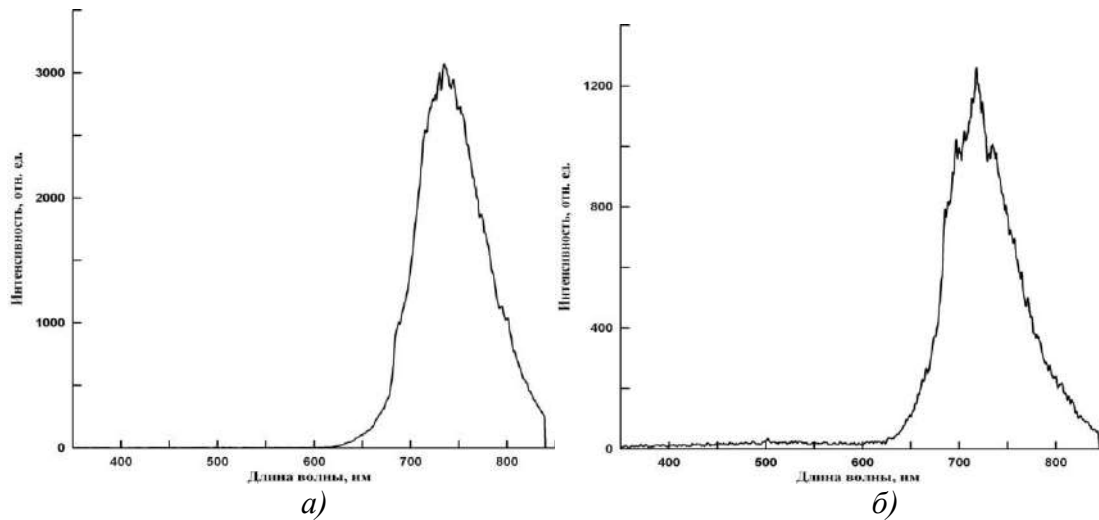


Рисунок 1. Спектры ИКЛ: а) – природного рубина; б) – шпинели

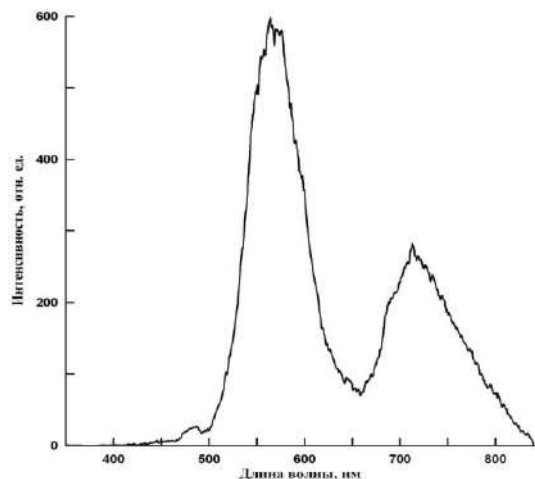
Для изумрудов спектры ИКЛ образцов из всех месторождений являются однотипными. В них доминирует широкая слабоструктурированная красная полоса в диапазоне 650–850 нм с абсолютным максимумом при 700–760 нм. Основной вклад в люминесценцию этой полосы вносит широкая полоса иона железа  $Fe^{3+}$  с центром при 730–750 нм [5].

Как упоминалось выше, с помощью данного метода достаточно четко, можно определить синтетические аналоги от природного материала. Например, для синтетических изумрудов характерна отличительная структурная упорядоченность материала: четкий спектр от 700 нм до 800 нм с хорошо выраженным пиком хрома, высокая интенсивность свечения (рис. 2а). Для природных образцов даже с хорошо сформированной структурой изумруда наблюдается «волновой язык», наблюдаемый в области от 450 до 600 нм (рис. 2б). Это явление обусловлено микровключениями в природных камнях.



**Рисунок 2.** Спектры ИКЛ: а) – природного изумруда с Мариинского месторождения; б) – спектр синтетического изумруда, выращенного раствор-расплавным методом

Также очень хорошо метод ИКЛ проявил себя при изучении изумрудов, которые подверглись «облагораживанию» формальдегидными смолами. На спектре четко просматривается линия смол в интервале от 500 до 650 нм (рис. 3).



**Рисунок 3.** Спектр природного изумруда, обработанного формальдегидной смолой

Одной из самых сложных и интересных задач является установление места добычи цветных драгоценных камней. Трудность ее решения связана прежде всего с тем, что их основные месторождения (кроме изумрудов) находятся за пределами Российской Федерации: Бразилия, Колумбия, Мьянма, Афганистан, Мадагаскар, Шри-Ланка, Вьетнам, Китай, Замбия, ЮАР, Танзания, Мозамбик и Индия.

В настоящее время эксперты, в основном, опираются на такие признаки, как минеральные включения и содержание примесных элементов. Но зачастую примеси в объеме камня распределены неравномерно, то есть содержание, измеряемое рентгенофлуоресцентным методом, носит случайный характер, обусловленный выбором для анализа конкретной зоны камня. Диагностика включений в мелких камнях достаточно затруднительна, а также не всегда эффективна, поскольку для нескольких месторождений могут быть характерны одни и те же включения.

В тоже время, цвет и люминесценция цветных драгоценных камней определяется основными примесями-хромофорами ( $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{3+}$ ,  $\text{V}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ ), присутствие которых обусловлено геохимическими и иными условиями формирования камня в недрах земли. При анализе всех спектров было отмечено, что в образцах одного и того

же месторождения длины волн, относительные интенсивности и ширины этих полос излучения изменяются в более узкой области, чем в образцах из разных месторождений (рис. 4).

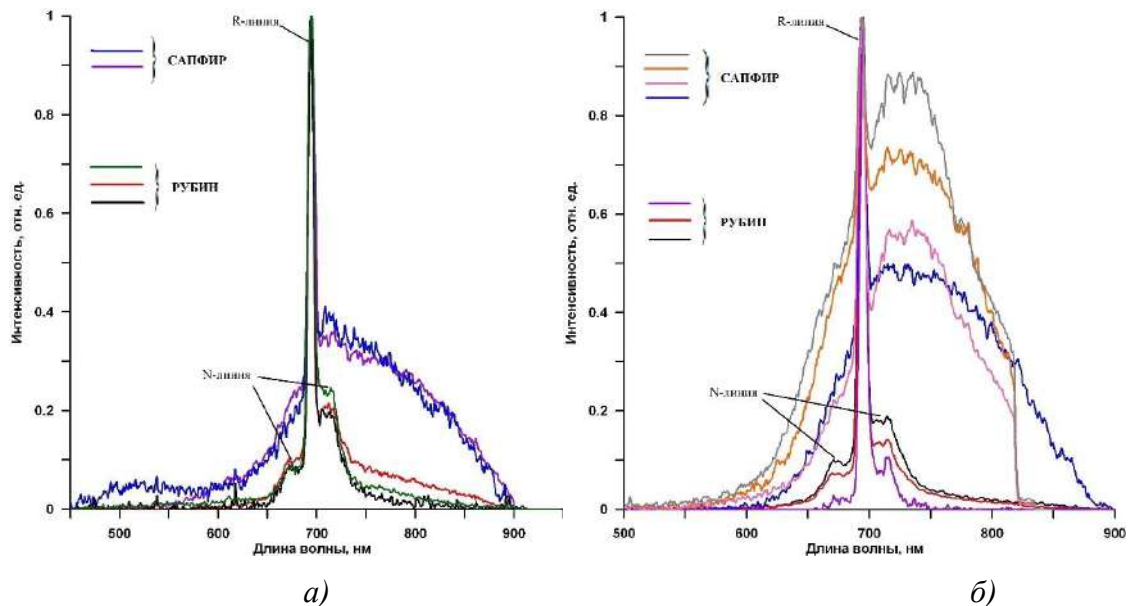


Рисунок 4. Спектры ИКЛ корундов: а) – из Танзании; б) – Мадагаскара

Таким образом, в основе люминесцентного способа установления региона происхождения камней на основе статистического анализа данных лежит исследование спектрально-люминесцентных признаков полосы ИКЛ в диапазоне 600-900 нм: средняя длина волны (медиана), ширина (дисперсия) и интенсивность люминесценции. С одной стороны, эти параметры учитывают как примесный состав камней, так и взаимодействие примесных ионов друг с другом, которые индивидуальны для каждого месторождения [6]. С другой стороны, они являются случайными величинами. Установлено, что для камней из каждого месторождения эти параметры подчиняются математическим функциям с характерными для каждого региона константами распределений, что позволяет определить принадлежность камня месторождению с вероятностью близкой к 100%.

#### Литература

1. Федеральный закон от 26.03.1998 г. № 41-ФЗ «О драгоценных металлах и драгоценных камнях» // Собрание законодательства Российской Федерации. – 1998. – № 13. – Ст. 1463.
2. Люминесцентный анализ / Сборник статей под редакцией Константиновой-Шлезингер, М.А. М.: Изд-во физ.-мат литературы, 1961. – 400 с.
3. Гришаева, Т.И. Методы люминесцентного анализа [Текст]. Учебное пособие для вузов. СПб.: АНО НПО «Профессионал», 2003. – 226 с.
4. Соломонов, В.И., Михайлов, С.Г. Импульсная катодолюминесценция и ее применение для анализа конденсированных веществ [Текст]. Монография. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 182 с.
5. Горобец, Б.С., Рогожин, А.А. Спектры люминесценции минералов [Текст]. Справочник. М.: ВИМС, 2001. – 312 с.
6. Соломонов В.И., Спирина А.В., Попов М.П. Кайгородова О.А. Люминесцентные признаки месторождений драгоценных бериллов. // Оптический журнал, 2016, Т.83, №8, С.58-62.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ РУТИЛА КАЛИШПАТ-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ВЕРХОВЬЯ Р. ДВОЙНАЯ, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА**

*Иванова Ю.А.\*, Власов Е.А. (МГУ)*

**Аннотация**

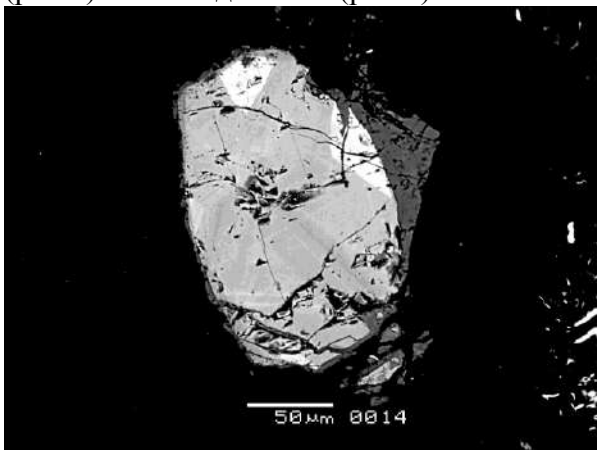
В верховьях реки Двойная (Западная Чукотка) в калишпат-кварцевых жилах, секущих пропилитизированные вулканиты среднего состава были встречены кристаллы рутила. Рутил имеет зональное строение, встречается в сростках с титанитом и молибденитом, размер кристаллов рутила изменяется до 3 мм. В составе установлены примеси (мас.%):  $WO_3$ (0,9-8,5),  $Fe_2O_3$ (1,1-3,8),  $Nb_2O_5$ (0,3-3,3),  $V_2O_5$ (0,6-1,1),  $Cr_2O_3$ (0,1-0,5). В некоторых случаях отмечаются примеси  $SnO_2$  (до 0,3 мас.%) и  $ZrO_2$  (до 0,3 мас.%). Выявлена положительная корреляция  $W^{6+}$  и  $Nb^{5+}$  с суммой трехвалентных катионов ( $Fe^{3+}, V^{3+}$  и  $Cr^{3+}$ ), на основании которой предложены вероятные схемы изоморфизма.

**Ключевые слова.** Западная Чукотка, пропилитизация, рутил, калишпат-кварцевые жилы, метасоматические процессы.

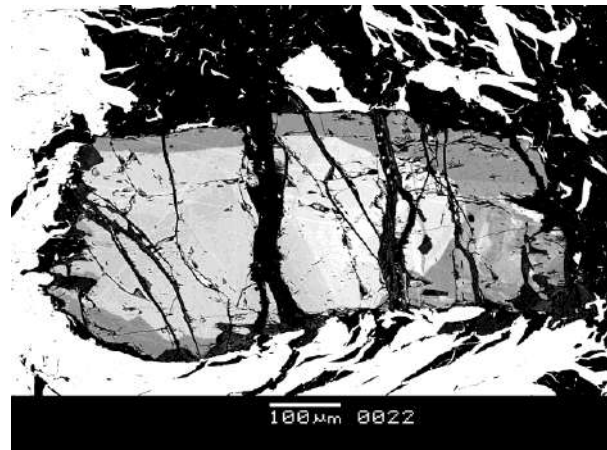
На территории Западной Чукотки в верховье реки Двойная были встречены пропилитизированные вулканиты среднего состава, степень изменения которых варьирует. Минералами пропилитовой ассоциации в исследованных породах являются эпидот, хлорит, актинолит, альбит, КПШ, титанит и пирит.

Данные вулканиты секутся многочисленными кварцевыми, кальцитовыми и калишпат-кварцевыми прожилками и жилами различной мощности от долей мм до 10 см. В них установлены различные минералы - сульфиды (пирит, халькопирит и молибденит), титанит, эпидот, алланит-(Ce), датолит, пренит, хлорит, светлая слюда и рутил.

Рутил из калишпат-кварцевых жил формирует монокристаллы и коленчатые двойники размером до 3 мм. Иногда рутил можно встретить в сростках с титанитом (рис.1) и молибденитом (рис.2).



**Рисунок 1.** Сростание зонального рутила и титанита в кварце. Фото в отраженных электронах.



**Рисунок 2.** Зональный кристалл рутила в кварц-молибденитовой массе. Фото в отраженных электронах.

С помощью рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа в рутиле были установлены примеси (мас.%):  $WO_3$ (0,9-8,5),  $Fe_2O_3$ (1,1-3,8),  $Nb_2O_5$ (0,3-3,3),  $V_2O_5$ (0,6-1,1),  $Cr_2O_3$ (0,1-0,5). В некоторых случаях отмечаются примеси  $SnO_2$  (до 0,3 мас.%) и  $ZrO_2$  (до 0,3 мас.%). Большая часть кристаллов рутила имеет зональное

строение, в них от центра к внешним зонам концентрация основных примесей (W, Nb, Fe) снижаются.

Нам удалось выявить, что содержание в исследованном рутиле  $W^{6+}$  и  $Nb^{5+}$  прямо коррелируют с суммой трехвалентных катионов ( $Fe^{3+}$ ,  $V^{3+}$  и  $Cr^{3+}$ ) (рис. 3 и 4).

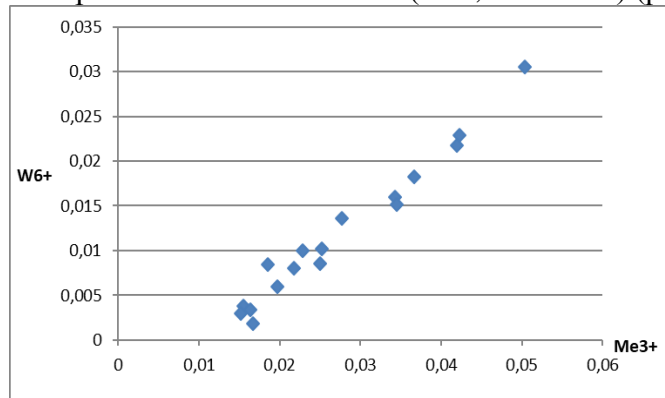


Рисунок 3. Корреляция  $W^{6+}$  с  $Me^{3+} = [(Fe^{3+} + V^{3+} + Cr^{3+})_{общ} - (Fe^{3+} + V^{3+} + Cr^{3+})_{Nb}]$

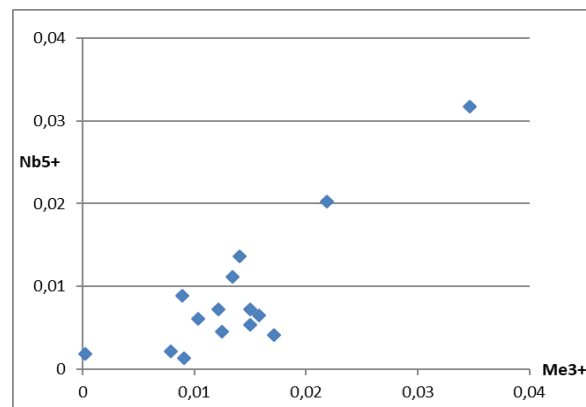
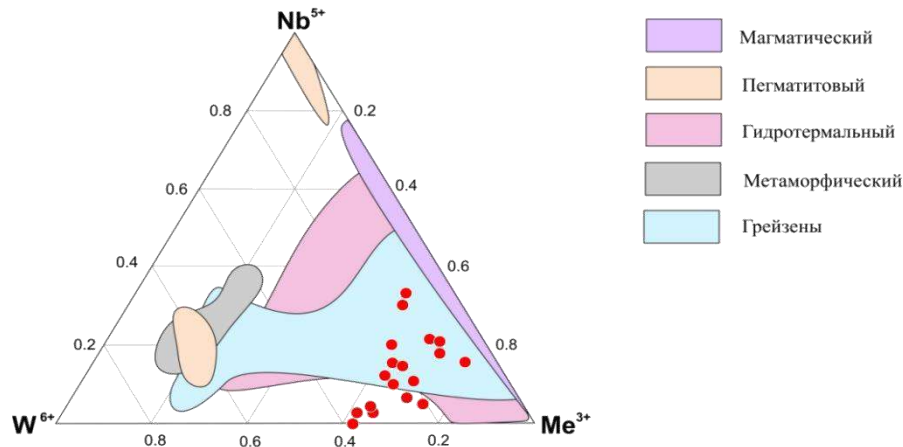


Рисунок 4. Корреляция  $Nb^{5+}$  с  $Me^{3+} = [(Fe^{3+} + V^{3+} + Cr^{3+})_{общ} - (Fe^{3+} + V^{3+} + Cr^{3+})_W]$

Исходя из приведенных выше графиков, можно предположить, что вхождение элементов-примесей в рутил осуществляется по следующим схемам:  $3Ti^{4+} = W^{6+} + 2Fe^{3+}$  ( $V^{3+}$ );  $2Ti^{4+} = Nb^{5+} + Fe^{3+}$  ( $V^{3+}$ ). Однако в ряде анализов рутила отмечается избыток трехвалентных катионов по отношению к тому количеству, которое необходимо для компенсации высоко валентных примесей. Объяснить присутствие избыточных примесей трехвалентных катионов можно с помощью следующей схемы:  $2Ti^{4+} + O^{2-} = 2Me^{3+} + [vac]$  (Третьяков, 1974).

На основе литературных данных (Černý et al., 1999, Černý et al., 1981, Clarke et Carruzzo, 2007, Garda et al., 2010, Graham et Morris, 1973, Zack et al., 2004) была построена диаграмма составов рутила различных формационных типов (рис. 5), на которую были нанесены составы рутила верховья р. Двойная. Можно видеть, что составы рутила верховья р. Двойная попадают в области метасоматитов грейзеновой формации и гидротермальных образований. Развитие полевого шпата не позволяет рассматривать образование описываемых жил за счет процессов грейзенизации.



**Рисунок 5.** Диаграмма составов рутила из месторождений различных формационных обстановок (точками отмечены составы рутила верховья реки Двойная, Западная Чукотка). Построена по данным (Černý et al., 1999, Černý et al., 1981, Clarke et Carruzzo, 2007, Garda et al., 2010, Graham et Morris, 1973, Zack et al., 2004)

### Литература

- 1.Третьяков Ю.Д. Химия нестехиометрических окислов // М.: Издательство МГУ. 1974.364 с.
- 2.Černý P., Chapman R., Simmons W. B., Chackowsky L. E. Niobian rutile from the McGuire granitic pegmatite, Park County, Colorado: Solid solution, exsolution, and oxidation // American Mineralogist.1999. Vol. 84.P. 754–763
- 3.ČernýP., Paul B.J., Hawthorne F.C., Chapman R. A niobian rutile-disordered columbite intergrowth from the huron claim pegmatite, southeastern Manitoba // Canadian Mineralogist.1981. VolI. 19. P. 541-548
- 4.Clarke D. B., Carruzzo S. Assimilation of country-rock ilmenite and rutile in the south mountain batholith, Nova Scotia, Canada // The Canadian Mineralogist. 2007. Vol. 45. P. 31-42
- 5.Fernández R.R., Schalamuk I.B.A., Omenetto P.Composición del rutilo como indicador de las condiciones de formación del greisen del distrito Mazán (Sn-W), provincia de La Rioja // Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2005. Vol. 60, № 2, P. 259-267
- 6.Garda G.M., Beljavskis P., D’Agostino L.Z., Wiedenbeck M. Tourmaline and Rutile as Indicators of a Magmatic-hydrothermal Origin for Tourmalinite Layers in the São José do Barreiro Area, NE Ribeira Belt, Southern Brazil // Geol. USP. 2010. Vol. 10, № 3, P. 97-117
- 7.Graham J., Morris R.C. Tungsten- and antimony-substituted rutile // Mineralogical magazine. 1973. Vol. 39. P. 470-473
8. Zack T., Eynatten H., Kronz A. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies // Sedimentary Geology. 2004. Vol. 171. P. 37–58

## САМОСТОЯТЕЛЬНЫЕ МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ

*Каримова Ф.Б.\*, Светлана Олеговна (ИГГ Республики Узбекистан)*

### Аннотация

Исследуя малые интрузии, дайки и заключенные в них ксенолиты можно получить вещественные свидетельства о времени и месте зарождения исходных расплавов разного состава; источниках и геологической среде (включая линейно-амонитные структуры) концентрации рудного вещества в рудные месторождения; составе, строении различных уровней верхней мантии, нижней и верхней коры. Решение вопросов взаимоотношения малых интрузий, дайковых поясов и концентрации металлов с глубинным строением литосферы является в настоящее время одним из актуальных.

**Ключевые слова:** Плутон, дайки, эндогенные месторождения, золотое и полиметаллическое оруденение, ксенолиты.

В Среднем Тянь-Шане вслед за орогенными плутонами образованы интрузивы, относимые к категории «самостоятельных малых интрузий». Время их проявления в геотектоническом развитии региона выделено Х.М. Абдуллаевым [1, 2] как этап малых порфировых интрузий. Изучение проблемы малых интрузий, даек, дайковых полей и поясов, поднятая Х.М. Абдуллаевым, И.Х. Хамрабаевым, Ф.К. Шипулиным, разрабатывается с 50-х годов в бывшем СССР, СНГ, в том числе и в Узбекистане ограниченным числом исследователей. Изучение этих образований способствовало решению ряда ключевых вопросов геологии, петрологии и рудообразования Казахстана, Средней Азии, Забайкалья, Приморья и других регионов (Х.М. Абдуллаев, И.Х. Хамрабаев, Ф.К. Шипулин, Ф.А. Усманов, О.П. Горьковой, С.В. Ефремова, В.И. Коваленко, Н.И. Коваленко, В.И. Айзенштат, Д. Матчанов, А.М. Мусаев, Б.Я. Клипенштейн, Р.Т. Далимов, Р. Ахунджанов и др.). Особенно важно изучение малых интрузий и даек при восстановлении истории развития магматизма, возрастном расчленении магматических формаций, выявлении связи оруденения с интрузиями и закономерностей размещения эндогенных месторождений. Это имеет важное практическое значение и для Восточного Узбекистана, где малые интрузии и дайковые поля зачастую имеют тесную пространственную совмещенность. Например, в пределах золото-серебряных, оловянных, олово-полиметаллических, урановых и флюоритовых месторождений Кочбулак, Кызылалма, Чадак, Шавкатли, Дукент, Наугарзансай, Наугарзан и другие).

И.Х. Хамрабаев с соавторами предложили ряд критериев выделения малых интрузий, обобщив литературные данные, материалы личных исследований и формационного анализа. Важнейшими из них являются: приуроченность к поздним стадиям развития складчатых зон и этапам активизации; автономность от крупных гранитоидных интрузивов и вулканических проявлений; гомодромность, повышенная щелочность, пестрый, но родственный вещественный состав, мелкозернистая, нередко порфировая структура пород, преобладающая редкометалльная и медно-полиметаллическая специализация. Определено соответствие малых интрузий двум рядам формаций: раннему - габбро-диорит (эссексит)-сиенодиорит (кварцевый монзонит)-гранодиорит-гранитовому ( $P_1$ - $P_2$ ) и позднему - долерит-габбро-диабаз-гранит-порфировому ( $P_2$ - $T_1$ ). Приурочены они, в основном, к краевым Кызылкумо-Кураминскому и Байсунскому вулканическим поясам.

Для малых интрузий по форме даек характерно образование в заключительные стадии развития складчатых областей; многофазность и родственность фаз; малые размеры тел или чаще их дайковая форма; гипабиссальный облик, порфировая



структура пород, образование их из многофазного расплава (кристалл +жидкость); преимущественно кислый состав пород, т.е. относительная насыщенность кремнеземом и щелочами; частая ассоциация с предшествующими эффузивами и более молодыми дайками основного состава; преимущественно парагенетическая связь с ними золотого и полиметаллического оруденения. Х.М. Абдуллаев, Ф.А. Усманов, Дж. Матчанов предложили их называть плутоническими дайками.

В.А. Жариков [120], В.Л. Русинов [249] малые интрузии гранодиорит-порфиров скарново-полиметаллических и золото-серебряных месторождений Кураминских гор считали жильной серией скрытых гранитоидных плутонов. Самостоятельность даек диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и адамеллит-порфиров и парагенетическая связь с ними полиметаллических месторождений Алмалыкского рудного района показана специальными исследованиями Дж. Матчанова [198]. Простые и сложные дайки пермского возраста, сложенные диабазами, долеритами, диоритовыми порфиритами, сиенит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами, риолит-порфирами объединяются в Чилтенскую серию или комплекс даек «кызылнуринаского типа» и относятся к самостоятельным порфировым малым интрузиям габбро-сиенитового ряда. Выделены Чорух-Дайронский, Бабайобский, Шавазский, Кассанский пояса (дуги) развития этих даек [147]. В юго-западных отрогах Чаткальского хребта (правобережье р. Ангрэн) они развиты лишь в виде отдельных даек северо-восточного, запад-северо-западного и широтного направлений. Металлогеническая специфика этого района (золото, уран, медь, свинец, цинк, олово, литий, флюорит) близка к таковой гор Кармазар и Моголтау, где размещены петротипы рудоносных малых интрузий. Поэтому, предполагаемая дайковая форма выражения малых интрузий не исключает возможную генетическую связь с ними оруденения. Проведенные ранее исследования позволили провести первые генетические классификации малых интрузий и даек (Х.М. Абдуллаев, Ф.Ш. Раджабов, И.Х. Хамрабаев), предположить их возможную связь с крупными плутонами, вулканическими извержениями и рудными проявлениями. Этим ограничивались наши познания о малых интрузиях и дайках. До сих пор остаются неизвестными условия генерации очагов их расплавов, механизм внедрения (прорывания) и проникновения в верхние ярусы земной коры, место малых интрузий и даек в общем процессе петрогенезиса и металлогении, в эволюции магматизма и развития земной коры.

В настоящее время получены общие сведения о геологии и распространенности, петрографическом и частично химическом составе отдельных типов пород малых интрузий Алмалыка, правобережья р. Ангрэн и даек северного и южного склонов Кураминского хребта. Особенно важно значение изучения этих образований при восстановлении истории развития магматизма, возрастном расчленении магматических формаций, выявлении связи оруденения с интрузиями и закономерностей размещения эндогенных месторождений.

Формирование малых интрузий происходило в течение пермского периода при посторогенном режиме развития Чаткало-Кураминского региона. Они образуют гипабиссальные интрузивы центрального типа, некки, силлы, дайки и совместно с покровами эффузивов слагают единые воронкообразные вулcano-плутоны. Первые фазы становления в них представлены субщелочными основными и средними породами: анортоклазовое габбро Алычалыкского штока, экструзивные тела эссекситов и монзонитов Чорух-Дайрона, Бабайоба, покровы трахибазальтов и трахиандезитов кучарской толщи с дайками, некками и силлами трахибазальтов. Они характеризуются одинаковыми первичными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,705$ , близостью состава, комагматичностью и вариациями главных петрогенных окислов в образованиях различных фаций: от интрузивов к покровам несколько возрастает содержание  $\text{SiO}_2$ ,

$\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$ ; снижается -  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ ; повышается количество нормативного ортоклаза, альбита, кварца, апатита и убывает содержание анортита и магнетита. Это в общих чертах отражает накопление кремнезема, щелочей и летучих компонентов в головных частях, а фемических компонентов на более нижних уровнях магматических очагов и промежуточных камер. Аналогичное насыщение кремнеземом и щелочами фронтальных частей кислых расплавов установлено Т.Н. Далимовым в Бабайтоудорском вулcano-плутоне. Здесь от глубоко эродированных центральных участков лакколита, сложенных гранит-порфирами к краевым и апикальным частям, представленным риолитами, количество  $\text{SiO}_2$  повышается от 72% до 75%, а  $\text{K}_2\text{O}$  от 5 до 7%. Отличительной особенностью малых интрузий является присутствие в анализах пород первых фаз 4-17% нормативных фельдшпатоидов, что указывает на соответствие их субщелочному и щелочному ряду пород. К специфике посторогенных субщелочных основных пород малых интрузий относится их высокая глиноземистость, что было отмечено ранее для их вулканогенных аналогов. Она выражена в нормативном составе присутствием корунда (2-4%). Вероятно, это является характерной чертой вещества уровня зарождения расплавов. В субщелочных средних породах (монцонитоидах Бабайобского комплекса) нормативный корунд отсутствует. Для них и молодых контрастных даек габбро-сиенитового состава (Чилтенский комплекс) свойственно повышенное (более 1%) количество  $\text{TiO}_2$ . С этой точки зрения заслуживает внимания превышающие 1% содержания  $\text{TiO}_2$  в габбро-диоритах Сырдарьинского, монцонитах Актепинского и других массивов Кураминской зоны, относящихся к ассоциации основных ультрабазитов (перкнитов).

Характерной особенностью интрузивов орогенного и посторогенного этапов является обогащенность аксессуарными минералами железа, титана, фосфора, циркония, РЗЭ, урана, тория, бора, фтора, а также высокобарическими карбидами кремния и железа. По сравнению с Шавазским и Кураминским комплексами, в Чорух-Дайронском повышены содержания магнетита, пирита, ильменита, апатита, циркона, ксенотима, перрьерита, шеелита, касситерита, висмутина и особенно муассонита; понижены - титанита, монацита, ортита, торита, халькопирита, иоцита и когенита. Бабайобский комплекс выделяется самыми высокими содержаниями анатаза, циркона, монацита, шеелита, молибденита и халькопирита. Согласно А.Н. Белову, С.М.Бабаходжаеву монцодиориты Бабайобского лополита обогащены апатитом (до 3000 г/т), титаномагнетитом, ильменитом, титанитом, цирконом, галенитом и баритом. Отмечается также обогащение этих пород цирконием, ниобием и свинцом. Все это отражает их причастность к субщелочным основным расплавам.

Петрографические, петрохимические и геохимические характеристики малых интрузий отражают гомодромный субщелочной ряд пород. Это можно было бы объяснить явлением дифференциации субщелочного основного расплава. Близкая аналогия первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,705$  в основных в субщелочно-основных породах орогенного и посторогенного этапов, повторяемость главных черт состава пород нормального ряда Шавазского и Кураминского комплексов в субщелочном ряду пород Чорух-Дайронского комплекса, проявленного в меньших масштабах, и преемственная от орогенных плутонов металлогеническая специализация малых интрузий на медь, железо, свинец и цинк, склоняют нас к мысли о существовании между ними генетического родства. Мы предполагаем, что источниками магм малых интрузий являлись те же уровни разреза земной коры региона, что и для орогенных массивов Шавазского и Кураминского комплексов, но подкисленные и подщелоченные в результате воздействия флюидопотоков, вызвавших повторное плавление нижней и верхней коры.

Если в орогенном этапе очаги коровых расплавов возникали под воздействием расплава ультраосновного-основного состава [3, 4, 5, 6, 7], то в посторогенном этапе из тех же уровней разреза сиалической коры происходило последовательное внедрение расплавов субщелочно-основного, субщелочно-среднего (монцонитового) и субщелочно-кислого составов. Возникновение их мы связываем по аналогии с возникновением щелочно-габброидных и щелочно-гранитных магм, с влиянием подкорового потока энергии и вещества, обогащенного кремнеземом, щелочами, редкими и редкоземельными элементами на базитовый и сиалический субстрат. Следствием этого является смешанная, то есть свойственная основным и кислым магмам металлогеническая специализация малых интрузий на Fe, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Bi, Li, F и проявленность черт, свойственных щелочным расплавам - обогащенность Ti, PЗЭ, Ta и Р. Вероятно, в подобной смене (повторяемости) орогенного гомодромного известково-щелочного ряда формаций (габбро-диорит-гранодиорит-гранит) в посторогенном этапе заключается субсеквентность магматизма Кураминской зоны, выраженного в образовании формации малых интрузий субщелочного основного - монцонитового - субщелочного кислого составов. Геолого-петрографические, петрохимические, геохимические особенности и характер рудоносности малых интрузий свидетельствуют о возможном формировании их в режиме, соответствующем областям автономной активизации по Е.Т. Шаталову и др., А.Д. Щеглову [8], областям отраженной (сопряженной) активизации (или областям повторного орогенеза) по О.А. Богатикову и др. [9]. Не исключено, что известная рудоносность орогенного гранитоидного магматизма Южного Тянь-Шаня на редкие металлы (вольфрам, молибден, олово) отражена в Срединном Тянь-Шане в виде посторогенных редкометалльных малых интрузий лейкогранитов.

Согласно первичным отношениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,705-0,709$ , возникновение очагов расплавов малых интрузий предполагается как следствие повторного (вслед за орогенным этапом) последовательного переплавления субстрата базитового, диоритового и гранитного состава под воздействием кремнещелочных флюидов, обогащенных фтором, литием, вольфрамом, молибденом, оловом и редкоземельными элементами.

В заключение, считаем уместным отметить необходимость петрологического изучения малых интрузий, даек рудных полей Чаткало-Кураминского региона, так как роль внутриплитного магматизма в формировании месторождений региона до сих пор достоверно не установлена.

### Литература

- 1.Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М.: Госгеолтехиздат. 1954. – 294 с.
- 2.Абдуллаев Х.М., Аделунг А.С., Воронич В.А. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Т.: Изд-во АН Уз ССР. 1958. – 289 с.
- 3.Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О. Типы плутонических даек и оруденение Алмалык-Ангренского горнорудного района (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2016. №1. – С. 9-25.
- 4.Магматические формации и фации Узбекистана // Ответственный редактор Кушмурадов О.К. Т.: Фан. 1977. – 336 с.
- 5.Мусаев А.А., Рафиков Я.М. Габбро-перидотит-анортозитовый комплекс Кураминской зоны // Узб. геол. журн. 1991. № 4. – С. 15-23.
- 6.Мусаев А.А., Рафиков Я.М. Анортозиты акчинского массива Чаткало-Кураминского региона // Геология и минеральные ресурсы. 2006. №3. – С. 34-36.



*«Новые идеи в науках о Земле»*



7. Эволюция магматизма Средней Азии. М.: Наука. 1986. – 277 с.
8. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра. 1980. – 431 с.
9. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. В.И.Коваленко. - М.: Наука. 1987. – Т. 6. – 438 с.

## РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАМПРОФИРОВ АЛТАЕ-САЯНСКОГО РЕГИОНА

*Кенесбаев Б.К. (ТПУ)*

### Аннотация

Работа посвящена изучению лампрофиров Алтае-Саянского региона. По данным рентгенофазового анализа данные породы имеют сложный минеральный состав. Согласно ТАС диаграмме, петрохимический состав изменяется от щелочных пикритов до трахитов. Как показывает ИНАА, изученные образцы значительно обогащены торием и ураном. С помощью энегродисперсионного анализа найден оксид титанонобата, в котором содержится уран и торий.

**Ключевые слова:** лампрофир, уран, торий, торий-урановое отношение.

В зарубежной литературе лампрофирами считаются породы ультраосновного, основного и среднего состава, порфиновой или порфировидной структуры с вкрапленниками темноцветных минералов, как правило, биотита/флогопита, амфибола и пироксена, и полевыми шпатами в основной массе. Они обычно встречаются как дайки или небольшие интрузии и часто проявляют признаки гидротермальных изменений [1]. В российской классификации уточняется, что во вкрапленниках наряду с постоянно присутствующими слюдами и/или роговой обманкой могут содержаться клинопироксен (авгит, титан-авгит), оливин и мелилит. А среди основной массы, помимо полевых шпатов, могут присутствовать фельдшпатоиды

Лампрофиры Горного Алтая были изучены и описаны такими учеными как Ковалев В.П., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д., Митропольский А.С., Оболенская Р.В. и др. Они представлены минеттами, камптонитами, вогезитами, мончикитами и керсантитами, последние менее распространены, но как правило, пространственно они разобщены [2,3,4].

Некки и трубки взрыва Северной Минусы пространственно локализируются по периферии Копьевского антиклинального поднятия. Ербинский неск расположен в 2 км южнее станции Ербинской на левом склоне долины реки Бюря и образует небольшую высотку среди вмещающих гранодиоритов Уйбатского плутона. В плане тело имеет овалообразную форму сечением 190x320 м; юго-западный контакт падает под углом 35-50° к центру нека [5].

Минеральный состав Ербинского нека (образец №4) более сложный, чем состав лампрофиров Горного Алтая (образец №16) (табл. 1). Основной отличительной чертой лампрофиров является содержание флогопита (биотита).

Таблица 1. Минеральный состав лампрофиров Ербинского нека и Горного Алтая.

Ербинский неск		Горный Алтай	
Минерал	%	Минерал	%
Клинопироксен	12,9	Флогопит	53,4
Авгит	12,9	Авгит	12,6
Диопсид	12,7	Ортоклаз	12,2
Геденбергит	9,2	Кварц	9,9
Флогопит 2М1	7,7	Кальцит	5,1
Флогопит 1М	4,9	Апатит	3,5
Пектолит	7,4	Каолинит	3,3
Форстерит (оливин)	6,0		

Содалит	5,2		
Фторapatит	5,1		
Нефелин	2,6		
Каолинит	2,4		
Натролит	2,3		
Канкринит	2,2		
Кальцит	1,8		
Пирит	1,7		
Магнетит	1,6		
Гранат	1,2		

В Ербинском некке ассоциация породообразующих минералов в ультраосновном-основном комплексе повышенной щелочности представлена оливином двух генераций, авгитом, флогопитом, нефелинами и продуктами его разложения, анальцимом, титаномагнетитом, пиритом, апатитом, гранатом, шпинелью, также присутствует содалит, натролит. Петрохимический состав рассматриваемых пород представлен от щелочных пикритов до трахитов. Содержание кремнезема в породах меняется от 36 до 60 % (рис.1). Породы обладают довольно высоким суммарным содержанием щелочей – точки составов располагаются вдоль условной границы между умеренно-щелочными и щелочными породами. Они лежат в одной области со слюдяными минералами Erzgebirge (LD2a) и близки к слюдяному порфиловому переходному типу кенсантит/минетта (LD2c). Породы Ербинского некка отличаются от лампрофиров Горного Алтая и Германии более низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$ .

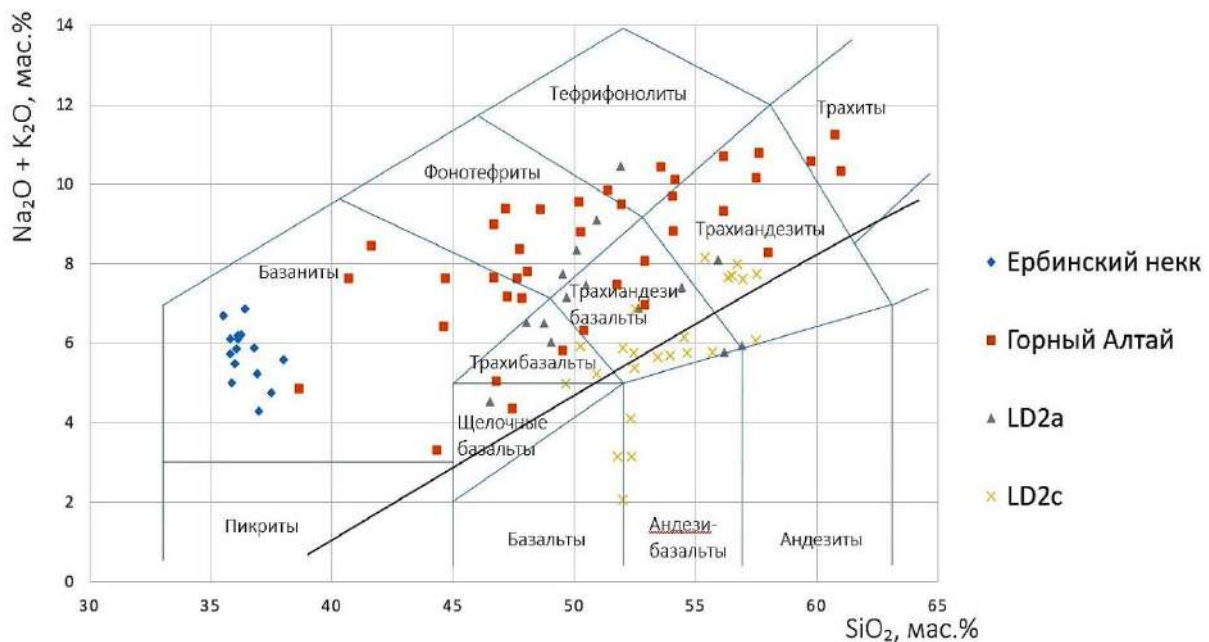


Рисунок 1. Положение пород в координатах  $\text{SiO}_2$  -  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ .

По содержанию урана лампрофиры Алтае-Саянского региона сопоставимы с лампрофирами Германии (табл. 2, рис. 2). Данные по содержаниям элементов в породах получены посредством ИНАА. Торий-урановое отношение в породах колеблется от 1,6 до 6 в Ербинском некке и от 3 до 17 в Горном Алтае, что свидетельствует о различных процессах рудообразования в данных комплексах.

Таблица 2. Содержания урана и тория.

	U, ppm	Th, ppm	Th/U
Ербинский некк	7,3 (2,8 – 10,9)	21,5 (10,6 – 41,9)	3 (1,6 – 6)
Горный Алтай	9,3 (4,2 – 16,1)	61,8 (18 – 136)	6,6 (3 – 17)
LD2a (Слюдяные минетты, Erzgebirge)	8,6 (1,6 – 14,6)	50,7 (8,9 – 94,3)	5,7 (4,1 – 6,5)
LD2c (Слюдяной порфиновый переходный тип кенсантит/минетта)	7,9 (3,5 – 14,5)	31,9 (13,1 – 58,1)	4,1 (1,5 – 5,3)

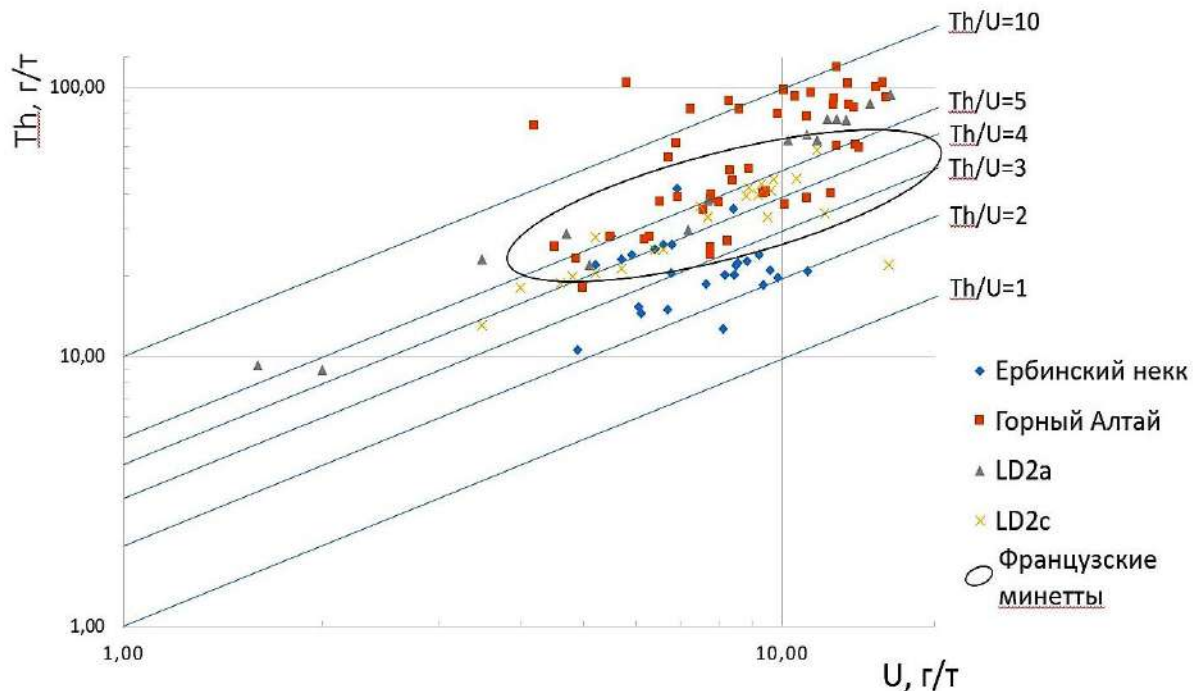


Рисунок 2. Положение пород в полях U-Th.

Из всех исследуемых пород лампрофиры Горного Алтая выделяются высокой ториеносностью, достигающей в некоторых образцах свыше 100 г/т [6]. Следует также отметить, что по уровню накопления урана и тория породы Ербинского некка соответствуют некоторым разновидностям лампрофиров Германии. В Ербинском некке было выявлено два типа оксидов, один из которых, титанониобат, содержит U и Th, и два типа апатита, один из них с торием.

### Литература

1. Thomas Seifert, Metallogeny and petrogenesis of lamprophyres in the Mid-European Variscides. - IOS Press. – 2008. P – 305.
2. Ковалев В.П., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д., Митропольский А.С. и др. Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. – Новосибирск: Наука. - 1983. – 184 с.
3. Ковалев В.П., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д., Митропольский А.С. и др. Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. – Новосибирск: Наука. - 1983. – 184 с.
4. Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая // Новосибирск: Наука. - 1971. – 141 с.



5. Рихванов Л.П., Ершов В.В., Сарнаев С.И., Геохимические особенности щелочных базитов и ультрабазитов Минусинского прогиба/ Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. – Новосибирск: Наука. – 1991. – С. 97-109.

6. Васюкова Е.А. Петрология и флюидный режим формирования лампрофиров чуйского комплекса (Юго-Восточный Алтай – Северо-Западная Монголия) / Е.А. Васюкова, отв. ред. А.С. Борисенко; Ин-т геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2017. – 158 с.



## СООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В МАЛОСУЛЬФИДНОМ ГОРИЗОНТЕ ИНТРУЗИВА НОРИЛЬСК-I

*Кондрикова А.П.\* (МГУ), Гриценко Ю.Д. (ММ РАН), Служеникин С.Ф. (ИГЕМ  
РАН), Юдовская М.А. (ИГЕМ РАН)*

### Аннотация

В данной работе проводится количественная оценка пропорций платиновых минералов в малосульфидных рудах дифференцированного базит-гипербазитового интрузива Норильск-I с использованием анализа высвобождения минералов. Актуальность этой темы связана с перспективой отработки этого горизонта недропользователем по мере истощения запасов массивных и вкрапленных сульфидных руд, на которые разрабатывается интрузивное тело. Платиновая минерализация Норильского района характеризуется достаточно хорошей изученностью, но оценка минерального баланса МПГ на данный момент проводится впервые.

**Ключевые слова:** малосульфидные руды, минералы элементов платиновой группы, метод автоматической минералогии, анализ высвобождения минералов.

Исследуемый горизонт малосульфидных руд выделяется в пределах верхней части полнодифференцированного интрузива Норильск-I и является платиновым месторождением (рудой), в котором благородные металлы являются главным предметом разработки, а цветные — попутными компонентами.

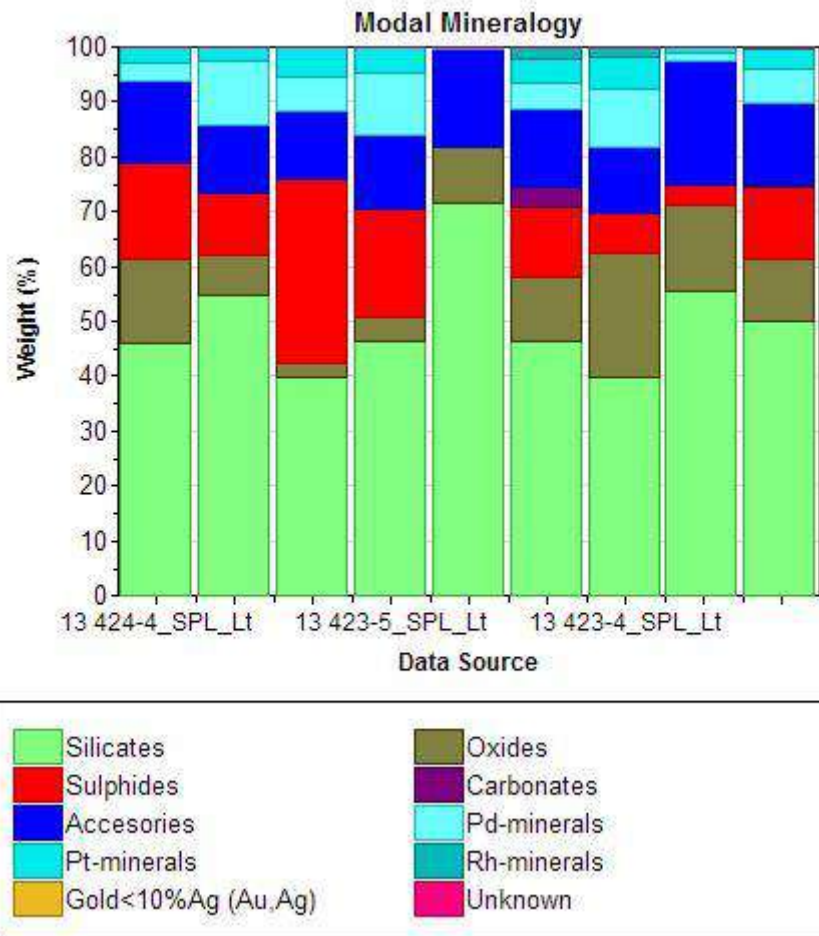
Интрузив Норильск-I по возрастным показателям приурочен к границе пермского и триасового периодов ( $P_2-T_1$ ) и характеризуется достаточно сложным строением: в поперечном сечении он имеет корытообразную форму с крутопадающими бортами [1]. Вмещающими породами являются платобазальты Сибирских траппов того же возраста. Подводящим каналом для сульфидного расплава, из которого кристаллизуются массивные и вкрапленные руды, также наблюдаемые в разрезе, считается Норильско-Хараелахский разлом: самое крупное разрывное нарушение, обуславливающее минералогическое разнообразие Норильских месторождений.

В разрезе интрузива сверху вниз выделяются контактовые габбродолериты, эруптивные брекчии, габбродиориты, лейкогаббро, безоливиновые габбродолериты, оливинсодержащие габбродолериты, оливиновые габбродолериты, пикритовые габбродолериты, такситовые габбродолериты и снова контактовые габбродолериты [2]. Лейкократовые породы (такситы и лейкогаббро) часто не образуют полноценных слоёв, но маркируются в виде включений и линз в горизонтах других пород.

Для проведения анализов минералов элементов платиновой группы мы изучили керн скважины, пробуренной через интрузивное тело, отобрали наиболее представительные образцы пород и изготовили из них плоско полированные препараты. Все шлифы были изучены на предмет петрографических и минералогических особенностей под микроскопом. Отбор образцов производился по содержанию элементов платиновой группы (ЭПГ), полученное для каждого образца в результате проведения рентгено-флуоресцентного анализа (РФА), для дальнейшей работы с ними методом MLA.

Метод MLA (mineralliberation analyses – анализ высвобождения минералов) в России является новым. Он основан на системе сканирующего электронного микроскопа с дисперсией по энергии (EDS). По результатам анализа в отражённых электронах прибор выдаёт контрастную минералогическую карту, после чего для каждой точки координатной сетки снимается рентгеновский спектр. На основании этих спектров производится автоматическая идентификация минеральных фаз

[3]. Соотношения минералов по результатам нашего исследования представлены на рис. 1.



**Рисунок 1.** Диаграмма распределения минералов в изучаемых препаратах

По итогам нашей работы мы выявили около 15 минеральных фаз ЭПГ, из которых 5 – минералы Pt, 10 – минералы Pd, в первом случае преобладают арсениды платины и изоферроплатина, во втором случае наибольшим распространением пользуются антимониды Pd. Всего было обнаружено 224 зерна минералов Pd и 117 зерен минералов Pt. Весовые соотношения кристаллов минералов Pt и Pd равны 2:3, что близко к отношению, полученному в результате анализа валового химического состава содержания ЭПГ в этих породах методом РФА. Также мы сделали важные выводы относительно ассоциаций минералов платиновой группы: они не имеют генетической связи с сульфидами, но в большей степени сконцентрированы в породообразующих оксидах и силикатах.

#### Литература

1. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкртычян А.К., Шерман М.Л., Служеникин С.Ф., Лурье А.М. Геология и рудоносность Норильского района // М.: Наука, 1988. – 279 с.
2. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Григорьева А.В. Малосульфидные платиновые руды Норильского района – перспективные источники благородных металлов // Арктика: геология и экономика, №4, 2016, с. 32-45.
3. Gu Ying. Automated scanning electron microscope based mineral liberation analyses // Journal of minerals & materials characterization & engineering. Vol. 2, №1, pp33-41, 2003.

## ГЕММОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗА ВЕРХНЕМУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЯКУТИЯ)

*Коногорова Д.В. \*, Криюлина Г.Ю. (МГУ)*

### **Аннотация**

В работе представлены результаты исследования первой промышленной партии алмазов из трубки Заполярная. В трубке выделяется две основные группы кристаллов: бесцветные и околобесцветные кристаллы и обломки ювелирного качества без видимых включений и следов травления и сильно протравленные коричнево окрашенные антискелетные додекаэдрониды и их обломки с резкими полосами пластической деформации, шагреновой поверхностью с большими трещинами и графитизацией. В результате исследований минералогические и геммологические характеристики алмазов трубки Заполярная позволяют сделать заключение о преобладании алмазов высокого качества, что типично для Далдын-Алакитского района.

**Ключевые слова:** Верхнемунское месторождение, трубка Заполярная, алмаз, геммологическая оценка алмаза, минералогическое исследование алмаза.

В работе представлены результаты исследования первой промышленной партии алмазов из трубки Заполярная.

Трубка Заполярная расположена на территории Верхнемунского кимберлитового поля, вместе с тр Деймос, тр Поисковая, тр Комсомольская-Магнитная и тр Новинка входит в состав месторождения "Верхнемунское". Компания «АЛРОСА» начала промышленную отработку данного месторождения в конце 2017г. Верхнемунское кимберлитовое поле расположено в верховьях р. Муна в 250 км к северо-востоку от Далдынского поля. По данным [1] кимберлиты поля имеют среднепалеозойский ( $D_3-C_1$ ) возраст, характеризуются относительно невысоким уровнем алмазоносности и отсутствием алмазов эклогитового парагенезиса что, вероятно, обусловлено специфическим составом литосферы под полем с практическим отсутствием эклогитового субстрата и доминированием ультраосновного.

Традиционно кристаллы алмаза делят на группы: ювелирные, околоювелирные и технические. Геммологическая оценка алмаза проводится в соответствии с принятым в России классификатором (ГОСТ Р 51519.2-99) и базируется на определении характеристик, таких как размер, форма, дефектность (качество) и цвет.

В трубке Заполярная среднее содержание алмазов в тонне руды — 0,6 карат, средняя цена за карат этого месторождения на сегодняшний день — более 210 долл., т.е. по оценкам специалистов сырье высокого качества. Большинство кристаллов, как и в других трубках якутских месторождений, по количеству относятся к классу -2+1мм.

Для проведения исследований методом механического квартования отобрана проба объемом 550 карат (2380 кристаллов). Алмазы пробы относятся к двум размерно-весовым группам. Масса одного кристалла в первой группе составляет 0,30-0,45 карат, во второй – 0,10-0,15 карат.

Положительным для геммологической и стоимостной оценки алмазов трубки Заполярная является то, что при просмотре массива сразу выделяется две основные группы кристаллов: бесцветные и околобесцветные кристаллы и обломки ювелирного качества без видимых включений и следов травления и сильно протравленные коричнево окрашенные антискелетные додекаэдрониды и их обломки с резкими

полосами пластической деформации, шагреновой поверхностью с большими трещинами и графитизацией.

Форму алмаза характеризует совокупность следующих признаков: кристаллографическая форма (октаэдр, додекаэдр, куб и т.д.), целостность кристалла (целый, обломок, осколок), степень искажения формы (незначительное, среднее, сильное и т.д.), характер поверхности (рельефность, ступенчатость граней).

Для данного месторождения преобладающей формой алмаза является – додекаэдр (63% от всей коллекции), это тонко- и микрослоистые кристаллы, часто с признаками антискелетного роста. Среди них доминируют изометричные и с незначительным искажением кристаллы, что позволяет их отнести к позиции Z. Алмазы с выраженной рельефностью граней, наоборот, встречаются редко, в основном это октаэдры с полицентрическим характером роста граней и комбинационные формы октаэдр - ромбододекаэдр-куб. Додекаэдровиды уральского типа [2] гладкогранные и без следов антискелетного роста составляют 25% от общего числа додекаэдровидов. Можно предположить, что некоторые алмазы первично с антискелетным характером роста и сформированными поверхностями ромбододекаэдра подверглись более сильному сглаживающему растворению, что и привело к формированию гладкогранных додекаэдровидов наиболее высокого качества.

Обломки составляют меньшую часть коллекции. Большая часть обломков ювелирного качества – Chips составляют 18% от всей коллекции. Распространены шпинеливые двойники и сростки 35% от всей коллекции. Поликристаллические агрегаты встречаются редко 10% от всей коллекции. Алмазы в оболочке отсутствуют.

В целом алмазы подвержены сильному травлению и коррозии. Повсеместное аксессуарное травление, проявленное на 15% образцов, также снижает качество алмаза. Около 8% алмазов имеют крупные опоясывающие каналы, которые уничтожают до трети объема кристаллов.

По степени дефектности алмазы подразделяют на группы: бездефектные, с незначительными дефектами, с небольшими дефектами и т.д. Под дефектом понимается либо включение, либо трещина, либо их сочетание. Степень дефектности определяется размером дефекта и его положением.

Дефектность кристаллов данной пробы наиболее высокая, практически в 83% кристаллов есть включения графита от единичных точечных (25% позиции Sawables и 4 Black Sawable) до крупных множественных «пике» (65% - позиции Rejection stones, Rejections, Clivage Makeable). К тому же алмазы трещиноваты, явно прослеживается связь их невысокой прочности и сильных напряжений, вызванных процессами пластической деформации.

Большинство кристаллов имеют коричневую окраску 60%, которая проявляется в результате пластических деформаций. Так же признаки пластической деформации, проявленной в виде шагреновой поверхности и полос пластической деформации. В меньшей степени распространены кристаллы желтого цвета 25% и бесцветные 10%, доля серых и черных составляет 5%.

Важным геммологическим критерием сегодня является люминесценция алмаза. В пробе преобладают кристаллы с голубым цветом УФ-свечения (45%). Много инертных кристаллов - 35%. Алмазы с желтым свечением составляют 5%, оранжевым – 0,3%. 14,7% обладают зональной люминесценцией (зеленое или интенсивное голубое свечение в центральной и голубое – в периферийных зонах кристалла), что говорит о полистадийном процессе роста кристаллов алмаза и наличии включения алмаз в алмазе.

Рассмотренные в данной работе минералогические и геммологические характеристики алмазов трубки Заполярная позволяют сделать заключение о

преобладание алмазов высокого качества, что типично для Далдын-Алакитского района.

Стоит отметить, что месторождение открыто не давно, но уже было две находки крупных алмазов ювелирного качества 51, 49 и 98,8 ст соответственно.

### Литература

1. Костровицкий С.И., Speziус З.В., Яковлев Д.А., Фон-дер-Фласс Г.С., Суворова Л.Ф., Богуш И.Н. Атлас коренных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: АПРОСА, 2015, С. 480 с.
2. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 514.

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

*Кочанов А.Н.\* (ФГБУН ИКОН), Головин Ю.И., Тюрин А.И., Пирожкова Т.С (ТГУ)*

### Аннотация

Приведены результаты петрофизических исследований по оценке структурных и физико-механических характеристик горных пород и минералов методами рентгеновской компьютерной микротомографии и микро- и наноиндентирования. Выполнена оценка размеров пор и микротрещин в граните, получены их трехмерные изображения и распределение в локальных объемах образца. Для минералов железистого кварцита определены на разных масштабных уровнях значения модуля Юнга, твердости и вязкости разрушения.

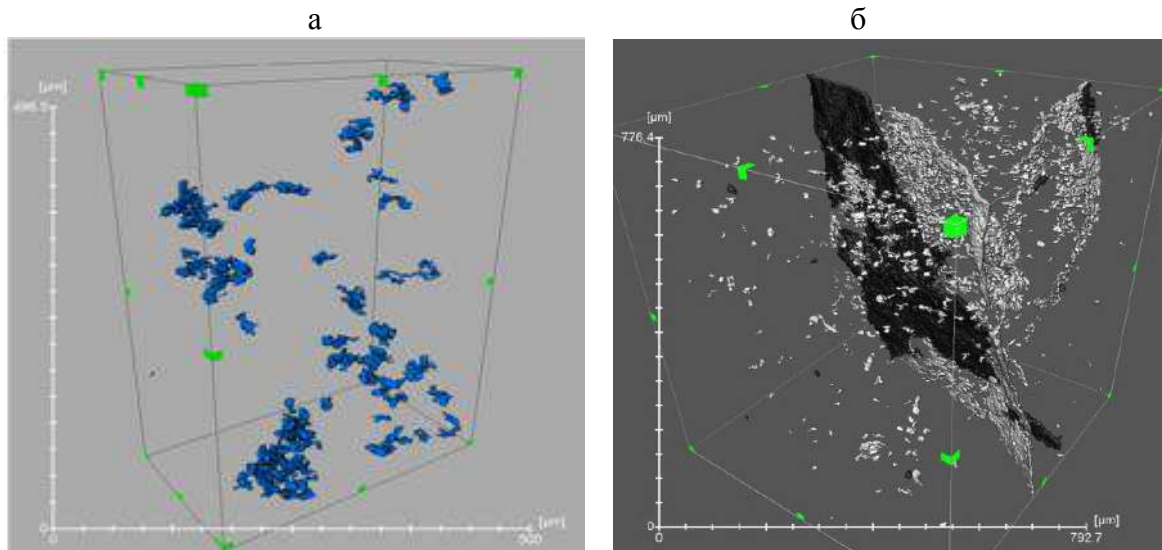
**Ключевые слова** горная порода, минерал, структура, пористость, микротрещины, твердость, модуль Юнга, вязкость разрушения, рентгеновская компьютерная микротомография, микро- и наноиндентирование

Зависимость физических свойств горных пород от их вещественного минерального состава, строения минерального скелета и порового пространства, структурных связей между минеральными составляющими и их агрегатами является экспериментальным фактом и предметом изучения петрофизики [1-2]. Горные породы в абсолютном большинстве представляют собой поликристаллические минеральные системы, состоящие из совокупности отдельных элементов - зерен различных минералов, имеющих, как правило, различные упругие и прочностные характеристики. Важным элементом структуры горных пород являются микротрещины, которые представляют собой нарушение сплошности, дефекты от атомного до субзеренного масштаба связи. Для изучения параметров микротрещин и пор в объеме образцов горных пород выполнены исследования с применением метода рентгеновской компьютерной томографии, а для оценки физико-механических свойств отдельных минералов и их границ использовался метод микро- и наноиндентирования.

Достоинством метода рентгеновской компьютерной микротомографии является возможность сканирование горных пород с субмикронным разрешением в разных направлениях, что позволяет построить цифровые изображения внутренней трехмерной структуры образцов. Следует отметить, что в отличие от электронной микроскопии, изучающей структуру поверхности образцов, с помощью данного метода анализируются структурные особенности в объеме образцов, что имеет принципиальное значение. Метод, в частности, активно используется в нефтяной геологии для уточнения структурных особенностей (пористости) и петрофизических свойств горных пород [3].

Исследование внутренней структуры образцов гранита методом рентгеновской микротомографии проводилось на томографе SkyScan 1272. Отдельные результаты исследований опубликованы в работе [4]. В результате сканирования было установлено наличие микропор диаметром от 1,0 до 5,0 мкм, которые имеют неравномерное распределение в объеме образца гранита (Рис.1а). Общая пористость исследованного образца равна ~1,8 %. Раскрытие микротрещин составляет от 3 до 10 мкм, длина может достигать 1000-2000 мкм. Некоторые микротрещины связаны между собой и образуют разветвленную сеть. На рисунке 1б представлен вид микродефекта для визуализированного объема с размерами 800x800x800 мкм. Области, характеризующиеся белым оттенком, не имеют, очевидно, заполнения и являются своеобразными пустотами, а выделенные черным - заполнены более плотным

материалом. Визуализация микротрещин представляет наиболее интересным результатом данных исследований.

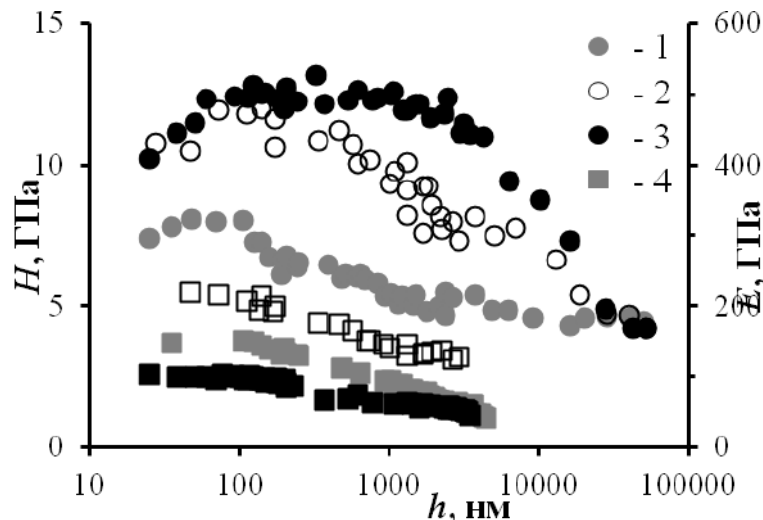


**Рисунок 1.** Распределение пористости (а) и трехмерное изображение микродефекта (б) в локальном объеме образца гранита

С применением методов нано- и микроиндентирования [5-8] для оценки упругих и прочностных свойств горных пород и минералов (модуля Юнга, твердости, вязкости разрушения) проведены экспериментальные исследования, основные их полученные результаты опубликованы в работах [9,10]. В настоящее время метод внедрения жесткого индентора в поверхность материалов превратился в инструмент, позволяющий изучать закономерности их деформационного поведения на разных масштабных уровнях, в том числе и на микро- наноуровнях, варьируя нагрузку, глубину и время нагружения [11].

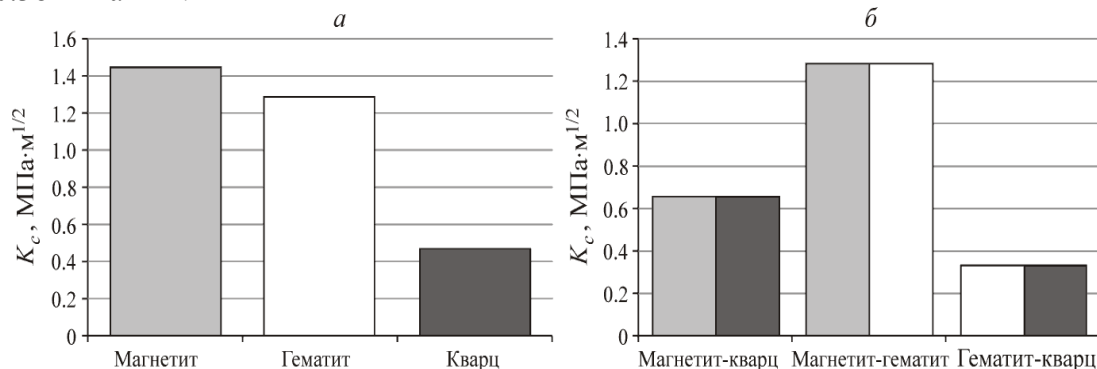
Методом микро- и наноиндентирования исследованы свойства отдельных минералов железистого кварцита (магнетита, кварца и гематита). Средний размер зерен составляет для магнетита и кварца  $55 \pm 16$  мкм, для гематита 5 – 10 мкм. Измерение  $H$  и  $E$  в макро-, микро- и наномасштабе проводили на твердомерах Duramin A300 фирмы Struers (Дания), комбинированном динамическом нано/микроиндентометре (DNT-3M) собственной разработки коллектива НИИ «Нанотехнологии и наноматериалы» ТГУ имени Г.Р. Державина и трибонаноиндентометре Ti-950 фирмы Hysitron (США) с использованием трехгранного алмазного индентора Берковича. Величина прикладываемой нагрузки  $P$  варьировалась в диапазоне от 1 мкН до 500 мН.

Влияние масштабного фактора на величины твердости  $H$  и модуля Юнга  $E$  минеральных компонентов железистого кварцита показано на рисунке 2. Из полученных данных следует, что по мере увеличения глубины проникновения индентора наблюдается уменьшение твердости, и эта тенденция наблюдается для всех минеральных компонентов. В макрообласти ( $h \geq 20$ -50 мкм) масштабный фактор в твердости  $H$  практически отсутствует ( $H = \text{const}$ ). Для магнетита масштабный фактор проявляется в интервале глубин отпечатка  $h$  (от 80 нм и по меньшей мере до 8-9 мкм), а для гематита - от 100 нм до 20 мкм. Для кварца в широком диапазоне  $h$  (от 70 нм до нескольких мкм) наблюдается участок имеющий  $H = \text{const}$ . С увеличением глубины внедрения происходит также уменьшение значений модуля Юнга для всех породообразующих минералов вплоть до глубины внедрения 200-300 нм, затем, при дальнейшем увеличении глубины внедрения, значения модуля Юнга остаются неизменными.



**Рисунок 2.** Зависимость твердости  $H$  и модуля Юнга  $E$  от глубины отпечатка  $h$ : (магнетит: 1 –  $H$ , 4 –  $E$ ; гематит: 2 –  $H$ , 5 –  $E$ ; кварц: 3 –  $H$ , 6 –  $E$ .)

Закономерности процесса деформирования и разрушения материалов характеризуются также еще одним важным параметром свойств – вязкостью разрушения. Для оценки вязкости разрушения различных минеральных компонентов и их межзеренных границ использовался динамический наноиндентометр ПМТ-НИ. Длина трещин в углах отпечатка измерялась с помощью оптического микроскопа Axio Observer, Carl Zeiss (Германия). Для всех отдельных минеральных компонентов кварцита и на границах минеральных зерен определены значения вязкости разрушения  $K_c$ , представленные на рисунке 3 в виде средних значений, а также определены значения вязкости разрушения на границе раздела отдельных минералов. Можно отметить довольно низкую вязкость разрушения как отдельных кварцевых зерен  $K_{1c} = 0.5 \text{ МПа} \cdot \text{м}^{1/2}$ , так границ срастания зерен кварц-магнетит и кварц-гематит соответственно  $0.68$  и  $0.38 \text{ МПа} \cdot \text{м}^{1/2}$ .



**Рисунок 3.** Значения вязкости разрушения для пороодообразующих минералов кварцита (а) и на границе их зерен (б)

Таким образом, в ходе исследований с применением методов рентгеновской компьютерной микротомографии и микро- и наноиндентирования получены изображение пор и микротрещин в граните, определены прочностные и деформационные характеристики минеральных компонентов железистого кварцита при различной глубине внедрения индентора и области воздействия. Для минерала кварца в железистом кварците отмечается высокие значения твердости при его сравнительно низкой вязкости разрушения в пределах отдельных зерен и межзеренных границ с магнетитом и гематитом. Исследования показали перспективность использования этих



методов для оценки структурных и физико-механических характеристик горных пород применительно к задачам петрофизики.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект № 17-48-680817). Результаты были получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования научным оборудованием ТГУ имени Г.Р. Державина.

### Литература

1. Кобранова В.Н. Петрофизика. Учебник для вузов М.: Недра. 1986. 392 с.
2. Тиаб Дж., Доналдсон Эрл Ч. Петрофизика: теория и практика изучения коллекторских свойств горных пород и движения пластовых флюидов / Перевод с английского. М.: ООО «Премиум Инжиниринг». 2009. 868 с
3. De Boever E., Varloteaux C., Nader F.H., Foubert A., Békri S., Youssef S., Rosenberg E. Quantification and prediction of the 3D Pore Network Evolution in Carbonate Reservoir Rocks // Oil and Gas Science Technology. 2012. Vol.67. №. 1. P.63-68.
4. Викторов С.Д., Кочанов А.Н., Пачежерцев А.А. Изучение микроструктурных характеристик на поверхности и в объеме гранита экспериментальными методами // Известия РАН. Серия физическая. 2018. том 82. № 7. С. 878–880.
5. Головин Ю.И., Тюрин А.И. Современные проблемы нано-и микротвердости твердых тел // Материаловедение. 2001. № 1. С. 14.
6. Головин Ю.И., Иволгин В.И., Коренков В.В., Тюрин А.И. Динамическое наноиндентирование как метод исследования и характеристики механических свойств материалов в наноразмерном диапазоне // Нанотехника. 2004. № 1. С. 76-78.
7. Головин Ю.И., Тюрин А.И., Асланян Э.Г., Пирожкова Т.С., Воробьев М.О. Локальные физико-механические свойства материалов для проведения калибровки наноиндентометров. // Измерительная техника. 2016. № 9. С. 7-10.
8. Головин Ю.И., Тюрин А.И., Асланян Э.Г., Пирожкова Т.С., Васюков В.М. Физико-механические свойства и микромеханизмы локального деформирования материалов с различной зависимостью твердости от глубины отпечатка // Физика твердого тела. 2017. Т. 59. № 9. С. 1778-1786.
9. Головин Ю.И., Тюрин А.И., Викторов С.Д., Кочанов А.Н., Пирожкова Т.С. Размерные эффекты и картирование физико-механических свойств отдельных фаз и межфазных границ поликристаллических материалов // Известия РАН. Серия физическая. 2018. том 82. № 7. С.945-950.
10. Викторов С.Д., Головин Ю.И., Кочанов А.Н., Тюрин А.И. и др. Оценка прочностных и деформационных характеристик минеральных компонентов горных пород методом микро- и наноиндентирования // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. №4. С.46-54.
11. Головин Ю. И. Наноиндентирование и его возможности. М.: Машиностроение. 2009. 312 с.

## АМОРФНЫЕ ВЕЩЕСТВА В АССОЦИАЦИЯХ С САМОРОДНЫМИ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИМИ СОЕДИНЕНИЯМИ В БОБРУЙСКОМ ВЫСТУПЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

*Левицкий В.И.\* (Институт геохимии Сибирского отделения Российской академии наук, vlevit@igc.irk.ru),*

*Павлова Л.А (Институт геохимии Сибирского отделения Российской академии наук, pavla@mail.ru), Левицкий И.В. (Институт геохимии Сибирского отделения Российской академии наук, ilevit@igc.irk.ru),*

*Лукашова М.В. (Центр ООО «TESCAN», LukashovaMV@tescan.ru)*

### Аннотация

В Бобруйском краевом выступе Белорусского кристаллического массива восточной части Восточно-Европейского кратона широко распространены самородные и интерметаллические (Fe, Mn, Ti, Si, Cu, Pb, Sn, Zn, Al, W, Mo, Zr, Cr, Co, Ni, V, Al, Ag, S, B, N, C, O, Cl, H, F) соединения [1]. Между ними и открытыми здесь природными аморфными металлами существует парагенетическая связь, обусловленная их формированием при импактном взаимодействии метеорита с мантийным слоем. В результате происходила мгновенная кристаллизация, зарождение флюидного потока с захватом метеоритных и мантийных фаз, их перенос и отложение в верхних структурных этажах.

**Ключевые слова:** Бобруйский выступ, импактное взаимодействие, мантия, метеорит, флюиды, самородные, интерметаллические, аморфные металлы.

Цель исследований – выявление генетической природы крупнейшего по размерам и уникального по разнообразию минеральных видов проявления самородных и интерметаллических (Fe, Mn, Ti, Si, Cu, Pb, Sn, Zn, Al, W, Mo, Zr, Cr, Co, Ni, V, Al, Ag, S, B, N, C, O, Cl, H, F, Se) соединений в Бобруйском погребенном выступе Белорусского кристаллического массива в восточной части Восточно-Европейского кратона [1]. Они обнаружены в породах трех генетических и возрастных групп – комплекса основания кратона (граносиенитах микашевичского комплекса), габбро-долеритовой и риодацит-риолитовой формации.

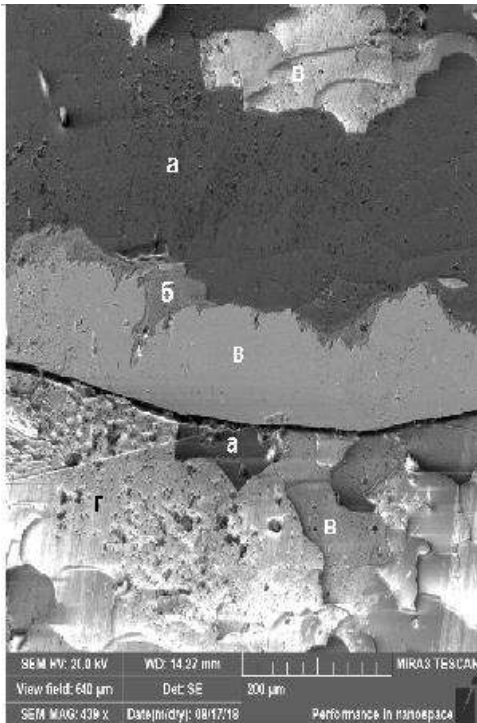
При изучении шлифов и шашек на микрозонде (Jeol-8200) с самородными и интерметаллическими фазами было сделано предположение о присутствии в породах Бобруйского выступа не только их, но и аморфных веществ. При исследованиях на электронном микроскопе MIRA-3 TESCAN с рентгеноструктурной приставкой методом EBSD была проведена рентгеноструктурная идентификация самородных и интерметаллических фаз и в 26 пробах из 109 анализируемых впервые в природных образованиях открыты аморфные металлы (металлические стекла, сплавы). Пока наиболее распространенными среди них являются разности составов: FeMnCr, FeCr, а также аморфное Fe. Они диагностируются методом EBSD по отсутствию линий Кикучи. Вещества же с кристаллической структурой имеют характерный набор этих линий для каждого минерала.

По полученным в 2018 г. данным аморфные вещества в структуре представлены:

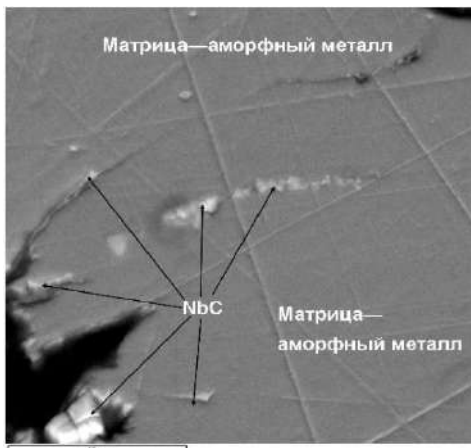
- Природными аморфными металлами составов: FeMnCr (Fe=75-85%, Mn=15-18%, Cr=1-5%; FeCr (Fe =50-55%, Cr=45-50%); Fe (100%); и другими. Они отмечаются в виде полосок, выделений неправильной формы, округлых и ксеноморфных включений друг в друге, что фиксируется различиями в тонах окраски аморфных металлов и кристаллических фаз на СЭМ изображениях (рисунок 1; MIRA 3, TESCAN), а также фотографиях элементов их составляющих в рентгеновских лучах и обратно-рассеянных

электронах (микронзонд JEOL - 8200). Оттенки на картах и цвета в рентгеновских спектрах элементов обусловлены вариациями и соотношениями в них Fe, Mn, Cr, иногда других элементов. Разновидности природных аморфных металлов других составов с доминированием Mo, Cr, B, Ti, Zr, Nb пока представлены единичными анализами, но судя по микронзондовым данным широко распространены. В матрицах аморфных металлов составов FeMnCr были обнаружены: ультрадисперсные выделения NbC (рисунок 2); каемки самородного Nb по периферии зерен осборнита (рисунок 3); оксидов гафния –  $\text{HfO}_2$  и иттербия –  $\text{Yb}_2\text{O}_3$  (рисунок 4). Кроме того, в металлических стеклах встречены ксеноморфные и изометричные выделения карбидов титана  $\text{Ti}_6\text{C}_{3,75}$ , карбида  $\text{Fe}_{1,8}\text{Mn}_{1,2}\text{C}$ , варьирующего по составу нитрида титана –  $\text{Ti}_2\text{N}$  –  $\text{Ti}_8\text{N}_{4,88}$ , осборнита –  $\text{TiN}$ . С большой долей вероятности самородные W, Zr также встречаются в аморфных металлах составов FeMnCr.

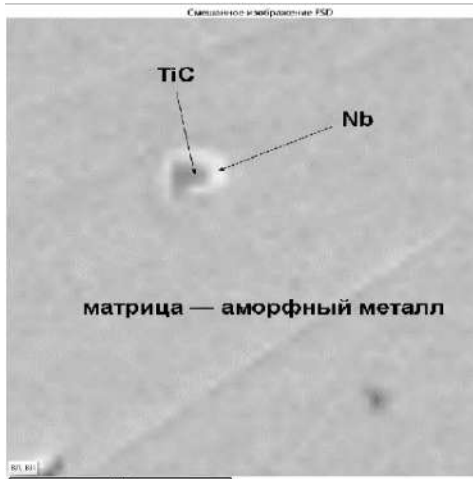
Установлено, что наблюдаемые в шлифах и протолочках проанализированные на микронзонде JEOL – 8200 соединения (порядка 1000 образцов) – аморфные вещества. В разных случаях они содержат Si, Al, Fe, Mg, Mn, Cr, Ti, Mo, B, Nb, REE, Cl, P, S.



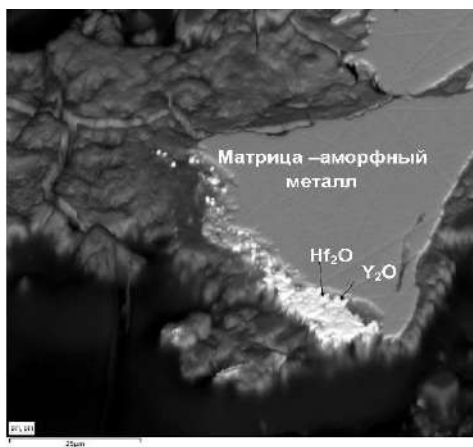
**Рисунок 1.** СЭМ изображение аморфных металлов составов FeMnCr черного (а), темно-серого (б), серого (в) и светло-серого (г) оттенков. В них фиксируются выделения одного в другом аморфных металлов в виде многочисленных выделений разной (но преимущественно округлой) формы (MIRA 3 TESCAN; область 3-5-6 – проба 46ББ, 411, порфириовидный гранит).



**Рисунок 2.** СЭМ изображение выделения карбида ниобия – NbC в аморфном металле состава FeMnCr (MIRA 3 TESCAN; проба 18-11–скважина 46ББ, 457; трахириодацит).

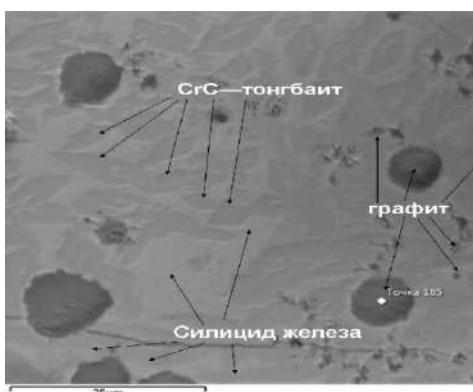


**Рисунок 3.** СЭМ изображение выделения изометричной (таблитчатой) формы каемки самородного ниобия вокруг зерна карбида титана в матрице аморфного металла состава FeMnCr (MIRA 3 TESCAN; область 44-1, проба с 692, 408; контакт долерита с трахидацитом).



**Рисунок 4.** СЭМ изображение выделений окислов HfO<sub>2</sub> и Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в аморфном металле состава FeMnCr (область 49-2, 691/2, 409,

- Аморфный углерод в виде многочисленных округлых выделений размером 1-10 мкм (отсутствуют линии Кукучи) обнаружен в интерметаллических фазах карбида хрома – тонгбаите Cr<sub>3</sub>C<sub>2</sub> (орторомбический, вторая находка в мире) и силицида железа (Fe<sub>0,34</sub>Si<sub>0,66</sub>; кубический) (рисунок 5).



**Рисунок 5.** СЭМ изображение распределения округлых выделений аморфного углерода в тонгбаите (Cr<sub>3</sub>C<sub>2</sub>; изометричный, с ромбовидными сечениями) и силициде железа (MIRA 3 TESCAN; область 17-2, проба, 46 ББ 436, трахириодацит с порфировой

- Смесь кристаллической и аморфной фаз гематита.
- Однородное аморфное выделение (нет линий Кукучи), состоящее: Al = 3,23%, Na = 2,56%, S = 31,66%, Pb = 62,55%.
- Аморфное вещество составов (8 проб): SiO<sub>2</sub> = 77,95-86,67%; ZnO = 9,06-11,52%; K<sub>2</sub>O = 1,87-4,43%.

Совокупность полученных петрографических, геохимических, минералогических данных позволяет утверждать, что формирование пород фундамента, габбро-диабазовой и риолит-риодацитой формации с одной стороны,

самородной и интерметаллической минерализации, аморфных металлов, с другой, являются разными процессами и генетически не связаны. Порода кристаллического фундамента, обеих формаций, характеризуются обычными для этого типа условиями и обстановками формирования. Взаимоотношения пород и минералов между собой, их парагенезисы указывают на то, что появление самородных и интерметаллических соединений, аморфных фаз обусловлено импактным событием – воздействием крупного метеорита на глубинные зоны мантии или ее взаимодействие с крупным космическим объектом. Появление аморфных фаз обычно свидетельствует о практически мгновенной кристаллизации (3000°C в секунду) мантийного вещества, температура которых была близка к температурам кристаллизации самородного ниобия, карбидов, нитридов при ультравысоких давлениях. В момент ударного воздействия на мантию происходило выделение флюидов с высокой долей газовой фазы, которое обусловило вовлечение в минералообразование мантийного вещества, а с другой стороны захват его и метеоритной компоненты с перемещением в верхние структурные этажи и отложением в породах фундамента, габбро-долеритовой и риодацит-риолитовой формаций. Формирование в них минералов происходило в широком интервале P-T параметров от ультравысокотемпературных и ультравысокобарических до низкотемпературных и низкобарических. Присутствие самородного Nb, карбидов и нитридов Ti, Mo, Nb, W, а также по данным микронзондовых анализов самородных – Fe, W, Zr, Al, Ag, Pb, Sn, Zn, Cu, в матрице аморфных металлов подчеркивает их парагенетическую связь.

Как продукты синтеза аморфные металлы и металлические стекла открыты в начале 60 г.г. прошлого века. В технике их получают: осаждением из газообразного металла; вакуумном напылении; химическими реакциями в газовой фазе; затвердеванием или закалкой из жидкого состояния; воздействием ударной волны и другими способами. Подобные условия возможны при импактном событии. На проявление этого механизма указывают – региональные масштабы проявления уникальной в мире самородной и интерметаллической минерализации в породах трех разновозрастных структур, одинаковый круг редчайших соединений в виде ультрадисперсных фаз с одинаковой направленностью минералообразования при сходной смене P-T условий.

Полученные минералогические и кристаллохимические данные по самородным и интерметаллическим соединениям, аморфным веществам являются характеристиками вещества мантии, ведь ударное воздействие на нее приводит к мгновенной кристаллизации расплава, отражая ее состав. До сих пор о ее химизме (кроме кимберлитов и карбонатитов) судили, в основном, по расчетным и экспериментальным данным. Результаты имеют важное значение как для отраслей геологии – петрологии, геохимии, минералогии, так для естествознания в целом. Возможно, что аморфные металлы могут иметь практическое значение, как новый вид полезных ископаемых, но это предстоит подтвердить.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-05-00351-а.

### Литература

1. Левицкий В.И., Солодилова В.В., Завадич Н.С., Павлова Л.А., Левицкий И.В. Генетическая природа минерализации с самородными и интерметаллическими соединениями с Бобруйской кольцевой структуре (Республика Беларусь)// Доклады Академии наук. 2018. Т. 481, № 2. С. 174-178.

## ПИРОКСЕН ИЗ ПРОСЛОЕВ В РУДАХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ (КМА, МИХАЙЛОВСКИЙ ГОК)

*Липницкий Т.А. \*, Утенков В.А. (МГРИ)*

### Аннотация

Пироксен (эгирин) вместе с кварцем, биотитом, апатитом участвуют в согласных прослоях внутри железистых кварцитов. Прослои являются изменёнными реликтами первичных метаморфических кварцито-сланцев. В рудных полосах чередуются тонкие магнетит-гематитовые и гематит-кварцевые слои. Это согласуется с правилом фаз при наличии обратимой окислительно-восстановительной реакции.

**Ключевые слова.** Магнетит, гематит, кварц, эгирин, полосчатые руды, обратимая окислительно-восстановительная реакция.

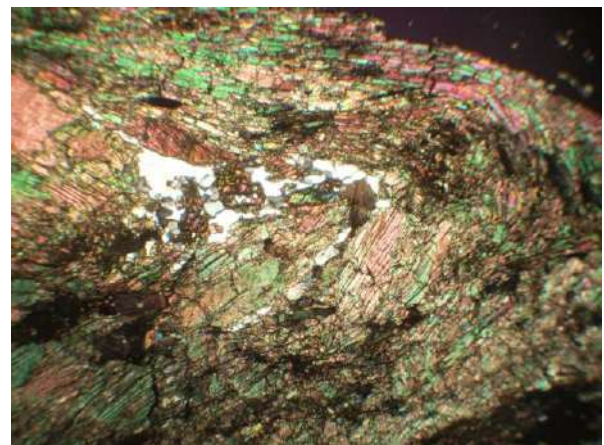
Во время прохождения производственной практики Т.А. Липницким в отвале карьера Михайловского ГОКа были обнаружены специфические ассоциации минералов. В характерных полосчатых рудах (джеспилитах), имеющих в целом тёмную и даже чёрную окраску, находятся согласные светлые «слои», состоящие из кварца и пироксена. В существенно кварцевых слоях есть примесь мелкого биотита и пироксена. С этими слоями чередуются слои, практически целиком состоящие из пироксена.

Пироксен представлен длинными параллельными светло-бурыми зёрнами, в которых проявляется слабый плеохроизм от бледно-розового до бледно-зелёного. Интерференционные окраски высокие, угол угасания близкий к прямому. Угол оптических осей  $2V = -70^\circ$ , удлинение отрицательное. Был получен результат микрозондового анализа пироксена ("Cameca" SX 100, ГЕОХИ РАН, аналитик Кононкова Н.Н.), масс. %:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
52,68	0,03	31,10	0,03	0,05	0,10	13,65	0,01	97,65

Результат пересчёта анализа на формулу пироксена с переводом Fe<sup>2+</sup> в Fe<sup>3+</sup> даёт практически чистый эгирин – NaFe<sup>3+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. Компоненты Ca, K, Al, Mg и Mn составляют незначительную примесь.

В шлифах эгирин большей частью образует сплошные полосы, состоящие из зёрен длиной до 1-2 мм при ширине 0,2-0,5 мм. Очень характерна деформация широких слоёв, сложенных практически целиком эгирином. В шлифах видно, что внутри таких эгириновых полос есть изоклинные складки (рис.1). Видны изгибы кристаллов эгирина, которые быстро сменяются дроблением на близко ориентированные блоки.



**Рисунок 1.** Изоклинная складка, выполненная эгирином с включениями кварца. Ув. 4<sup>х</sup>. С ан.

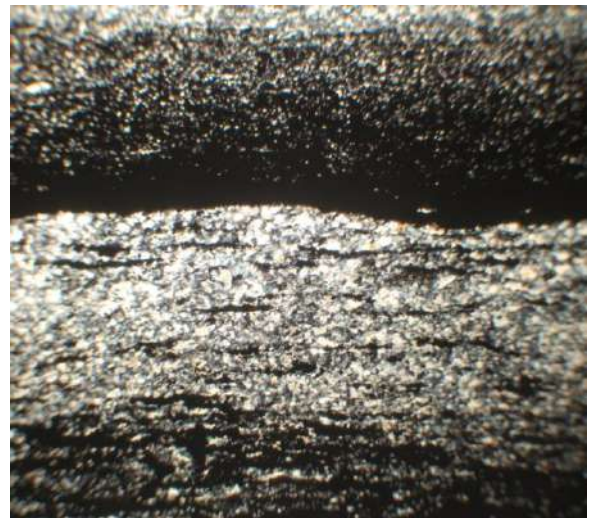
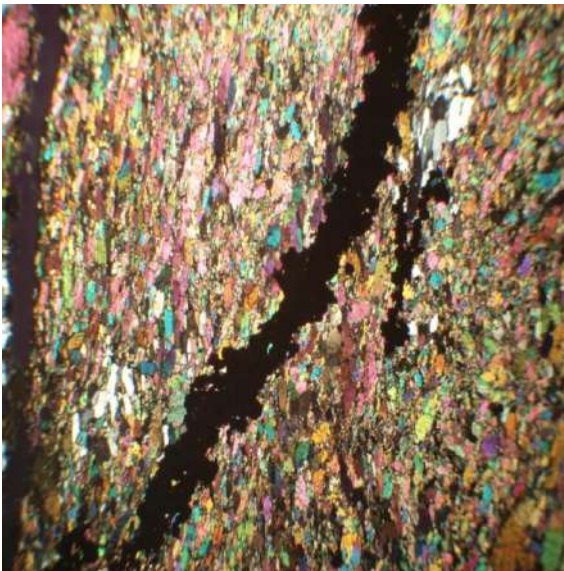
Помимо эгирина, другой главный минерал – кварц. Он образует полосы, смежные с эгириновыми полосами, но меньшие по ширине (0,5 – 1 мм). Зёрна кварца в этих полосах обычно ксеноморфные, но в отличие от пироксена, они не

деформированы, хотя известна его чувствительность к напряжениям и способность к пластическим деформациям. Можно предположить, что здесь происходит дифференциация – эгирин скапливается при накоплении напряжений, а в смежных зонах со снятием напряжений (сколовых трещинах) концентрируется кварц.

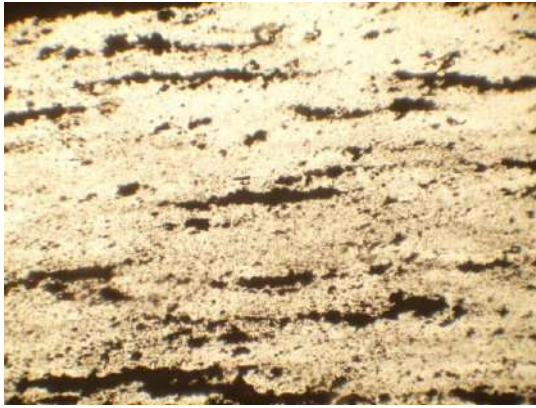
Кроме эгирина и кварца, в эту ассоциацию входит и мелкий биотит, которого очень мало. Его отдельные пластинки с плеохроизмом от тёмного зеленовато-коричневого до жёлтого находятся либо внутри кварца, либо на границе полос кварца и эгирина. Тут же (на границе) часто присутствует апатит – единственный минерал с Са. Все эти минералы (эгирин, кварц, биотит и апатит), несмотря на внешние признаки разделения, входят в одну парагенетическую ассоциацию. Можно предположить, что исходной породой был кварцит, в котором ранний пироксен (гиперстен) был превращён в эгирин. Для этой породы также характерны поздние изменения, в том числе и со щелочной направленностью – замещение эгирина арфведсонитом, а также хлоритизация отдельных пластинок биотита, появление наложенного сидерита и более поздних кальцита и пирита.

Важное наблюдение состоит в характере появлении рудных минералов (магнетита в паре с гематитом), образующих косые по отношению к полосам эгирина и кварца прожилки (рис.2). Эти косые рудные прожилки представляют уже не сколы, а трещины отрыва. Кроме того, здесь видно, что отложение рудных минералов представляет новую, по отношению к раннему кварциту, стадию.

Накопление рудного материала приводит к образованию тонкополосчатых железистых кварцитов (рис. 3, 4). В них кварц гораздо мельче, чем в кварцитах с эгирином и биотитом. Кроме того, зёрна мелкого кварца вытянуты вдоль полосчатости и при этом они имеют близкую оптическую ориентировку. В тонкополосчатых железистых кварцитах нигде нет реликтовых минералов. По-видимому, они представляют слоевое заполнение трещин или полостей, возникших во вмещающих породах.



**Рисунок 2.** Косой прожилок гематита и магнетита в сплошном эгирине.  
Ув. 4<sup>x</sup>. С ан.



*Рисунок 4. То же при большем увеличении. В кварце - мелким гематитом. Ув. 10<sup>х</sup>. С ан*

Полосчатость создаётся тонким чередованием существенно кварцевых и существенно рудных «слоёв». Мощность каждого слоя составляет первые миллиметры. Внутри кварцевых слоёв есть мелкая примесь гематита (рис. 4). В рудных слоях доля кварца резко уменьшается вплоть до его отсутствия, зато наряду с преобладающим гематитом присутствует магнетит. Размер гематита намного крупнее, чем внутри кварцевых полос. Равновесие двух железистых минералов отражает участие 2-х форм железа ( $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ ) при его инертном поведении в некотором интервале pH и Eh. Это равновесие соответствует обратимой реакции с участием раствора гематит  $\leftrightarrow$  магнетит или  $3Fe_2O_3 \leftrightarrow Fe_3O_4 + 0,5O_2$  [3]. Наличие 3-го компонента ( $SiO_2$ ) обеспечивает присутствие кварца. Но из-за скрытой обратимой реакции при постоянстве внешних условий число степеней свободы согласно правилу фаз будет отрицательным (3 компонента, три фазы, скрытая реакция, число степеней свободы равно -1). Отсюда понятно, что три минерала (кварц, магнетит, гематит) не участвуют в одном равновесном парагенезисе и разделяются на тонкие слои. Отложение Si и Fe соответствует правилу Рамберга, согласно которому радикалы слабых (кремниевых) кислот образуют соединения со слабыми основаниями (Fe).

Находки пироксена (эгирина) лишь несколько приоткрывают связь метаморфизма и наложенных железных руд. Можно предположить, что активизация Na происходит на фронте поступления растворов, богатых основаниями (Fe) при их взаимодействии с кислым субстратом (кварцитами). Само рудоотложение до сих пор остаётся дискуссионным. В частности, руды магнетитовых кварцитов тараташского комплекса (Южный Урал), залегающие в гнейсах с гиперстеном, трактуются либо как наложенные [4], либо как первично-осадочные [1]. В обобщающей работе [2] дана критика осадочного генезиса железистых кварцитов, отвергнута идея базификации, но подчёркивается связь с рассланцеванием и инъецированием специфического кварцеворудного материала. Эта точка зрения соответствует связи железных руд с габброидами, которых много не только в районе Михайловского ГОКа, но также и на других месторождениях. Отделение кремнезёма и железа возможно при массовой амфиболизации габброидов и образовании в них крутых трещин.

#### Литература

1. Ленных В.И., Петров В.И. Эвлизиты, магнетит-гиперстеновые породы и магнетитовые кварциты Южного Урала // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: АН СССР. УрО. Тр. ИГЗ, Вып. 18, 1978. С. 119-136.
2. Литовченко Н.И. К проблеме происхождения железистых кварцитов // Отечественная геология. 2001, № 6. С. 70-76
3. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука. 327 с.





4. Панков Ю.Д. Геология, петрография и генезис месторождений магнетитовых кварцитов // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: АН СССР. УрО. Тр. ИГЗ, Вып. 18, 1978. С. 87-118.

## МИНЕРАЛЫ ТИТАНА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЮВЕЛИРНОГО СКАПОЛИТА ЧЕРНОГОРСКОЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ПАМИР

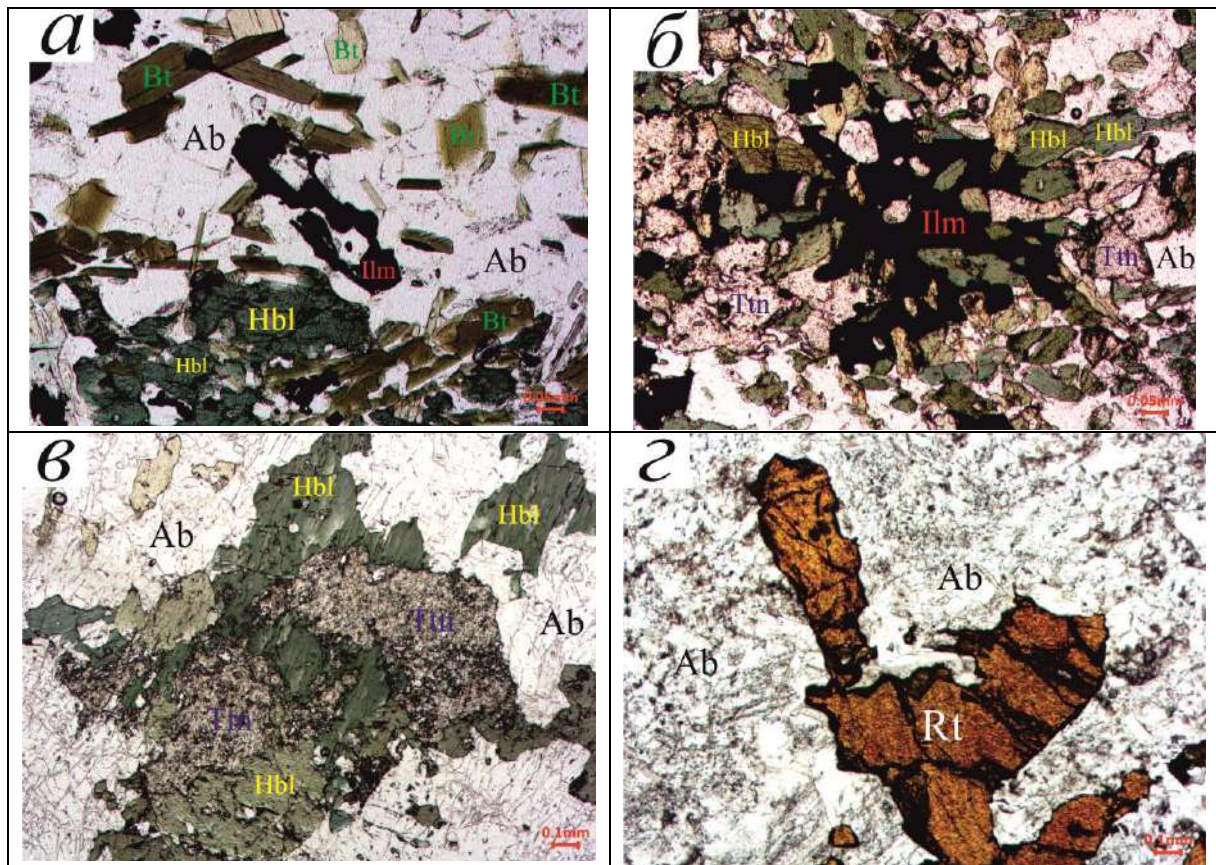
*Литвиненко А.К. \*, Одинаев Ш.А. (МГРИ)*

### Аннотация

Среди пород месторождения ювелирного скаполита Черногорское установлена последовательность в образовании минералов титана: от ильменита (ранний) к титаниту (средний) и затем к рутилу (поздний). Изоморфные элементы в минералах данной триады свидетельствуют о том, что вмещающие их ортоамфиболиты являются продуктом изменения ультраосновных щелочных пород.

**Ключевые слова.** Центральный Памир, музкольская серия, сарыджилгинская свита, кукуртский комплекс, месторождение ювелирного скаполита Черногорское, ильменит, титанит, рутил, ультраосновные щелочные породы.

Месторождение локализовано в сарыджилгинской свите музкольской серии (PR<sub>1</sub>). Геология месторождения и скаполитовая минерализация рассмотрена в публикациях [1, 2]. Типоморфной особенностью месторождения является широкое распространение (до ранга породообразующего) минералов титана: ильменита, титанита, рутила и титаномагнетита. Нами выявлена стадийность в образовании титановых минералов: от ильменита (первая стадия) через титанит (вторая) к рутилу (третья). Эта последовательность титановых фаз представляет отражение эволюции двух тектоно-метаморфических циклов регионального метаморфизма (высокотемпературной амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций): от докембрийских эндогенных процессов минералообразования к альпийскому.



**Рисунок.** Минералы титана в различных ассоциациях: а – "скелетный" кристалл ильменита в альбитовом агрегате; б – замещение ильменита роговой обманкой и титанитом; в – титанит замещается роговой обманкой и альбитом; г – рутил в альбите. Сокращения минералов: Ab – альбит. Bi – биотит. Ilm – ильменит. Hbl – роговая обманка. Rt – рутил.

В тёмных участках пород (в амфиболитах) присутствуют ильменит и титанит в количестве 6–8%, а в светлых (альбититах) – титанит и рутил (рисунок). Размеры ильменита – до 0,5 см в поперечнике и он не образует кристаллов. Титанит и рутил наблюдаются как в форме кристаллов, так и неправильных зёрен и агрегатов до 7 см в поперечнике.

Нами проанализированы зёрна ильменита (из амфиболитов) в шлифах и крупные кристаллы титанита и рутила из карбонатных жил – самого позднего минерального комплекса, заместившего амфиболиты. Ильменит был исследован только микрозондовым, а титанит и рутил – также и рентгенофлюоресцентным анализом (таблица).

Таблица

Химический состав ильменита (1) и титанита (2)

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F
1	0,12	47,5	46,1	0,7	3,6	0,3	0,13	0,06	0,16	0,24	0,3
2	30,0	37,9	1,2	0,1	0,3	27,3	0,06	0,03	0,08	0,44	0,3

*Примечание.* Кроме того в их составе присутствуют Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> соответственно 0,07 и 1,52, CoO соответственно 0,13 и 0,10 и NiO – 0,14 и 0,08 мас.%. Анализ выполнен методом микрорентгеноспектрального анализа на приборе "Сатеса" SX 100 в режиме съёмки 15 кV, 30 нА, аналитик Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН.

В составе титанита рентгенофлюоресцентным анализом выявлена группа изоморфных элементов: Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.18, ZrO<sub>2</sub> – 0.16, ThO<sub>2</sub> – 0.05, CeO<sub>2</sub> – 0.17, Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.05, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.19, Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.07, SnO<sub>2</sub> – 0.17, WO<sub>3</sub> – 0.017 мас.%. Рутил содержит меньшее количество изоморфных элементов: Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.29, ZrO<sub>2</sub> – 0.06 мас.%.  
Из этих данных следует, что редкие и редкоземельные металлы концентрируются в минералах титана. Высокие содержания ниобия в титаните и рутиле могут свидетельствовать [3] о том, что дометаморфическими породами месторождения являлись магматические щелочные ультраосновные породы с натриевой щёлочностью. Мы предполагаем, что это были мельтейгиты.

Полученные данные о редких и редкоземельных металлах имеет важное геологическое значение. В 1990 году в ходе групповой геологической съёмки масштаба 1:50000. В устье реки Зорбурулюк по вторичным потокам рассеяния была установлена редкоземельная аномалия. Её коренной источник не был установлен. Месторождение Черногорское расположено на левом борту данной долины и позволяет выдвинуть его в качестве коренного источника для образования данной REE аномалии.

**Литература**

1. Дмитриев Э.А., Скригитель А.М. Минералогия ювелирных скаполитов Восточного Памира // Докл. АН Тадж. ССР. 1982. Т. 25. №10. С. 612–614.
2. Литвиненко А.К. Минерагения драгоценных камней Нуристан-Южнопамирской провинции. Германия: Palmarium academic publishing. 2012. 290с.
3. Солодов Н.А., Семёнов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжёлым литофильным редким металлам. М.: Недра. 1987. 438 с.

## РЕАКЦИОННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ШПИНЕЛЬЮ И ФОРСТЕРИТОМ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КУХИЛАЛ, ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР

*Литвиненко А.К. (МГРИ-РГГРУ им. С.Орджоникидзе, г.Москва, akl1954@yandex.ru),*

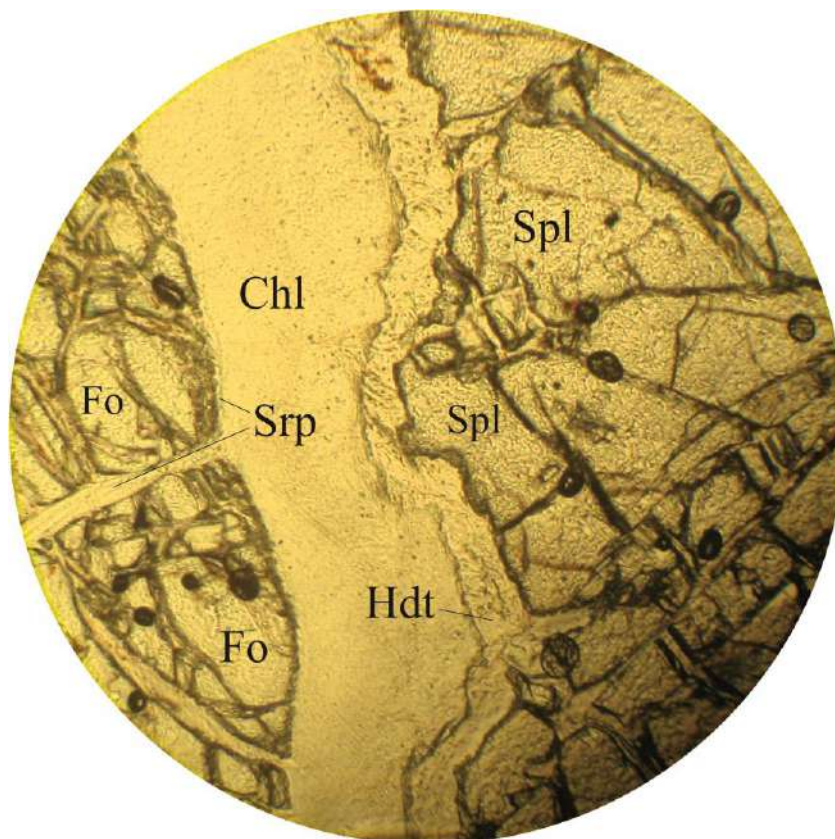
*Романова Е.И. (МГРИ-РГГРУ им. С.Орджоникидзе, г.Москва, iromanova@hotmail.com)*

### Аннотация

В форстеритовых скарнах месторождения ювелирной шпинели Кухилал между кристаллами шпинели и форстерита всегда наблюдаются двойные реакционные каймы. Со стороны шпинели сложенные гидротальцитом, со стороны форстерита – магнезиальным хлоритом. Каймы свидетельствуют о полициклической природе месторождения. На одном из этапов его развития возникли неравновесные условия, приведшие к реакциям между шпинелью и форстеритом.

**Ключевые слова.** Юго-Западный Памир, месторождение Кухилал, форстеритовые скарны, магнезиальная шпинель, реакционные каймы, гидротальцит, магнезиальный хлорит.

Шпинель встречается в виде одиночных кристаллов и сростков среди белых форстеритовых магнезиальных скарнов (AR<sub>2</sub>). Особенностью химического состава шпинели является низкое содержание FeO от 0.14 до 0.6, а форстерита – до 0.52 мас.%. Кристаллы шпинели внутри форстеритового агрегата всегда покрыты двумя мономинеральными оболочками (рис. 6).

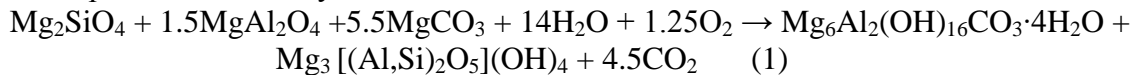


**Рисунок 1.** Двойные каймы: Hdt и Chl – гидроталькита и хлорита между шпинелью (Spl) и форстеритом (Fo). В форстерите зональные хлорит-серпентиновые (Srp) жилки.

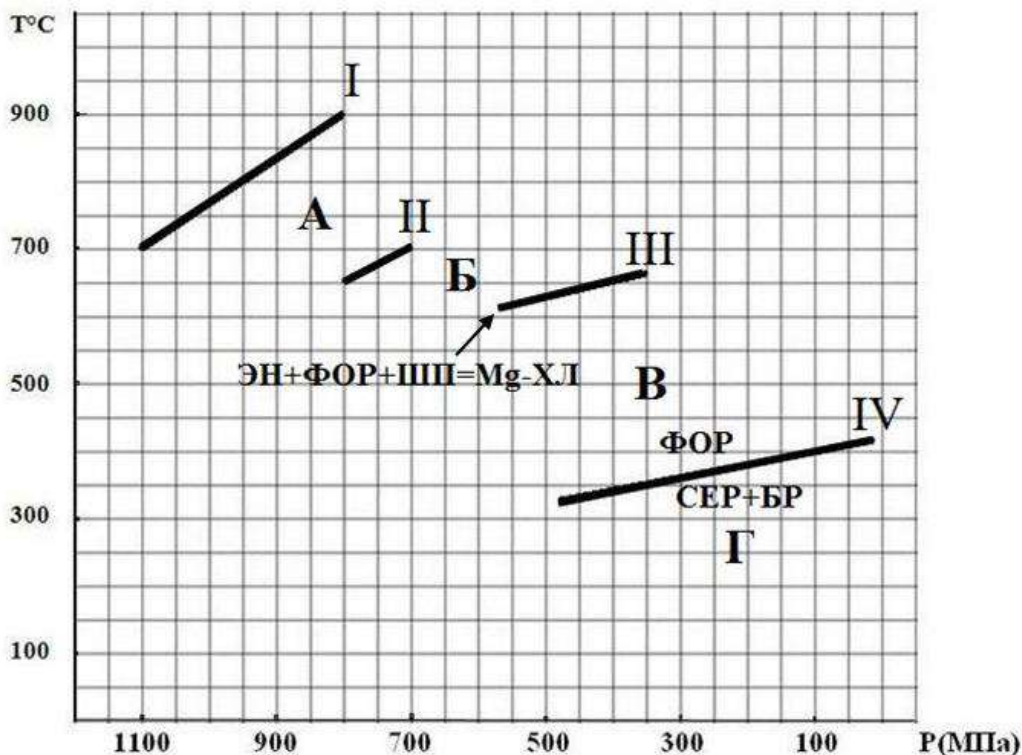
Первая, со стороны шпинели, образована параллельно-волокнистым или мелко-среднезернистым, часто чешуйчатым белым плотным гидроталькитом. Её толщина составляет от десятых долей до 5 мм. Она толще на контакте с более трещиноватым участком шпинели. Оболочка гидроталькита плотно облекает шпинель и на ней отпечатаны морфологические элементы поверхности последней. Вторая оболочка образована бесцветными чешуйками размером от долей до 3 мм магнезиального хлорита (клинохлора). В крупных скоплениях он представляет плотный однородный агрегат белого цвета с жирным опаловидным блеском. С внешней стороны оболочка хлорита контактирует с форстеритом, замещая его по периферии (рис. 1). Минералы диагностированы микрозондовым и рентгеноструктурным анализом.

В форстерите, не связанном пространственно со шпинелью, по трещинам развивается только серпентин.

Первичный парагенезис шпинели с форстеритом, в определённый момент геологического времени, стал неравновесным и их периферические части были замещены гидроталькитом и магнезиальным хлоритом. Гидроталькит и хлорит являются новым парагенезисом вместо более раннего: шпинель + форстерит. Их образование может быть описано следующей реакцией: форстерит + 1,5 шпинели + 5,5 магнезита + 14 воды = гидроталькит + магнезиальный хлорит + 5,5 углекислоты. Её можно воспроизвести в следующем виде:



Она по P-T условиям может быть сопоставлена с моновариантным равновесием (Маракушев, 1968): энстатит + форстерит + шпинель = магнезиальный хлорит. Данная минеральная ассоциация зафиксирована на месторождении в небольшом масштабе (Колесникова, 1980; Киселёв, Буданов, 1986).

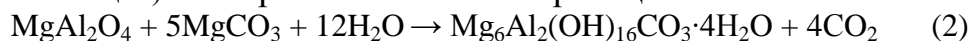


**Рисунок 2.** Термодинамические условия образования и развития месторождения Кухи-Лал. I–II – верхние границы метаморфических циклов по (Буданов, Буданова, 1983): I – первого; II – второго. III–IV – моновариантные равновесия по (Маракушев, 1968): III – энстатит + форстерит + шпинель = магнезиальный хлорит, при давлении воды 1 МПа;

IV – *моновариантное равновесие: форстерит = серпентин+брусит, при давлении воды 0.3 МПа.*

Р-Т условия образования кайм лежат на линии III между полями Б и В (рис. 2). История их генезиса укладывается в канву развития месторождения следующим образом. Шпинель является одним из самых ранних минералов месторождения Кухилал (Литвиненко, 2003). Она сформировалась в первый цикл регионального метаморфизма, соответствующий Р-Т условиям в контуре А (рис. 2). Регрессивная стадия этого цикла протекала в Р-Т условиях поля Б (рис. 2). К нему приурочено возникновение неравновесных физико-химических условий между шпинелью и форстеритом. Этому способствовали метаморфогенные растворы, которые легко мигрировали по возникшим трещинам, способствуя реакции.

По трещинам внутри раздробленных кристаллов шпинели происходило её замещение гидроталькитом. Этот процесс минералообразования (гидратация и карбонатизация) мог протекать по такой реакции:



Приведенные реакции (1) и (2), наблюдаемые в шлифах и штуфах свидетельствуют о двух обстановках образования гидроталькита: первая – в контактах шпинели с форстеритом, вторая – по трещинам внутри шпинели.

На основе анализа составов анионных групп гидроталькита и хлорита можно получить представление о составе минералообразующих растворов, который определяли  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и F. В составе апатита также были установлены Cl и F соответственно 1.4 и 2.3, а в клиногумите и флогопите фтор соответственно 4.4 и 1.6 мас.%. В составе магалов были определены в мас.%.: S 4.49, Cl 0.84. Эти химические элементы в определённой мере отражают состав флюидов, которые были высоко активными и приводили к описанным выше реакциям в магнезиальных скарнах. По данным исследования водных вытяжек и фазового состава газовой-жидких включений (Морозов, Гуревич, 1973) они имели хлоридный состав. Его можно расширить сульфатным, углекислотным, фторным и гидроксильным компонентами.

Установленное замещение шпинели и форстерита представляет звено в многоциклической и многоэтапной эволюции месторождения. Его началом явилось образование шпинель-форстеритового парагенезиса, Р-Т условия которого локализованы в поле А – первый цикл, гранулитовая фация (рис. 9). Поле Б коррелируется со вторым циклом регионального метаморфизма. Появление гидроталькит-хлоритовых оболочек происходило в третьем цикле метаморфизма, обусловленном альпийским орогенезом, который привёл к тектоническим деформациям, создавшим в минералах сложную систему трещин. Пластичные и упругие минералы магалов (гидроталькит, хлорит, тальк, серпентин, брусит и др.) сохранили от деформаций реликты не растворившихся кристаллов шпинели.

#### Литература

1. Буданов В.И., Буданова К.Т. Геолого-петрологическая характеристика обнажённого кристаллического фундамента // Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш.1981. С. 56–112.
2. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука. 1968. 198 с.
3. Морозов С.А., Гуревич Я.А. О физико-химических условиях образования месторождения благородной шпинели Кухилал на Памире. – ДАН ТаджССР. 1973. т.16. №3. С. 47–50.

## ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ СОЕДИНЕНИЙ МЕДИ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ МЕДНОПОРФИРОВЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

*Лубкова Т.Н. \*, Яблонская Д.А.), Шестакова Т.В. (МГУ)*

### **Аннотация**

Формы нахождения металлов во вторичных ореолах являются интегральной функцией от ландшафтно-геохимических условий, состава и структурно-морфологических особенностей оруденения, типа вмещающих пород. Вариативность фракционного состава соединений позволяет рассматривать его в качестве косвенного индикатора рудно-формационной принадлежности объектов и критерия их оценки по гипергенным аномалиям для обоснования коэффициентов остаточной продуктивности.

В ходе исследований выполнена сравнительная оценка форм нахождения меди во вторичных ореолах, ассоциированных с медно-порфировым оруденением, имеющим промышленное значение, и эпитермальным полиметаллическим оруденением, не продуктивным в условиях Северо-Востока РФ.

### **Ключевые слова**

Вторичные ореолы рассеяния, фракционный состав соединений, метод последовательных селективных экстракций, энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный анализ (РФА-ЭД), медно-порфировое оруденение, эпитермальное полиметаллическое оруденение, Чукотка.

Рудно-формационный и структурно-морфологический тип оруденения, структурно-текстурные особенности и минеральный состав руд, региональные и локальные ландшафтно-геохимические условия обуславливают вариативность форм нахождения металлов в рыхлых отложениях. Анализ фракционного состава соединений позволяет дать оценку механизмам иммобилизации металлов и оценить их вклад в формирование гипергенного поля рассеяния, что в свою очередь может быть использовано для повышения эффективности поисков при оценке прогнозных ресурсов оруденения по вторичным ореолам, а также прогноза воздействия на окружающую среду при освоении месторождений.

Применительно к рыхлым отложениям общепринято разделение соединений металлов по прочности их связи с твердой фазой. Для решения задач, связанных с идентификацией и классификацией соединений, используют прямые инструментальные методы (электронная микроскопия, рентгеновская дифракция, методы структурного анализа – EXAFS, XANES) и экстракционные методы химического фракционирования. Последние получили широкое распространение как в экологической геохимии, так и при геологоразведочных работах. В частности, в настоящее время за рубежом при анализе рыхлых отложений широко применяется так называемая технология ММІ (метод подвижных ионов), рекомендуемая к массовому анализу геохимических проб вместо рутинного определения их валового химического состава. В качестве аналитического завершения при химическом фракционировании традиционно используют методы ИСП-АЭС, ААС, ИСП-МС, ИВАМ; эффективным инструментом при анализе элементного состава растворов также является энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный анализ (РФА-ЭД).

Целью выполненных исследований являлась характеристика условий формирования гипергенных аномалий меди в горнотундровых и лесотундровых ландшафтах Западной Чукотки и сравнительная оценка фракционного состава ее соединений во вторичных ореолах, ассоциированных с медно-порфировым

оруденением (месторождение Песчанка, Баимская золото-меднорудная зона), имеющим промышленное значение, и эпитермальным полиметаллическим оруденением, не продуктивным в условиях Северо-Востока РФ. В качестве объектов второго типа были рассмотрены эпитермальное рудопроявление Вукней (Восточно-Бургахчанская площадь, Баимская золото-меднорудная зона), представленное кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией, и рудопроявление Ирис-Альпинист (Стадухинский рудно-россыпной узел), приуроченное к зонам дробления и сульфидного прожилкования в алевролитах осадочного комплекса.

Объекты исследований по административному делению входят в состав Билибинского района Чукотского автономного округа РФ; расположены в континентальной области субарктического пояса в криолитозоне, преимущественно в горнотундровом ландшафте. Исключение составляет оруденение Центрального штокверка месторождения Песчанка, локализованное в условиях лесотундры.

Главными минералами прожилково-вкрапленных и прожилковых руд месторождения Песчанка являются халькопирит, борнит, молибденит, второстепенными – халькозин, блеклые руды. Рудные минералы в средне- и крупнокристаллических кварцевых жилах проявления Вукней представлены преимущественно пиритом и халькопиритом, редко борнитом. Сопутствующими рудными минералами являются фрейбергит, гессит, магнетит, гематит, сфалерит, галенит. Прожилково-вкрапленные руды проявления Ирис-Альпинист сложены пиритом, халькопиритом, пирротинном; в качестве примесей присутствуют сфалерит, кобальтин, гудмундит.

Химическое фракционирование для определения форм нахождения меди проведено для представительной выборки образцов (более 70). Наиболее детально исследован фракционный состав соединений меди во вторичных ореолах, сопряженных с медно-порфировым оруденением, имеющим промышленное значение. Валовое содержание меди в образцах варьирует в диапазоне 0.02-1.19% для месторождения Песчанка, 0.03-0.29% для жильного рудопроявления Вукней, 0.09-0.60% для рудопроявления Ирис-Альпинист. Схема ступенчатого выщелачивания включала выделение группы подвижных форм ПФ (обменных, специфически сорбированных, сульфатов, карбонатов); ферриформ ФФ (связанных с оксидами и гидроксидами железа и марганца; органометаллических) форм, связанных с органическим веществом ОФ. Фракционирование проводили по модифицированной схеме Tessier [1] с извлечением обменных, специфически сорбированных и связанных с карбонатами и сульфатами форм (подвижных) в одну стадию выщелачивания (в соответствии с [2]). Состав остаточной фракции оценивали по данным РФА-ЭД; контроль воспроизводимости извлечения осуществляли по параллельным сериям экстракций.

Содержание меди в последовательных экстрактах определяли методом РФА-ЭД с использованием спектрометра ThermoNiton FXL-950 с предварительным концентрированием по типу «высушенной капли» и выборочным контролем результатов прецизионными методами ИСП-МС и ААС. Работы по оценке форм нахождения меди в рыхлых отложениях дополнены определением рН водной вытяжки, органического вещества гумусового типа, минерального и химического состава матрицы образцов.

Полученные результаты для вторичных ореолов месторождения Песчанка показывают, что ландшафтные условия играют определяющую роль в распределении меди по формам нахождения в рыхлых отложениях (рис. 1). В лесотундровом ландшафте значимый вклад обеспечивает сорбция на тонкодисперсном материале и органическом веществе, что снижает влияние состава коренного оруденения. Доля



подвижных форм меди составляет 15-20% от вала (обменные и сорбированные формы), органометаллических форм до 10%.

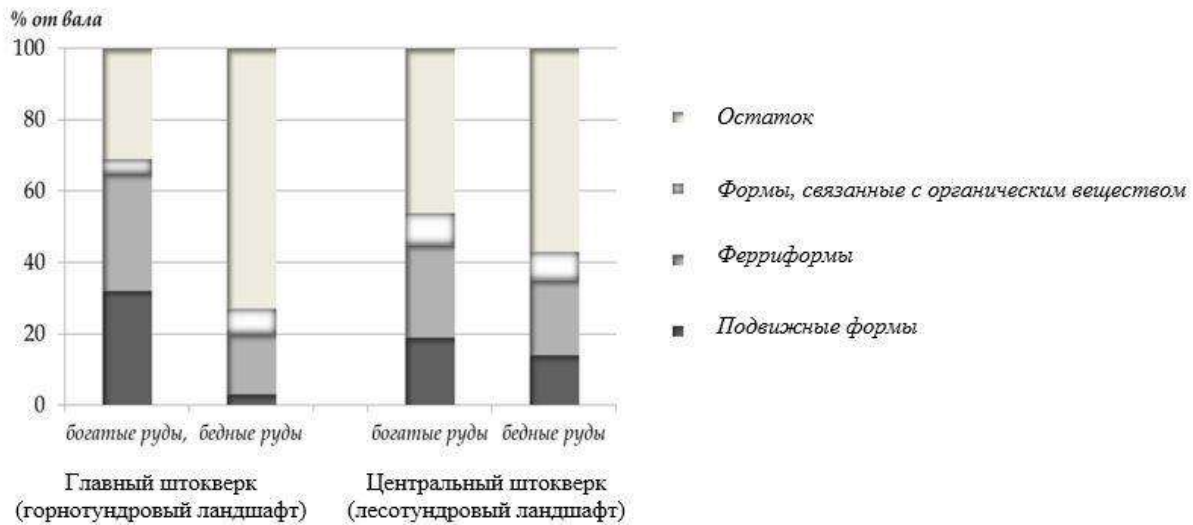


Рисунок 1. Фракционный состав соединений меди в рыхлых отложениях месторождения Песчанка

В условиях горнотундровых ландшафтов механизмы иммобилизации меди с органическим веществом, ввиду его низких содержаний, имеют второстепенное значение; доля органометаллических форм меди в среднем не превышает 5-7% от вала, возрастая с увеличением содержания органического вещества в нижних частях склонов. Основными механизмами иммобилизации меди являются осаждение с оксидами и гидроксидами железа и образование основных карбонатов и сульфатов. В условиях преимущественно избыточного количества гидроксидов железа содержание форм меди, закрепленных ими в рыхлых отложениях, лимитируется содержанием ее подвижных форм. Вклад последних закономерно возрастает с увеличением валового содержания металла, которое в свою очередь пропорционально содержанию в коренном оруденении. Таким образом, фракционный состав соединений меди во вторичных ореолах сильно варьирует в зависимости от состава оруденения.

Вторичные ореолы в рыхлых отложениях над «богатыми» борнит-халькопиритовыми рудами характеризуются высоким содержанием подвижных форм меди (в среднем 20-25%, до 40% от вала); доля металла, закрепленного оксидами и гидроксидами железа, оценивается в 40-45%. Остаточная фракция меди составляет около 30% от вала; медь в этой фракции представлена более устойчивыми собственными первичными сульфидами, силикатами, а также содержится в виде примеси в других минералах этих классов.

Выветривание «бедных» халькопиритовых руд протекает менее интенсивно – около 70% меди в рыхлых отложениях представлено ее остаточной фракцией; содержание подвижных форм незначительно - в среднем 5%, доля форм, связанных с оксидами и гидроксидами железа - до 20%.

Для вторичных ореолов над халькопиритовыми рудами жильного проявления Вукней характерны высокие вариации фракционного состава меди (табл. 1). В целом, в связи с большей оторфованностью склонов, рыхлые отложения характеризуются повышенной, по сравнению с Песчанкой, долей форм меди, связанных с органическим веществом (рис. 2).

Таблица 1. Фракционный состав соединений меди во вторичных ореолах (халькопиритовые руды, горнотундровый ландшафт)

Объект	Валовое содержание, %	Доля форм меди, % от вала			
		ПФ	ФФ	ОФ	Остаток
Песчанка (n=5)	<u>0.12-0.38</u> 0.18	<u>2-6</u> 3	<u>10-25</u> 17	<u>3-11</u> 7	<u>63-83</u> 72
Вукней (n=18)	<u>0.03-0.29</u> 0.10	<u>1-14</u> 5	<u>7-31</u> 19	<u>6-23</u> 12	<u>44-85</u> 66
Ирис-Альпинист (n=18)	<u>0.09-0.60</u> 0.24	<u>3-23</u> 10	<u>19-50</u> 35	<u>4-16</u> 10	<u>23-63</u> 45

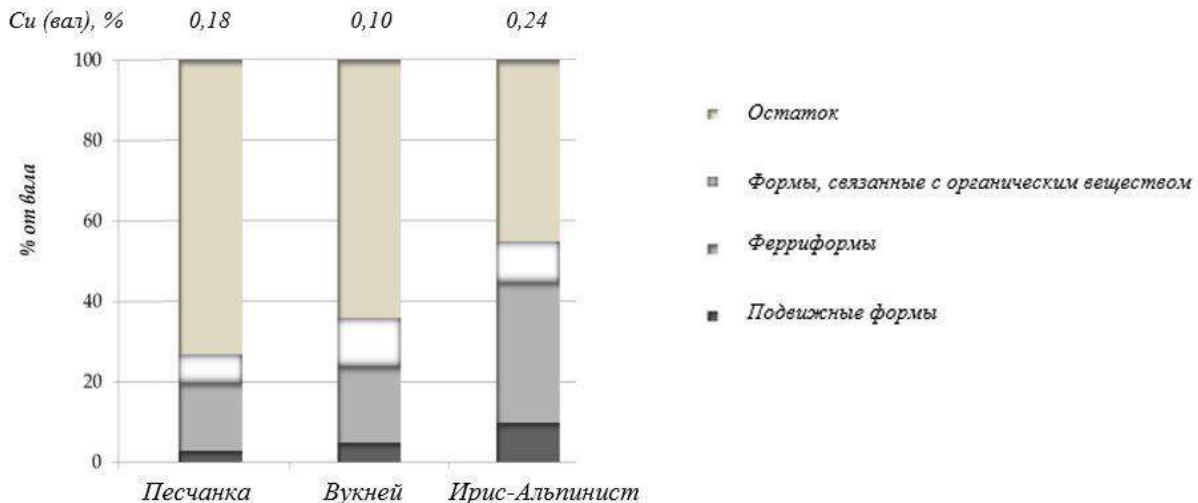


Рисунок 2. Средний фракционный состав соединений меди в рыхлых отложениях изученных объектов (халькопиритовые руды, горнотундровый ландшафт)

Вторичные ореолы, приуроченные к зонам дробления с сульфидной пирит-халькопиритовой минерализацией в алевролитах осадочного комплекса (рудопроявление Ирис-Альпинист), характеризуются более высоким содержанием как подвижных форм, так и форм, связанных с гидроксидами железа и марганца (в среднем 10 и 35%, максимально – 23 и 50% соответственно). Относительное содержание ферриформ сопоставимо с их долей во вторичных ореолах над борнит-халькопиритовыми рудами месторождения Песчанка (см. рис. 1). Полученные результаты указывают на большую интенсивность процессов выветривания в данных условиях.

### Литература

1. 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.

2. РД 52.18.289-90. Методические указания. Методика выполнения измерений массовой доли подвижных форм металлов (меди, свинца, цинка, никеля, кадмия, кобальта, хрома, марганца) в пробах почвы атомно-абсорбционным анализом. М.: [б.и.], 1990.- 37 с.

## ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОНАЦИТА И КУЛАРИТА ИЗ ТИТАНОВЫХ РУД ПИЖЕМСКОГО И ЯРЕГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ (СРЕДНИЙ И ЮЖНЫЙ ТИМАН)

*Макеев А.Б\*, Магазина Л.О. (ИГЕМ РАН)*

### **Аннотация**

Проведено исследование типоморфных особенностей монацита двух гигантских титановых месторождений Тимана – Пижемского и Ярегского, которое позволило установить отличия в морфологии, в видовом составе включений, размерах зерен, распространении химических разновидностей минерала, вероятно связанное с условиями их кристаллизации и разными источниками вещества.

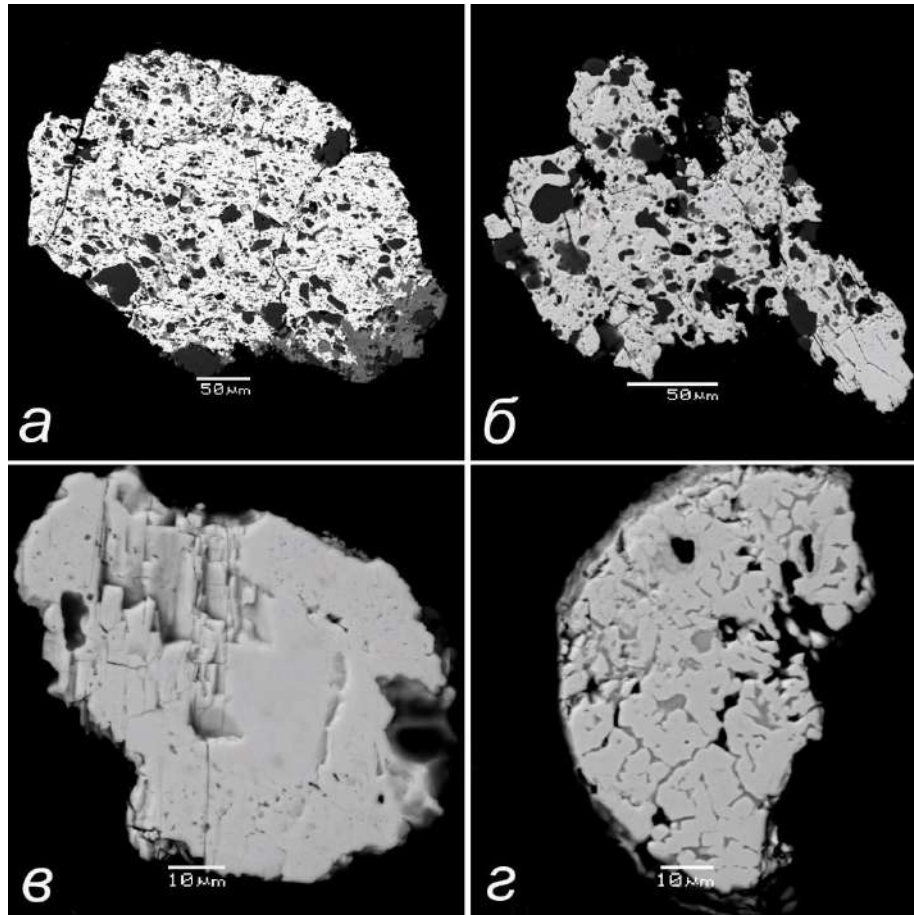
**Ключевые слова:** Пижемское и Ярегское титановые месторождения, Тиман, монацит, куларит, химические разновидности, генезис.

Монацит – фосфат легких редкоземельных элементов цериевой группы. Он редкий, но очень информативный минерал переменного состава в титановых месторождениях и проявлениях Тимана. Типоморфные особенности этого минерала позволяют решать сложные вопросы генезиса, возраста и источников вещества титановых месторождений [1]. Объект настоящих исследований – монацит двух гигантских титановых месторождений России Пижемского и Ярегского с близким геологическим строением и возможно генезисом, отличающихся от других титановых месторождений нестандартным фазово-минеральным составом титановых руд – ильменит-псевдуртил-лейкоксен-кварцевым и сидерит-лейкоксен-кварцевым. Нестандартный фазовый состав руд [2] этих месторождений потребует применения предварительной химической стадии обескремнивания лейкоксена и псевдуртила (способы которой находятся в разработке), что позволит вскоре решить вопрос получения товарных продуктов (искусственного рутила и др.) и вовлечения этих крайне важных и для России месторождений в промышленную отработку. Монацит относится к принципиально извлекаемой полезной компоненте титановых руд, что, несомненно, повысит экономические показатели окупаемости и себестоимость промышленной отработки этих месторождений.

Зерна пижемского монацита имеют размеры 0.1–0.4 мм, часто округлой и эллиптической формы, они переполнены включениями кварца (Рис. а, б) и тем самым похожи по форме и внутренней морфологии на зерна лейкоксена. Такая морфологическая разность монацита получила название куларита. Кроме кварца в нем отмечены включения мусковита, флоренсита, рутила и псевдуртила, от включений последнего монацит становится магнитным и концентрируются в электромагнитную фракцию с ильменитом, сидеритом и псевдуртилом. Особенности химического состава монацита-куларита представлены в табл. 1. В пижемском монаците-куларите распространены три химические разновидности: церий-лантановая, церий-неодим-самариевая, церий-неодимовая, последняя наиболее часто встречается (более 80%). В его компонентном составе отмечается высокая положительная корреляция между церием и лантаном с одной стороны и неодимом, празеодимом, самарием, европием и гадолинием с другой стороны.

Зерна и обломки кристаллов ярегского монацита имеют заметно меньшие размеры 0.05–0.15 мм, округлую или неправильную форму с совершенной спайностью, внутри кроме кварца других включений не обнаружено (Рис. в, г). Концентрируются ярегский монацит в не магнитную мелкую фракцию вместе с лейкоксеном и цирконом. Особенности химического состава монацита представлены в табл. 2. В ярегском

монаците распространены три химические разновидности: церий-неодимовая, церий-лантан-ториевая, церий-лантановая, последняя наиболее часто встречается (более 65%). В химическом составе ярегского монацита наблюдается высокая положительная корреляция между церием, лантаном, торием и кальцием с одной стороны и неодимом, празеодимом, самарием, европием и гадолинием с другой стороны.



**Рисунок.** Электронно-микроскопические изображения (режим BSE) зерен: *а, б* – пижемского монацита-куларита с включениями кварца (черное) и флоренсита (светло-серое); *в, г* – ярегского монацита с включениями кварца (черное). Зональное зерно (*е*) Ce-La-Th-монацита в ядре тория больше чем по краям. Пористое зерно (*з*) Ce-La-монацита представляет собой агломерат более мелких зерен.

Таблица 1. Химический состав (мас.%) разновидностей пижемского монацита-куларита

Ком- ты	Ce-La			Ce-Nd			Ce-Nd-Sm		Средние составы			
	1	2	3	4	5	6	7	8	n=6	n=28	n=9	n=34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	30.09	30.16	30.17	30.04	30.04	30.02	30.54	29.68	30.13	29.99	29.93	30.01
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.53	18.20	17.98	9.65	8.82	9.31	5.08	4.02	16.24	8.74	5.86	10.06
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.65	32.94	34.62	31.72	30.59	29.68	23.16	20.44	34.07	29.59	24.30	30.38
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.29	3.22	2.15	4.72	3.53	4.44	3.83	4.40	3.00	3.89	4.08	3.73
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.13	10.83	11.68	17.09	19.10	18.33	23.82	25.50	12.23	19.54	23.71	18.25
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.21	1.89	1.62	3.38	3.36	3.79	8.00	10.14	1.96	4.35	7.16	3.93
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.74	0.94	0.13	0.67	0.69	1.44	1.75	1.87	0.69	1.09	1.43	1.02
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.36	1.17	0.89	1.74	2.42	1.82	3.29	3.95	1.06	2.17	2.85	1.97
ThO <sub>2</sub>	0.00	0.65	0.77	0.98	1.45	1.17	0.00	0.00	0.63	0.62	0.62	0.62
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	99.98

P <sup>5+</sup>	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ca <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.045	0.000	0.007	0.001	0.005	0.001
La <sup>3+</sup>	0.241	0.265	0.261	0.141	0.129	0.136	0.073	0.059	0.133	0.128	0.086	0.147
Ce <sup>3+</sup>	0.484	0.473	0.496	0.457	0.440	0.428	0.328	0.298	0.408	0.427	0.351	0.438
Pr <sup>3+</sup>	0.047	0.046	0.031	0.068	0.051	0.064	0.054	0.064	0.055	0.056	0.059	0.054
Nd <sup>3+</sup>	0.184	0.152	0.163	0.240	0.268	0.258	0.329	0.363	0.270	0.275	0.334	0.257
Sm <sup>3+</sup>	0.030	0.026	0.022	0.046	0.046	0.051	0.107	0.139	0.068	0.059	0.098	0.053
Eu <sup>3+</sup>	0.010	0.013	0.002	0.009	0.009	0.019	0.023	0.026	0.017	0.018	0.019	0.014
Gd <sup>3+</sup>	0.005	0.015	0.012	0.023	0.032	0.024	0.042	0.052	0.031	0.028	0.037	0.026
Th <sup>4+</sup>	0.000	0.012	0.014	0.018	0.026	0.021	0.000	0.000	0.013	0.011	0.011	0.011

Примечание. Приведены частные анализы зерен монацита-куларита (1-8) и средние составы химических разновидностей: церий-лантановой, церий-неодимовой, неодим-самариевой.

Таблица 2. Химический состав (мас.%) монацита Ярегского месторождения

Ком-ты	Ce-La-Th			Ce-La		Ce-Nd			Средние составы			
	1	2	3	4	5	6	7	8	n=9	n=6	n=8	n=25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	32.61	32.83	32.86	30.32	30.25	29.93	30.26	30.40	32.19	30.30	30.21	30.96
CaO	1.32	1.58	1.51	0.00	0.07	0.10	0.21	0.22	1.17	0.10	0.17	0.51
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.45	14.29	13.36	32.37	20.88	4.92	8.52	8.09	14.60	21.28	8.58	14.42
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.53	26.46	25.72	30.09	34.80	21.66	29.13	30.43	27.50	33.33	29.97	30.36
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.69	1.98	2.31	0.55	2.43	4.22	3.15	3.45	2.38	2.25	3.85	2.81
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.27	11.63	11.24	4.96	9.02	25.77	22.02	19.73	11.56	9.96	20.24	13.96
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96	1.83	2.89	0.55	1.62	8.97	3.86	4.34	2.41	1.52	4.17	2.72
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	1.18	0.45	0.00	0.57	1.45	0.71	0.69	0.63	0.32	0.84	0.61
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.68	1.88	1.51	0.38	0.36	2.47	1.77	0.97	1.77	0.72	1.51	1.34
ThO <sub>2</sub>	8.28	6.33	8.17	0.79	0.00	0.50	0.37	1.68	5.78	0.23	0.47	2.30
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
P <sup>5+</sup>	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ca <sup>2+</sup>	0.103	0.122	0.116	0.000	0.006	0.008	0.018	0.019	0.092	0.008	0.015	0.041
La <sup>3+</sup>	0.181	0.191	0.178	0.468	0.302	0.072	0.123	0.116	0.199	0.308	0.124	0.204
Ce <sup>3+</sup>	0.352	0.349	0.339	0.429	0.497	0.313	0.416	0.433	0.370	0.476	0.429	0.425
Pr <sup>3+</sup>	0.035	0.026	0.030	0.008	0.035	0.061	0.045	0.049	0.032	0.032	0.055	0.039
Nd <sup>3+</sup>	0.146	0.149	0.144	0.069	0.126	0.363	0.307	0.274	0.152	0.139	0.283	0.191
Sm <sup>3+</sup>	0.025	0.023	0.036	0.007	0.022	0.122	0.052	0.058	0.030	0.020	0.056	0.036
Eu <sup>3+</sup>	0.003	0.015	0.006	0.000	0.008	0.020	0.009	0.009	0.008	0.004	0.011	0.008
Gd <sup>3+</sup>	0.020	0.023	0.018	0.005	0.005	0.032	0.023	0.013	0.022	0.009	0.020	0.017
Th <sup>4+</sup>	0.136	0.104	0.134	0.014	0.000	0.009	0.007	0.030	0.096	0.004	0.008	0.039

Примечание. Приведены частные анализы зерен монацита (1-8) и средние составы химических разновидностей: церий-лантан-ториевой, церий-лантановой, церий-неодимовой и всей выборки

**Выводы.** Типоморфные особенности монацита двух месторождений позволяют сделать заключение о гидротермальном генезисе этого редкоземельного минерала. Выявленные различия в распространении химических разновидностей монацита, вероятно связаны с отличиями P-T условий кристаллизации и разными источниками вещества. Исследование выполнено в рамках Госзадания по теме – 0136-2018-0020.

### Литература

1. Макеев А.Б., Вирюс А.А. Монацит проявления Ичетью (состав, морфология, возраст) // Изв. ВУЗов. Геология и Разведка, 2013. № 3. С. 10-15.
2. Макеев А.Б. Типоморфные особенности минералов титановых руд Пижемского месторождения // Минералогия, 2016. № 1. С. 24-49.

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ВНУТРИПЛИТНОЙ ГАББРОИДНОЙ АССОЦИАЦИИ ЧАТКАЛО- КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА

*Мамарозиков У.Д. (ИГГ Республики Узбекистан)*

### Аннотация

В докладе изложены результаты микрозондовых исследований минералов-концентраторов, минералов-носителей рудных элементов показывающие комплексность характера рудной минерализации, связанной с внутриплитной габброидной ассоциацией Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). Геохимическая специализация её на вышеприведенные элементы подтверждена локализацией в пределах интрузивов и приконтактных ареалов апатит-магнетит-ильменитового, серебряного, полиметаллического оруденения с золотой и платиноидной нагрузкой.

**Ключевые слова:** внутриплитные габброиды, минералы-концентраторы, минералы-носители, геохимическая специализация.

Вопросы взаимодействия «возбужденной» верхней мантии, мантийных плюмов с континентальной литосферой являются ядром современных дискуссий по проблемам внутриплитного (посторогенного) магмо- и рудогенезиса. Внутриплитные габброиды (субщелочные и щелочные габброиды, трахидолериты и др.) и сопряженные с ними средние и кислые породы (сиенитоиды, эльваны и адамеллиты, пантеллериты и комендиты, онгориолиты и редкометалльные лейкограниты и др.), являясь главным продуктом этого взаимодействия в регионах, подобных Чаткало-Кураминскому, несут о нем ценную информацию в своем вещественном составе [1].

Габброиды малых интрузий представлены субщелочными мелано-, мезо- и лейкогаббро, монцогаббро (монцониты), анортоклазовыми габбро, в редких случаях пироксенитами, полосчатыми габбро и анортозитами. Образуют небольшие интрузивные тела, сформировавшиеся в условиях малых глубин, петротипами которых являются Курташский, Актепинский и Алычалыкский интрузивы.

Породы основных даек представлены главным образом, трахидолеритами, частично субщелочными габбро-долеритами, лампрофирами, конга-диабазами и др. На золото-серебрянном месторождении Пирмираб (Чадакское рудное поле) установлены сложные дайки основного состава, содержащие шаровидные обособления меланократовых трахидолеритов, цементирующей массой которых являются лейкократовые трахидолериты. Они похожи на «агматитоподобные» образования Актепинского габброидного массива, содержащие плотные шаровидные обособления меланократового габбро, цементирующая масса которых – субщелочные лейкократовые габбро. Минералогический состав обоих магматических образований идентичный.

Rb-Sr возраст габброидов Актепинского и Алычалыкского интрузивов и даек трахидолеритов, прорывающих гранитоиды карамазарского ( $C_3-P_1$ ) и кислые вулканыты кызылнурунского комплексов ( $P_1$ ) соответствуют поздней перми, первичные значения отношений изотопов стронция 86 и 87 указывают на коромантийный источник расплава внутриплитной габброидной ассоциации Чаткало-Кураминского региона (габброидные интрузивы –276-271 млн. лет,  $I_{Sr} = 0,7065-0,7067$ ; дайки основного состава –277-266 млн. лет,  $I_{Sr} = 0,7064-0,7074$ ) [2].

Микрозондовыми исследованиями пород внутриплитной габброидной ассоциации определены видовой состав и формы нахождения акцессорных минералов, рудогенерирующих флюидных обособлений, отражающие степень обогащения магмы рудными элементами. Выявлены главные минералы-концентраторы и минералы-

носители железа, титана, никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, золота, серебра и фосфора.

*Оксидные минералы железа и титана* (магнетит, титаномagnetит, ильменит и др.) в габброидах Актепинского и Алычалькского массивов составляют от 3 до 10 %. В породах, где магнетит количественно преобладает над ильменитом, последний встречается в виде включений в них. Содержание  $TiO_2$  в магнетитах колеблется от 1,0 до 4,55 %,  $V_2O_5$  от 0,39 % до 0,76 %. Самые низкие концентрации  $TiO_2$  (до 0,33 %) характерны для магнетитов из пироксенитов и анортозитов. В магнетитах пироксенитов Курташского интрузива определена примесь меди ( $CuO$  1,46-1,87 %). Кроме того, внутри оливина кумулятивных обособлений перидотитов, встречающихся в Алычалькском габброидном интрузиве обнаружены железо-медистые микрообособления, тесно ассоциирующие с халькозином. Магнетиты габброидов Актепинского массива и даек трахидолеритов Чадакского рудного поля содержат примесь никеля (габброиды:  $Ni$  0,17-0,19 %; трахидолеритовые дайки:  $Ni$  0,07-0,08 %). В титаномagnetитах даек трахидолеритов Башкызылская выявлены примеси золота и цинка (%):  $Au$  – 0,26;  $ZnO$  – 0,53.

*Апатит.* В меланогаббро Актепинского массива содержание его превышает 5 %. Намечается увеличение содержания апатита с повышением меланократости пород внутриплитной габброидной ассоциации региона. Они являются хлорсодержащими ( $Cl$  – 0,08-1,56 %) и также можно характеризовать их носителями иттрия ( $Y_2O_3$  – 0,0n-1,57 %) и редкоземельных элементов ( $TR_2O_3$  – 0,71-5,26 %), в некоторых случаях появляются минералы-концентраторы – редкие кристаллы иттроапатита ( $Y_2O_3$  – 2,00-5,64 %;  $TR_2O_3$  – 0,77-3,11%) и монацит ( $TR_2O_3$  – 42,09-64,22 %).

По относительной распространенности сульфидные минералы образуют следующий ряд убывания: халькопирит-пирит-галенит-сфалерит-молибденит-жемсонит. В составе халькопирита среднее содержание платиноидов – 2,03 %. Их высокие концентрации выявлены в халькопиритах трахидолеритовых даек Ерташская (до 5,64 %), мезократовых габбро Актепе (до 5,17 %), а в других породах ассоциации 0,32-3,22 %. Золото и серебро определены в халькопиритах габброидов Актепинского массива ( $Au$  – 0,13-0,27 %;  $Ag$  – 0,08-0,09 %), трахидолеритовых дайках Ерташа ( $Au$  – 0,08 %;  $Ag$  – 0,48 %) и Четсу-Шавкатли ( $Au$  – 0,03 %;  $Ag$  – 0,18 %). Содержания молибдена и рения сильно варьируют ( $Mo$  от 2,6 до 10,11 г/т, сред. – 3,75 г/т;  $Re$  до 1,53 г/т, сред. 0,25 г/т). Пирит рассматриваемых магматических пород является носителем никеля (0,13-1,82 %; сред. – 0,34 %), кобальта (0,07-7,36 %, сред. – 1,63 %), молибдена (0,0n-3,63 %, сред. – 0,95 %), рения (0,0n-1,66 %, сред. -0,54 %), платиноидов (0,0n-4,76 %, сред. – 1,85 %) и редких земель (0,33-3,04 %, сред. -1,55 %).

*Карбонатные минералы* в породах ассоциации представлены кальцитом, в виде обособлений, миндалинов и прожилков, содержащих во многих случаях сульфидные минералы, особенно, в дайках трахидолеритовых и лампрофиров. Кальцит в этих магматических образованиях является одним из носителей иттрия и редкоземельных металлов. Высокое содержание этих элементов определено в кальцитах трахидолеритовых даек Четсу-Шавкатлинского рудного поля (до 3,40 %), габброидах Актепинского и Алычалькского массивов (соответственно 2,08 и 2,77 %), а в лампрофировых дайках Бешкуля и Резака появляются калькинсит и синхизит – собственные карбонатные минералы-концентраторы редких земель.

Породы малых интрузий и даек основного состава характеризуются также, присутствием в них раскристаллизованных кремнещелочных, кремнещелочно-хлоридных и кремнещелочно-фосфатных флюидных микрообособлений, законсервированных внутри породообразующих минералов. Микрозондовыми исследованиями в составе таких микрообособлений рудоносных габбро Алычалькского массива определены довольно высокие концентрации меди ( $CuO$  1,23-60,27 %) и молибдена ( $MoO_3$  до 1,01 %). Солевые нанокристаллы флюидных микрообособлений, заключенных внутри породообразующих минералов даек

трахидолеритов Чадакского рудного поля содержат примеси золота ( $Au - 0,34 \%$ ) и родия ( $Rh_2O_3 - 1,10 \%$ ).

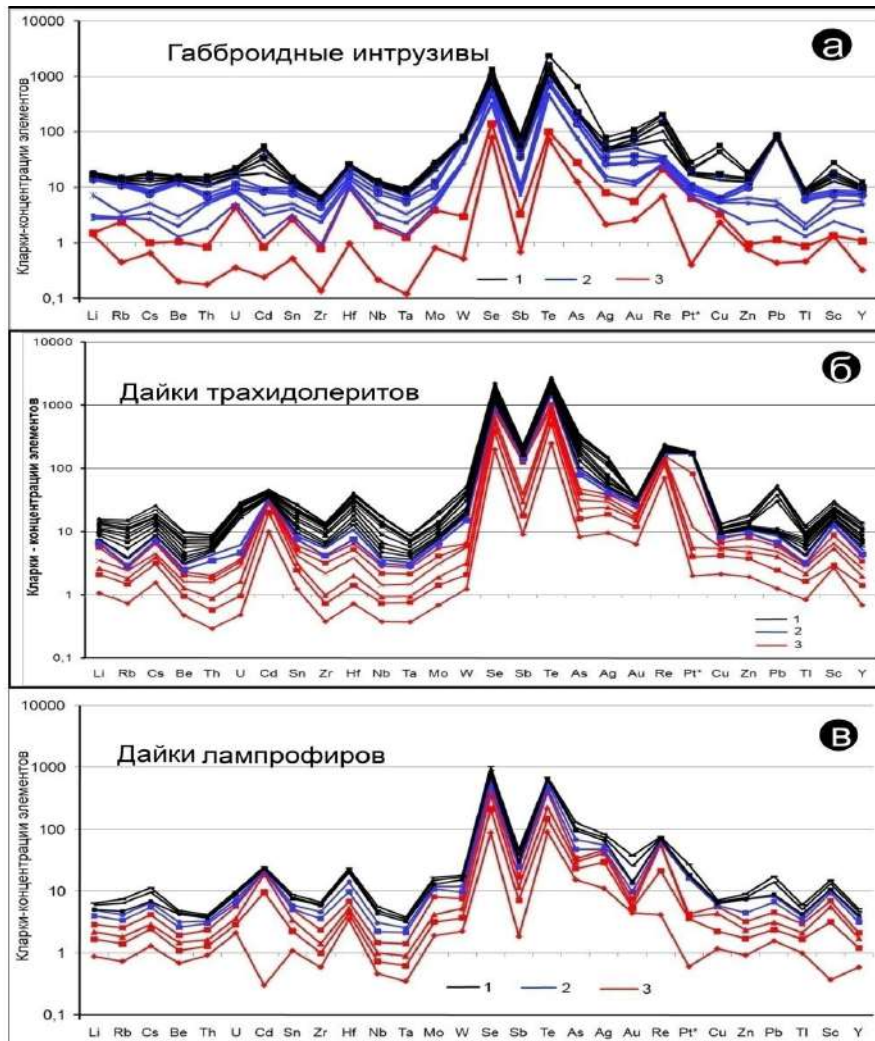
Для характеристики *геохимической специализации внутриплитной габброидной ассоциации* региона проведены масс-спектрометрические анализы пород. Высокое содержание *железа и титана* определено в меланократовых габбро Актепинского массива ( $Fe - 180000$  г/т,  $Ti - 24000$  г/т), где их концентрации выше в 3,1 и 5,3 раза их кларков. Превышающие кларки-концентрации выявлены также в мелано- и мезократовых дайках трахидолеритов и лампрофиров ( $Fe 58000 - 81000$  г/т,  $Ti 5900$  г/т -  $11166$  г/т). Повышенные содержания *кобальта* установлены в меланократовых габбро Актепинского ( $Co 49-100$  г/т), пироксенитах Курташского ( $Co 34$  г/т) и Алычалькского ( $Co 51$  г/т) интрузивов, чем в лейкратовых габброидах этих интрузивов. *Никель* в этих породах характеризуется пониженными, против кларка, содержаниями. В дайках основного состава никель и кобальт почти одинаково рассеяны: в трахидолеритах соответственно  $20$  г/т и  $27$  г/т, лампрофирах –  $23$  г/т и  $33$  г/т.

Характерной особенностью пород внутриплитной габброидной ассоциации региона является повышенное содержание *фосфора*, превышающее кларковые значения в 1,5-4, иногда в 9-12 раз, что свидетельствует о их геохимической специализации. Меланогаббро более обогащены фосфором, чем лейкогаббро ( $9000-12000$  г/т.).

Не все породы малых интрузий и даек базитов региона одинаково геохимически специализированы на *халькофильные элементы* ( $Cu, Zn, Pb, Tl, Cd, Se, Sb, As, Te, Bi, Ag$ ). Самые высокие содержания меди определены в габброидах Алычалькского массива ( $Cu - 30-1200$  г/т, сред.  $-386$  г/т). Они превышают кларк, иногда в 12-25 раз. Габброиды Актепинского интрузива характеризуются низкими количествами меди ( $Cu - 13-130$  г/т, сред.  $43,2$  г/т), пониженные содержания его выявлены также в мафитах Курташского интрузива ( $Cu - 43-110$  г/т, сред.  $76,5$  г/т). Медь концентрируется, в основном, в халькопирите и пирите. Средние содержания цинка и свинца в габброидах Актепинского массива являются околокларковыми ( $Zn - 112$  г/т,  $Pb - 21$  г/т), но сульфидизированные мезократовые габбро содержат до  $580$  г/т –  $Zn$  и  $1000$  г/т –  $Pb$ . Превышающие кларки количества установлены в рудоносных габбро ( $Zn - 190$  г/т,  $Pb - 58$  г/т) и пироксенитах ( $Zn - 140$  г/т,  $Pb - 20$  г/т) Алычалькского интрузива.

В размещении малых интрузий и даек основного состава региона наблюдается геохимическая зональность, связанная с различием эрозионных срезов массивов и рудных полей: с запада к востоку закономерно увеличиваются рудные элементы в них (рисунок 1). Габброиды Алычалькского массива характеризуются относительно высоким содержанием золота и серебра, чем Актепинского и Курташского интрузивов. Например, значения максимального содержания золота и серебра в породах Алычалькского габброидного массива (на востоке) соответственно в 10-20 и 12-14 раз превышают кларки ( $Au 0,045-0,086$  г/т,  $Ag 0,89-1,0$  г/т). В мафитах Курташского интрузива (на западе) концентрация золота превышает кларки в 3-5 раз ( $Au 0,011-0,013$  г/т), серебра – 5-6 раз ( $Ag 0,15-0,41$  г/т), а в габброидах Актепинского массива – соответственно 9-13 раз ( $Au 0,04-0,06$  г/т) и 7-8 раз ( $Ag 0,59-0,93$  г/т). Дайки трахидолеритов Чадакского рудного поля содержат золота и серебра относительно больше ( $Au 0,005-0,05$  г/т, сред.  $0,039$  г/т;  $Ag 0,21-2,23$  г/т, сред.  $0,68$  г/т), чем Ерташского ( $Au 0,014-0,05$  г/т, сред.  $0,032$  г/т;  $Ag 0,18-0,42$  г/т, сред.  $0,20$  г/т) и Кызылалмасайского ( $Au 0,003-0,027$  г/т, сред.  $0,017$  г/т;  $Ag 0,29-0,67$  г/т, сред.  $0,0447$  г/т). Подобная тенденция наблюдается и с содержаниями сурьмы, теллура и мышьяка.





**Рисунок 1.** Вариационные диаграммы кларков-концентраций элементов пород малых интрузий, даек трахидолеритов и лампрофиров: а – для габброидов Алычалькского (1), Актепинского (2) и Курташского (3) интрузивов; б – для даек трахидолеритов Чадакского (1), Ерташского (2) и Кызылалмасайского рудных полей (3); в – для даек лампрофиров Чадакского (1), Бешкуль-Сардалинского (2) и Кызылалмасайского рудных полей (3).

Таким образом, определены главные минералы-концентраторы, минералы-носители железа, титана, кобальта, меди, свинца, цинка, золота, серебра, фосфора и рудогенерирующие флюидные обособления, показывающие комплексность характера рудной минерализации, связанной с внутриплитной габброидной ассоциации региона. Геохимическая и металлогеническая специализация её на вышеприведенные элементы подтверждена локализацией в пределах интрузивов и приконтактовых ареалов апатит-магнетит-ильменитового, серебряного, полиметаллического оруденения с золотой и платиноидной нагрузкой.

### Литература

1. Мамарозиков У.Д. Состояние изученности проблемы внутриплитного магматизма Среднего Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2017. №1. С. 19-29.
2. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 2010. 227 с.

## РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ЦИРКОНА В КАЧЕСТВЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТРУМЕНТА

*Махмуд А.Ш. \*, Дьяконов В.В., (МГРИ), Давуд М. (Университет Менуфия, Египет)*

### **Аннотация**

Циркон является широко используемым инструментом для датирования абсолютного возраста и получения генетической информации о породах. Используются различные методы и технические средства, для их изучения как U-Pb SHRIMP, ID-TIMS, LA-ICP-MS и т. д., которые имеют различные степени чувствительности, точности и ограничения, что часто приводит к противоречиям датировок возрастов. Кроме того, игнорирование данных морфологии, внутренней структуры и типологической классификации приводит к значительной ошибке в интерпретации возраста. Мы суммируем проблемы, связанные с использованием циркона в датировании возраста, и дадим соответствующие рекомендации для каждого случая.

**Ключевые слова:** Циркон, Геохронология, Морфология, Типология, SHRIMP

### **Проблемы датировки по циркону**

Проблемы, связанные с оценкой возраста на основе циркона, можно разделить на геологические и технические.

#### **А) Геологические причины**

1. Тот факт, что рост кристаллов циркона может продолжаться на протяжении долгого времени, в разные тектонические и магматические эпизоды, отражающиеся в формировании зон обрастания вокруг центрального ядра. Многие примеры кристаллов циркона с сильно различающимся возрастом от ядра до края, зарегистрированы в метаморфических, например, [2] и магматических породах, например, [1];

2. Циркон метаморфических пород может оставаться морфологически стабильным до амфиболитовой фации, например [4], однако, при более высоких степенях, циркон может подвергаться химическим и физическим изменениям, таким как разрушение, округление краев (пирамид) и образование точечной коррозии на призмах, рекристаллизации, укрупнения «или созревания Оствальда», например [10], и роста новых цирконов во время метаморфизма. Это приводит к полному или частичному разрушению первоначальной идентичности таких цирконов и, следовательно, неточности определения возраста. Тем не менее, наблюдение за этими изменениями и сравнение его с зернами протолита может быть полезным для определения типа метаморфизма, степени, фации и стиля деформации [8]. Кроме того, новый рост циркона на ранее существовавших зернах (унаследованный циркон) сохраняет свидетельство нового метаморфического события или множественных эпизодов метаморфизма [9];

3. Гидротермальные растворы, и метасоматоз могут измениться химию циркона и могут влиять на изотопные отношения, например [3];

4. Определенные возрасты могут представлять различные даты, такие как возраст проникновения, возраст охлаждения, возраст постмагматических процессов или возраст формирования протолита, причем некоторые из них могут быть представлены в одном кристалле циркона;

5. Наличие экзотических кристаллов циркона (типа X), включенных из окружающих вмещающих пород во время транзита и размещения, например [5];

6. Непрозрачные зерна циркона с высоким содержанием U и Th подвергаются обширному повреждению решетки в результате радиоактивного распада, называемого зернами циркона «Малакон или Метамикт» [6], которые дают ложные возраста;

7. Изобилие минеральных включений в цирконе, особенно тех, которые образовались раньше, чем образование циркона, или позже в зоне зарастания, нарушают предполагаемый возраст, особенно этому подвержены методы испарения одного зерна.

#### **Б) Технические причины**

8. Общая проблема коррекции свинца (особенно на методе испарения, который едва ли измеряет небольшое количество  $^{204}\text{Pb}$ );

9. Несмотря на то, что кристаллическая решетка циркона устойчива и имеет очень высокие температуры закрытия для диффузии U и Pb ( $T > 700^\circ\text{C}$ ) [9], химические реакции, включающие миграцию Pb и U, трудно принять во внимание в интерпретация данных U / Pb, потому что они уже выщелочены из трещин, что может привести к неверно истолкованным определениям возраста;

10. В любых U-содержащих минералах, содержащих как  $^{235}\text{U}$ , так и  $^{238}\text{U}$ , два возраста можно рассчитать по двум независимым схемам; серия урана с распадом от  $^{238}\text{U}$  до  $^{206}\text{Pb}$  и серия актиния с распадом от  $^{235}\text{U}$  до  $^{207}\text{Pb}$ . Возраст, полученный по двум схемам распада, должен быть согласованным, при условии отсутствия потерь (или прироста) родительских или дочерних изотопов с момента кристаллизации минерала. Если возраст не совпадает, возможно, циркон не оставался изотопно закрытым в течение своей истории.

#### **Рекомендации**

Чтобы гарантировать адекватное использование цирконов для этой цели, эти рекомендации должны быть приняты во внимание.

1. В случаях на пунктах 1, 4, 8, и 10, рекомендуется проведение анализа SHRIMP, который допускает датирование "in situ" отдельных зон в цирконах;

2. В случаях на пунктах 3 и 7 рекомендуется исследовать катодоллюминесцентные изображения продольных изображений обратно рассеянных электронов срезов циркона, или в шлифах под микроскопом с большим увеличением;

3. В случаях на пунктах 2, 6, 9 и 10 рекомендуется исследовать морфологию циркона в сканирующем электронном микроскопе и выбрать циркон отвечающий требованиям;

4. В случае на пункте 5 рекомендуется проведение типологического исследования популяции циркона, то есть нанесение различных типов циркона на типологической диаграмме Пупина 1980 [7], которое помогает в идентификации X-типа, который появляется в одиночестве на расстоянии от основной популяции. Как следствие, его исключение для использования в возрастных датировках; и

5. В случаях на пунктах 3, и 6, рекомендуется проведение химического анализа циркона с помощью микрозонда.

#### **Литература**

1. Cambeses, A., Montero, P., Molina, J.F., Hyppolito, T., Bea F. Constraints of mantle and crustal sources and interaction during orogenesis: A zircon SHRIMP U-Th-Pb and O isotope study of the 'calc-alkaline' Brovales pluton, Ossa-Morena Zone, Iberian Variscan Belt. Lithos, 2019, v. 324, p. 661-683

2. Clifford, T. N., Barton, E. S., Stern, R. A., and Duchesne, J.-c. U-Pb zircon calendar for Namaquan (Grenville) crustal events in the granulite-facies terrane of the O'okiep copper district of South Africa: Journal of Petrology, 2004, v. 45, no. 4, p. 669-691

3. Dawoud, M.. Petrography, geochemistry and tectonic environment of the granitic rocks of Gebel Abu El Hassan-Gebel Abu Samyuk, Northern Eastern Desert, Egypt. Ph.D. Thesis Menoufia University. 1995, 157p.
4. Dölzlmüller, H., Finger, F., Schermaier, A. Die Ausbildung der Zirkone im Granitgneis des Hohen Sonnblicks (Penninkum, Ostalpen) und ihre Aussage zur Gesteinsgenese. - Mitt. Österreichische, Geologische Gesellschaft, 1989, vol. 81, p. 33-45, 5 Abb., Wien.
5. Finger, F., Friedl, G., Haunschmid, B. Wall-rock-derived zircon xenocrysts as important indicator minerals of magma contamination in the Freistadt granodiorite pluton, Northern Austria. *Geologica Carpathica*, 1990, vol. 42, p. 67-75.
6. Mitchell, R. S. Metamict minerals: A review, Parts I and II. *Mineralogical Record*, 1973, vol. 4, p. 177-182, 214-223.
7. Pupin, J. P. Zircon and granite typology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1980, vol. 73, p. 207-220.
8. Sturm, R. Physical and chemical changes of zircons during the formation of mylonites: An example from the Austrian Moldanubicum. *N. Jb. Mineralogy, Mh.* 1999 (4), p. 181-192; Stuttgart.
9. Vernon, R. H., Clarke, G. L.,. *Principals of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, New York, USA, 2008.
10. Watson E. B., Vicenzi E. P., Rapp R. P. Inclusion/host relations involving accessory minerals in high-grade metamorphic and anatexitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1989, vol. 101, p. 220-231.

## СОВРЕМЕННАЯ МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КОМПЛЕКТА ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ МАСШТАБА 1:1 000 000 ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН

*Мовланов Ж.Ж. \*, Абдуллаев Л.А., Седельников Л.В., Баев Г.А.  
(ИМР, Узбекистан)*

### Аннотация

В соответствии с геологическим заданием на 2017 год выполнялись полевые, камеральные и лабораторные работы на территории Восточного, Южного и Западного Узбекистана (Чаткальский, Гиссарский хребты, горы Мальгузар, Южный Нуратау, Гобдунтау и др.), а также тематические исследования на основе ранее проведенных геохимических работ и создание ЛБД по ранее проведенным работам.

**Ключевые слова:** геохимия, провинция, пояс, узел, масс-спектрометрия ISP-MS, узел, пояс, металлогеническая провинция, металлогеническая область, фундамент, горных и предгорных районы.

Работы по проекту начаты со сбора, обобщения и анализа геологоразведочных и тематических материалов (в основном сотрудники сектора ЛП ГП «ИМР»), отражающих основные результаты ранее проведенных мелкомасштабных научно-исследовательских и специализированных тематических геохимических исследований на территории Республики Узбекистан. Собрана соответствующая информация о металлогенической специализации и геохимическом поведении химических элементов в крупных иерархических единицах республики – в рудных районах, узлах, зонах и поясах, вплоть до уровней складчатых областей (составные части Тянь-Шаньского горного сооружения) и металлогенической провинции (условно территория Республики Узбекистан). Предварительно определены закономерности размещения рудных полезных ископаемых на рассматриваемой территории и в прилегающих площадях. Внимание также обращается на проявление различных рудно-формационных и геохимических типов оруденения, изучению новых теоретических обобщений и прогнозных построений. Сбор информации осуществлен из трех источников - из фондовых отчетов, опубликованных в открытой печати монографий и статей, и размещенных в Интернет обзоров по рассматриваемой тематике.

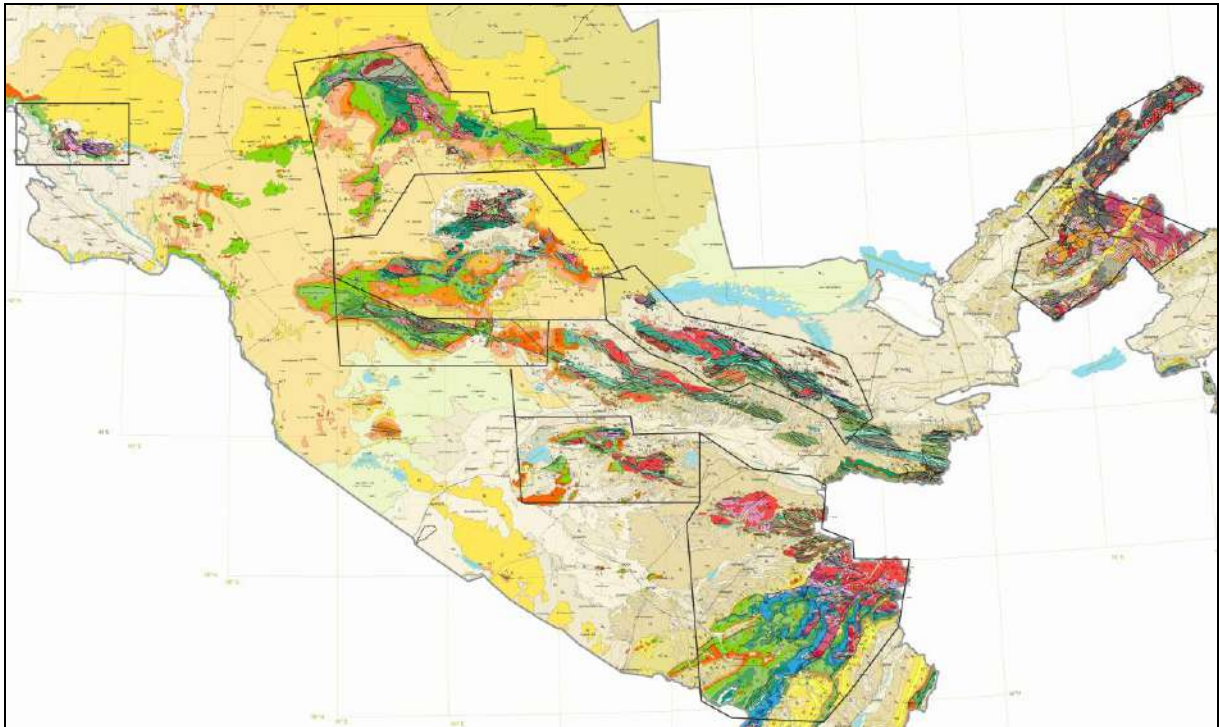
В тоже время анализ материалов показывает, что потенциальные возможности применения геохимических методов в Узбекистане до конца еще не раскрыты, в силу весьма неравномерной изученности территории (М.М. Пирназаров, 2011). На большей части территории республики геохимическая изученность соответствует масштабам 1:500 000-1:200 000. Учитывая зарубежный опыт, следует отметить, что наибольших успехов, в плане поисков, с помощью геохимических методов, достигли китайский специалисты. Они начав, впервые с 90-х годов прошлого столетия, планомерные региональные геохимические работы масштаба 1:1 000 000 - 1:200 000, с последующими более детальными исследованиями, выявили множество месторождений благородных, цветных, редких и черных металлов (А.А. Матвеев, 2003). При этом предварительно проводились мелкомасштабные геохимические исследования, основной целью которых являлось изучение геохимической характеристики и металлогенических особенностей региона, путем проведения планомерного опробования изучаемой территории по потокам рассеяния из почвенных и донных грунтов. К таким исследованиям относились съемки с отбором от 1 пробы на 200–300 км<sup>2</sup> до 2–3 проб на 1 км<sup>2</sup>.

В этой связи, в 2016 году ГП «НИИМР», с целью обеспечения единства методических основ геохимических поисков по потокам рассеяния, планировал проведение работ по составлению комплекта геохимических карт фундамента, горных и предгорных районов Тянь-Шанского орогенного пояса территорий Республики Узбекистан в масштабе 1:1 000 000. Актуальность исследований исходила из Постановлений Президента и Кабинета Министров Республики Узбекистан, где на Госкомгеологии возложены задачи по повышению объективности и достоверности информации на основе обеспечения качественного выполнения комплексных исследований по региональному геологическому изучению территорий и проведения на системной основе государственных геологических съемок с широким применением современных технологий и передовых методов прогнозирования. В рамках работы в сотрудничестве с китайскими специалистами, геохимическими площадями исследований были определены основные горно-возвышенные районы Узбекистана (рис. 1). В целом, площади исследований характеризуются сложным геологическим строением и широким проявлением складчатых структур и разрывных нарушений, развитием различных по составу и сложных по форме магматических образований с широким возрастным диапазоном осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических комплексов и разновозрастных и разноформационных рудных образований.

Основными задачами исследований являлись:

- разработка научно-обоснованных методов отбора геохимических проб представительных для мелкомасштабных построений в различных ландшафтно-геохимических условиях республики;
- идентификация и всесторонняя интерпретация геохимических аномалий скрытого оруденения с определением его первичной рудно-формационной специализации;
- выявление геохимических параметров (фоновые, аномальные и др. содержания), коэффициентов соответствия содержаний химических элементов по результатам опробования первичных и вторичных ореолов рассеивания, в том числе и по аллювиально-русовым отложениям.

Острая потребность в работах этого плана в Узбекистане объясняется высокими темпами внедрения в практику геохимических исследований современных методов усиления геохимических ореолов и высокочувствительных аналитических методов, особенно масс-спектрометрия ISP-MS, позволяющих на близкларковом уровне содержаний, количественно охарактеризовать практически весь спектр химических элементов, участвующих в процессе рудообразования.



**Рисунок 1.** Обзорная карта площадей для проведения геохимических исследований.

В настоящее время совместные геохимические работы с специалистами Сианьского Центра Китайской Геологической Службы находящимся в Узбекистане на основании Меморандума о взаимопонимании между Государственным комитетом Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам (Госкомгеологии РУз) и Министерством земельных и природных ресурсов КНР (от 18.08.2014г.), и в целях реализации Соглашения о научно-техническом сотрудничестве по геологии между Китайской Геологической Службой КНР и Госкомгеологии (от 15.06.2015г.) и Соглашению о проведении совместных исследований для выявления перспектив оруденения в пределах Тянь-Шаньского орогенического пояса, между Сианьским центром Китайской Геологической Службы и ГП «Институт Минеральных Ресурсов» Госкомгеологии Республики Узбекистан.

Выполнение работы по проекту начинались с анализа собранного ранее материала в совокупности с материалами о современном состоянии геолого-поисковой и геохимической изученности территории. Достигнутая детальность исследований эталонных рудных месторождений, и ранее выделенных перспективных площадей, позволили наметить основные методы и виды работ, обеспечивающих эффективное выполнение поставленных перед проектом задач.

Собранные материалы, достаточны для конкретизации рудоконтролирующих факторов проявления рудообразующих систем и аномальных геохимических полей различных иерархических уровней: металлогеническая провинция (территория республики) – металлогеническая область – рудная зона (узел, пояс), обрабатываются применением рангового метода исследования.

*Цель:* ознакомление с типичными месторождениями и методикой геохимического опробования масштаба 1:1 000 000; наблюдение элементов тектоники Тянь-Шаня в Узбекистане.

Обсуждён и составлен план для дальнейших исследований в области региональной-геологии, геохимии, стратиграфии и геохронологии, а также увязки геохимического опробования с временными и постоянными водотоками на территории Узбекистана.

В программе изучения: горы Чаткал-Кураминские и Мальгузарские; Зарафшано-Гиссарский и Нуратинский хребты; Центральные Кызылкумы; Зирабулак-Зиаэтинские и Султан-Увайские горные возвышенности [2].

Геохимическая съёмка была осуществлена после обучения местных геологов-геохимиков. Работы были организованы по территориальному принципу, согласованному с полевыми экспедициями и Госкомгеологией РУз.

Показаны площади геохимического опробования в рамках данной тематики, специалистами ГП «ИМР» осуществлено сотрудничество со специалистами подведомственных предприятий Госкомгеологии, проведено геохимическое опробование Тянь-Шаньского орогенного пояса на территории Республики Узбекистан в масштабе 1:1 000 000.

Результаты совместных научно-исследовательских работ опубликованы и использованы при выполнении текущих проектов ГП «ИМР», а также при составлении комплекта геохимических карт, серийной легенды при геолого-съёмочных работах.

В ходе совместных геохимических работ были обсуждены и апробированы методики отбора проб в разных ландшафтах при составлении комплекта геохимических карт по территории Тянь-Шаньского орогенного пояса масштаба 1:1 000 000 [1, 3].

Всего по территории Республики в течение 2016-2017 года было отобрано более 1000 геохимических проб и полученных результатов в лаборатории проведения многоцелевых анализов: масс-спектрометрический ISP-MS, полуколичественный спектральный и золото-спектрохимический. В результате этого была получена совершенно новая геолого-геохимическая информация, не имеющая аналогов, в сравнении с предыдущими исследованиями, выполненная в едином ключе на единой основе и пригодная для дальнейших региональных прогнозных построений. Интерпретация полученных данных проведена с применением современных геоинформационных технологий.

Пробы (более 1000 проб) гравия в полиэтиленовой посуде и бумажных пакетах направлены для проведения многоцелевых анализов в лабораториях Сианьского центра. Параллельно они сданы на анализы: сокращенный спектральный анализ методом просыпки; золото-спектрохимический и оптико-эмиссионным спектрометром ICPE и в настоящее время получены все результатов анализов, начата оформляться локальная база данных для обработки с китайским программным обеспечением «GeoExplorer».

На настоящее время наши результаты аналитических работ позволят синхронизировать исследования с работами геологов Сианьского центра.

Планировалось, что наиболее показательно это проявится в части идентификации в различных частях площади комплекса рудоконтролирующих признаков (геохимических и др.), ранее установленных как наиболее информативные в геологических близких условиях и пространственно прилегающих к ней эталонных рудных месторождениях и рудопроявлениях, а также в той или иной мере значимых рудных точках.

По полученным анализам (около 800 проб) пока нельзя делать серьёзных прогнозных заключений, а только предварительные намётки выделения перспективных позиций.



Таковыми явились позиции на серебро, золото, литий и др. Всего выделены перспективные позиции на 14 видов полезных ископаемых.

Но ещё раз следует отметить, что сделаны весьма предварительные намётки, по которым нельзя оценить масштабы оруденения.

Вывод:

- проведённые исследования позволили получить в едином масштабе (1:1 000 000) новую, единую для территории республики геохимическую информацию на основе которой были выделены уже более локальные площади перспективные на конкретные виды минерального сырья;

- необходима постановка следующего этапа работ в масштабе 1:200 000 на выделенных перспективных площадях, что позволит определить уже конкретные объекты для постановки поисково-разведочных работ и уже на конкретные виды полезных ископаемых.

### Литература

1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. - М., Недра, 1983, С. 191.
2. Пирназаров М.М. Золото Узбекистана: рудно-формационные типы, прогнозно-поисковые модели и комплексы. ГП «ИМР». Ташкент, 2017. С. 248.
3. Практика геологических разведок и минеральных ресурсов в странах Центральной Азии (на русском и китайском языках). ISBN 978-7-5605-6557-6. Xi'an Jiaotong university press. 2014. С. 98-127.

## ВЛИЯНИЕ ГАЗООБМЕНА И ТЕМПЕРАТУРЫ НА ХИМИЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

*Насыров А.А.\*. (МГРИ)*

### Аннотация

Рассмотрено влияние температурных факторов и газообмена на скорости химических реакций рудообразования. Показана роль тектонических нарушений с точки зрения необходимости наличия газообмена для формирования и сохранения залежей п.и.

**Ключевые слова:** закономерности химических реакций, рудообразование, тектонические нарушения, газообмен, температура, геотермическая ступень, геотермический градиент, энергия активации.

Общеизвестно, что химические реакции гораздо быстрее идут в газовой фазе. В природе, в геологических образованиях, любое тектоническое нарушение становится проводником газовой фазы, открывая путь к резкому возрастанию осуществления химических реакций любого вида. Вызванное неравномерным нагревом вмещающих пород, их наклоном, дегазацией, поступлением в трещины флюидов и вод, их кавитацией, испарением, химико-физическим воздействием контактов и т.д., изменение давления газовой фазы в тектонических нарушениях вызывает движение газов (тягу), газообмен, что создает предпосылки к началу активных метаморфических преобразований толщ и рудообразованию. Этим объясняются многочисленные геолого-тектонические «ловушки», геохимические барьеры, в которых наблюдается рудообразование. Что нужно для рудообразования? Чтобы оно «дышало», при этом химические соединения с преимущественно одной и той же группой элементов вступали в реакцию с другой группой элементов, и это должно происходить в стабильных и в как можно более благоприятных условиях: это, как минимум, не уменьшение температуры, давления, скорости газообмена, концентраций веществ в зоне реакции, а также не уменьшение «комфортности» среды, в которых осуществляются эти реакции для достижения энергии активации [1]. Без тектонических нарушений и последующего газообмена, процессы рудообразования будут весьма замедленными.

Зависимость влияния температуры на скорость взаимодействия веществ устанавливает правило Вант-Гоффа, которое состоит в том, что при повышении температуры на 10 градусов, происходит ускорение химической реакции до 4 раз.

*Влияние изменения температуры на скорость образования воды ( $O_2 + 2H_2 \rightarrow 2H_2O$ ):*

*Таблица 1*

Температура, °С	Время
18	230 млрд. лет
118	230 млн. лет
218	230 тыс. лет
318	230 лет
418	81 день
518	2 часа
618	7 секунд

С. Аррениус установил, что возрастание скорости большинства реакций при повышении температуры происходит нелинейно по следующему закону:

$$k = A \cdot e^{\frac{-E_a}{RT}} \quad (1)$$

где  $k$  — константа скорости реакции,  $A$  — множитель, определяемый видом реакции и показывающий общее число столкновений молекул;  $e$  — основание натурального логарифма;  $R$  — универсальная газовая постоянная 8,31 Дж/моль·К;  $T$  — температура, К;  $E_a$  — энергия активации Дж/моль — энергетический барьер, который должна приобрести молекула, чтобы произошло её химическое превращение. Перепишем закон в несколько ином виде:  $E_a = (lnA - lnk)/RT$  (2). Энергия активации не зависит от внешних факторов, а зависит от природы вещества: значение энергии до 40 - 50 кДж/моль позволяет веществам реагировать друг с другом довольно активно, а при превышении 120 кДж/моль вещества при обычных температурах будут реагировать очень медленно.

Значительное повышение температуры будущих рудоносных химических соединений приводит к росту количества молекул, достигших энергии активации, что способствует интенсификации химических превращений. Так, температура лав Везувия 1100-1200°C, Этны 1060-1300°C, Ошимы 1200-1300°C, вулкана Ключевского 1200°C. Конечно, такие температуры будут способствовать быстрому рудообразованию.

Однако далеко не всегда природа имеет возможность многократно повышать локальную температуру недр. Геотермический градиент в разных странах показывает колебания от 5°C до 148°C на 1 км или от 0,5°C до 15°C на 100 м глубины. Геотермическая ступень также изменяется в широких пределах: так, в США, по данным Б. Гутенберга, минимальное значение геотермической ступени составляет 6,7 м (штат Орегон), максимальное 137,8 м (штата Алабама). В России величина геотермической ступени изменяется от нескольких метров до 30-40 м в районах с горизонтально залегающими толщами пород и до 150 м - в районах с метаморфическими и магматическими породами [2]. Но богатые рудные залежи образуются и в таких слабопрогреваемых зонах.

Если хотя бы одно из реагирующих веществ в процессе рудообразования находится в твёрдом состоянии, то взаимодействие с ним происходит на поверхности раздела фаз, в связи с этим концентрация твёрдого вещества уже не играет существенной роли и даже не включается в уравнение кинетического закона действующих масс [3]. Для ускорения химических реакций необходим перевод такого вещества в газообразное состояние, в котором энергии связи молекул слабее и оно более подвержено химическим превращениям. На особую роль газовой фазы в формировании скорости реакции и указывает присутствие универсальной газовой постоянной  $R$  в законе изменения константы скорости (1). Альтернативный путь повышения скорости химических реакций рудообразования состоит в инициализации газообмена между реагирующими веществами; при этом не требуется достижения умопомрачительных температур в местах рудообразования: им достаточно быть просто прогреваемыми давлением для интенсификации реакций флюидов и газообразных фаз химических компонентов будущего п.и.

Большую роль играет определенная изолированность (локальность) осуществления рудообразования. Слишком мощные тектонические нарушения не дадут образовываться сверхсодержаниям по концентрациям и объемам тех или иных веществ в природе, т.к. интенсивный газообмен, флюидальный и водный обмены в этом случае зачастую будут служить разубоживанию образовавшейся залежи.

Таким образом, газообмен, наряду с температурой - важное и необходимое условие рудообразования, проявление которого в наиболее эффективном виде возможно только при наличии сети локальных тектонических нарушений.



## Литература

1. [www.ru-ecology-info.ru](http://www.ru-ecology-info.ru)
2. [www.mining-enc.ru](http://www.mining-enc.ru)
3. <https://obrazovanie.guru/himiya/skorost-reaktsii-i-factory-na-nee-vliyayushhie.html>

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЙ РЕНТГЕНОВКОЙ ТОМОГРАФИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ АРСЕНОПИРИТА

*Наумов Е.А.\* (МГРИ)»,  
Войтенко В.Н. (ООО «Норильскгеология»), Ковалев К.Р., Калинин Ю.А.,  
Пальянова Г.А. (ФГБУН «ИГМ СО РАН»)*

### Аннотация

С помощью высокоразрешающей рентгеновской томографии High Resolution X-ray Computed Tomography (HRXCT) было изучено распределение золота в игольчато-призматическом арсенопирите продуктивной пирит-арсенопиритовой ассоциации месторождения Суздаль в Восточном Казахстане. Результаты микрорентгеномографических исследований позволяют делать выводы о закономерностях распределения золота в сульфидах, что может быть использовано для расшифровки генезиса продуктивных минеральных ассоциаций, и в целях разработки оптимальных технологических схем извлечения золота.

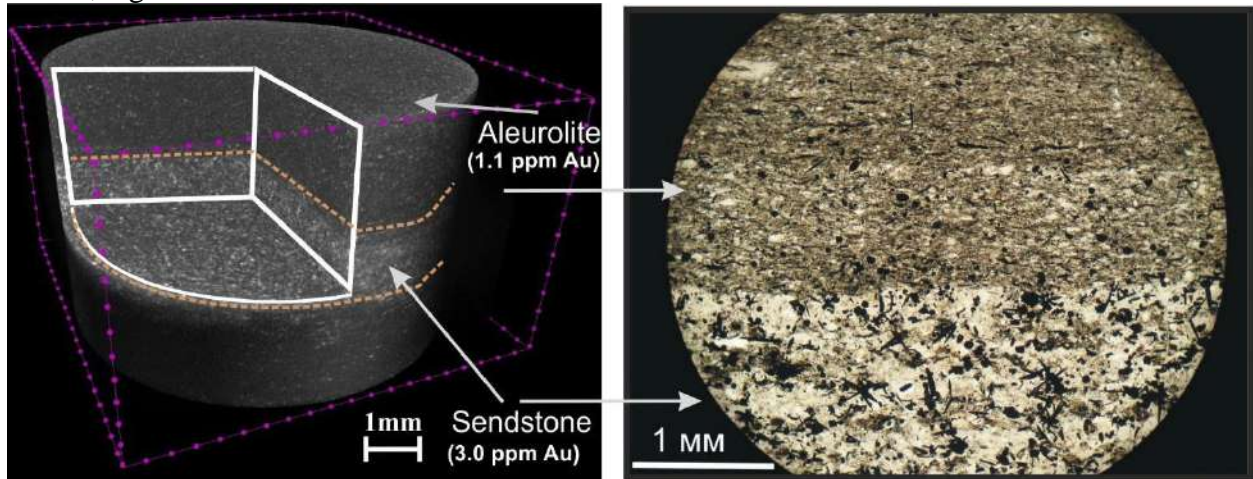
**Ключевые слова** золотоносный арсенопирит, Суздаль, рентгеновская томография HRXCT.

Использование методов высокоразрешающей рентгеновской компьютерной томографии High Resolution X-ray Computed Tomography (HRXCT), дающей трехмерную картину распределения различающихся по плотности фаз, в комплексном сочетании с традиционными методами исследования вещества (сканирующая электронная микроскопия, микрозондовый и LA-ICP-MS анализ и др.), позволяет по-новому взглянуть на такие дискуссионные проблемы, как формы нахождения золота в сульфидах, термодинамические закономерности и временные рамки его образования [Barnes и др., 2008; Godel, 2013; Kyle, Ketcham, 2015 и др.]

Золото большинства золоторудных месторождений с вкрапленным типом оруденения сопряжено с сульфидами, обычно арсенопиритом (месторождения в черносланцевых толщах) или мышьяк-содержащим пиритом (месторождений карлин-типа). Изучению тонкого невидимого золота (не обнаруживаемое традиционными методами оптической микроскопии) в сульфидах посвящено большое количество работ [Cook и др., 2013; Hough и др., 2011 и др.], что связано с необходимостью выявления форм его нахождения, установления временных взаимоотношений золота и сульфидов, разработки методик определения и технологических схем извлечения золота из «упорных» руд. При этом многие вопросы остаются дискуссионными. Находится ли золото в сульфидах в структурно-связанной форме с формированием стабильных и метастабильных фаз или же в моноэлементном состоянии в виде наночастиц или кластеров? Происходит ли совместная кристаллизация золота и сульфидов, либо имеет место более позднее отложение золота на сульфидах в результате адсорбционных или электрохимических процессов? По-новому взглянуть на некоторые из этих вопросов позволяет методы HRXCT. В настоящем докладе приведены результаты исследований золотоносного арсенопирита месторождения Суздаль в Восточном Казахстане.

Для целей тонких минералогических исследований авторами использованы Рентгеновский нанотомограф Bruker SkyScan2011, микротомограф Bruker SkyScan1172, на базе РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» и РЦ «Геомодель» (Санкт-Петербургский государственный университет). Анализы содержания микропримесей в арсенопирите выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100, в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Предел обнаружения для одностороннего  $2\sigma$  критерия с доверительной вероятностью 97.5 % составляет 30 г/т.

Пределы обнаружения других элементов в арсенопирите (мас. %): Fe - 0.018, As - 0.06, S - 0.02, Sb - 0.04, Ni - 0.005, Co - 0.004, Zn - 0.043, Cu - 0.02, для Ag - 470 г/т. Определение концентраций благородных металлов (Au и Ag) атомно-абсорбционным методом проводилось на спектрометрах Перкин-Элмер 503 с электротермическим атомизатором HGA-74 и дейтериевым корректором фона, система 3030 с атомизатором HGA-600 и коррекцией фона на основе эффекта Зеемана. Предел обнаружения Au - 5.10<sup>-8</sup>, Ag - 1.10<sup>-7</sup> %.

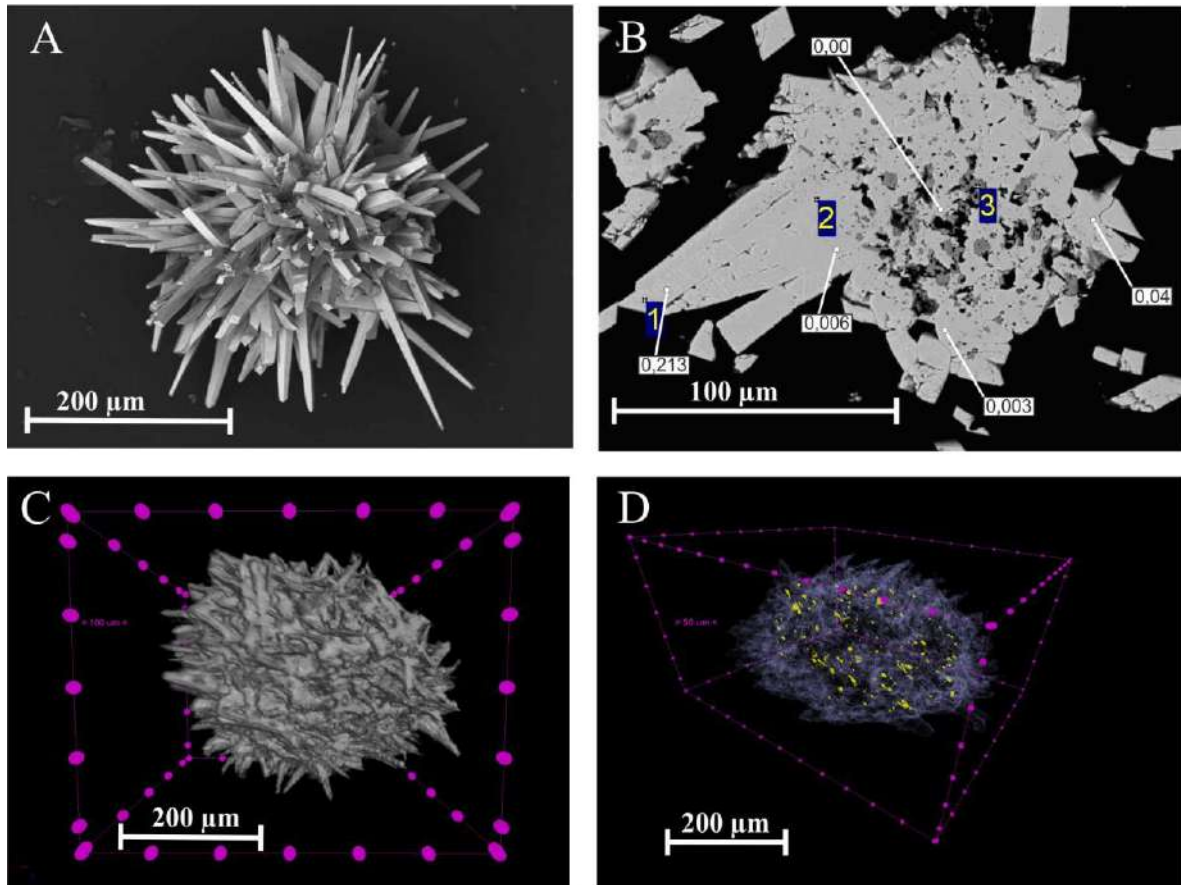


**Рисунок 1.** Прослой обогащенного арсенопиритом песчаника в алевролите, Суздальское месторождение, обр. Su-27. фото слева HRXCT 3D image, и микрофотография шлифа (фото справа)

В целом, для золотосульфидных месторождений характерны два морфологических типа арсенопирита, игольчато-призматический и крупнокристаллический. На Суздальском золоторудном месторождении (Восточный Казахстан) различными методами изучен игольчато-призматический арсенопирит, который встречается во вкрапленных рудах ранней пирит-арсенопиритовой продуктивной ассоциации. Он представлен мелкими кристаллами размером от первых микрон до сотен микрон, образующими звездчатые и друзовидные сростания игольчатых и призматических кристаллов (Рис. 2) в разной степени метоморфизованных углеродистых алевролитах и песчаниках. Минерализованные углеродисто-терригенные породы содержат золото до десятков г/т [Ковалев и др., 2011], степень золотоносности таких пород пропорциональна насыщенности тонкодисперсными сульфидами, преимущественно арсенопиритом. На Рис. 1. представлен снимок полированного шлифа типичной золотоносной породы, и HRXCT 3D изображение микрокерна ( $d=5\text{mm}$ ) этой же породы, насыщенной арсенопиритом. Зерна арсенопирита имеют удлиненные или изометричные псевдогексагональные формы. Они содержат включения рудных и нерудных минералов и имеют пойкилитовое строение. Предполагается, что осаждение частиц и нано частиц золота на гранях кристаллов арсенопирита происходит синхронно с ростом кристалла: при быстром росте золото распределяется в структуре арсенопирита относительно равномерно, при медленном росте формируются кластеры, обогащенные золотом [Fougereuse и др., 2016], а при остановке роста кристалла формируются крупные видимые дендритовидные или пленочные выделения самородного золота по граням кристаллов [Войтенко, 2014]. Арсенопирит Суздальского месторождения характеризуется субмикроскопическими вкраплениями золота, которые распространены крайне неравномерно (Рис. 2В).

По химическому составу арсенопирит ранней продуктивной ассоциации нестехиометричен и располагается в интервале значений серы 21-24 вес.%. Отношения

S/As в них составляют 1,16-1,21. Отмечается некоторое обеднение железом. Из элементов-примесей (по данным микронзондового анализа) отмечены Sb, Ni, Co. Содержания серебра в мономинеральных пробах арсенопирита обоих морфологических разновидностей невысоки, варьируют в пределах 0,92-9,1 г/т. Остальные элементы встречаются в незначительной части проб в концентрациях, близких к пределу обнаружения.



**Рисунок 2.** Сrostки кристаллов золотоносного арсенопирита (обр. Su-27) Суздальского месторождения (Восточный Казахстан); А – изображение со сканирующего электронного микроскопа; В - точки с определенными микрорентгеноспектральными содержаниями золота (вес.%); С и D - HRXCT 3D реконструкция.

Трехмерная HRXCT реконструкция позволила выявить микровключения самородного золота в центральных частях игольчатых агрегатов арсенопирита (рис. 2), хотя ранее исследователи предполагали присутствие в подобных игольчатых кристаллах исключительно «невидимого» золота. Аналогичные исследования авторов обнаружили микровключения золота и в игольчатых кристаллах арсенопирита Олимпиадинского месторождения (Енисейский Кряж), также характеризующиеся повышенной золотоносностью [Naumov и др., 2015].

В целом, методы высокоразрешающей рентгеновской микротомографии позволяют надежно идентифицировать более плотные фазы, такие как включения самородного золота в кристаллах минерала-носителя (арсенопирит, пирит) без разрушения последнего. Применение данной методики позволяет:

1. Оценить количество включений самородного элемента в матрице минерала- или породы-носителя и сделать выводы о степени золотоносности руды или породы.

2. Детально изучить закономерности распределения включений металла (приуроченности к определенным минералам, трещинам, граням роста кристаллов и т.п.) и предварительно оценить особенности морфологии зерен и прожилков без разрушения матрикса.
3. При применении комплексных методик (совмещенных с количественным анализом содержания золота) появляется возможность установить форму нахождения металла; определить, какой тип золота вносит наибольший вклад в продуктивность оруденения - самородные включения либо «невидимое» золото в виде наночастиц или структурной примеси.
4. Микро- и нано-рентгеномографические исследования предлагают новые возможности для разработки эффективных технологий переработки руд с целью максимального извлечения полезного компонента.

### Литература

1. Войтенко В. Н. Форма кристаллизации самородного золота в арсенопиритовых рудах базовского месторождения (по данным рентгеновской микротомографии) // Материалы III Всероссийской научной конференции «Практическая микротомография», Санкт-Петербург, 2014, с.26-28.
2. Ковалев К.Р. и др. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана // Геология И Геофизика. 2011. Т. 52. № 2. С. 225–242.
3. Barnes S.J. и др. Three-dimensional morphology of magmatic sulfides sheds light on ore formation and sulfide melt migration // Geology. 2008. Т. 36. № 8. С. 655.
4. Cook N.J. и др. Arsenopyrite-Pyrite Association in an Orogenic Gold Ore: Tracing Mineralization History from Textures and Trace Elements // Economic Geology. 2013. Т. 108. № 6. С. 1273–1283.
5. Fougereuse D. и др. Nanoscale gold clusters in arsenopyrite controlled by growth rate not concentration: Evidence from atom probe microscopy // American Mineralogist. 2016. Т. 101. № 8. С. 1916–1919.
6. Godel B. High-Resolution X-Ray Computed Tomography and Its Application to Ore Deposits: From Data Acquisition to Quantitative Three-Dimensional Measurements with Case Studies from Ni-Cu-PGE Deposits // Economic Geology. 2013. Т. 108. № 8. С. 2005–2019.
7. Hough R.M., Noble R.R.P., Reich M. Natural gold nanoparticles // Ore Geology Reviews. 2011. Т. 42. № 1. С. 55–61.
8. Kyle J.R., Ketcham R.A. Application of high resolution X-ray computed tomography to mineral deposit origin, evaluation, and processing // Ore Geology Reviews. 2015. Т. 65. С. 821–839.
9. Naumov E.A., Borisenko A.S., Nevolko P.A., Kovalev K.R., Tessalina S., Sazonov A.M., Savichev A.A., Zvyagina E. A.. Gold-sulfide (Au-As) Deposits of the Yenisei Ridge (Russia): Age, Sources of Metals and Nature of Fluids // Mineral Resources in Sustainable World, 13th SGA Biennial Meeting 2015. Proceedings, V. 1, pp. 165-168.



## ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЕЗАХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

*Немченко Е.И.\*; Липатникова О.А. (МГУ), Демина Л.Л. (ИОК)*

### Аннотация

В работе приведено распределение железа и марганца в вертикальных разрезах донных отложений Черного моря в прибрежных и глубоководных условиях. Рассмотрены механизмы окислительно-восстановительной динамики марганца и железа, что позволяет палеореконструировать динамику кислорода в донных отложениях.

**Ключевые слова** донные отложения, Черное море, отношение Mn/Fe

Изучению распределения Fe и Mn в твердой фазе донных отложений уделяют большое внимание вследствие их чувствительности к окислительно-восстановительным условиям в водных средах.

В работе (Naeher et al., 2013) соотношение Mn/Fe было использовано для восстановления изменяющихся окислительно-восстановительных условий среды осадкообразования, т.е. для палеореконструкции динамики кислорода. Чем меньше отношение Mn/Fe, тем ниже концентрация O<sub>2</sub> в водяном столбе. Это объясняется более быстрым восстановлением Mn, по сравнению с Fe в бескислородных условиях, что приводит к концентрированию Fe по отношению к Mn в твердой фазе осадков, и вследствие этого к уменьшению отношения Mn/Fe.

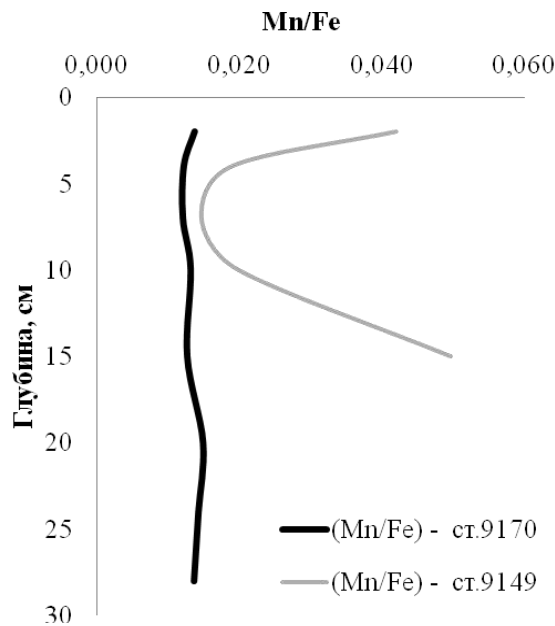
Цель данного исследования – изучение распределения Fe и Mn в вертикальных разрезах донных отложений Черного моря и реконструирование динамики кислорода в условиях сероводородного заражения и без него.

Материал для работы был собран в ноябре–декабре 2016 года во время 91-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН. Исследованы 14 образцов из двух колонок: станция 9170 (с сероводородным заражением) – 9 проб и станция 9149 (без сероводородного заражения) – 5 проб. Колонка мощностью 28 см (станция 9170) была отобрана мультикорером на глубине 645 м и колонка мощностью 15 см (станция 9149) на глубине 58 м была отобрана дночерпателем.

Осадки представляли собой темно-серый однородный тонкопелитовый ил жидкой и полужидкой консистенции (постепенно уплотняющийся с глубиной). В осадках на станции 9170 присутствовал запах сероводорода. Образцы были высушены в стеклоуглеродных тиглях при 70 °С и растерты в фарфоровой ступке. Затем в пробах были определены валовые содержания Fe и Mn методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием портативного спектрометра Thermo Niton XL3t (модификация Niton XL3t900). Измерения проводились на кафедре геохимии геологического факультета МГУ.

По полученным данным сероводородное заражение в большей степени оказывает влияние на валовое содержание Fe по сравнению с Mn (для станций 9149 и 9170 содержание Fe в среднем составляет 13 и 30 г/кг; Mn – 390 и 370 мг/кг соответственно).

Далее для двух рассматриваемых станций было рассчитано отношения Mn/Fe (рис.1).



**Рисунок 1.** Отношение Mn/Fe в зависимости от глубины нахождения осадка на станциях 9170 и 9149.

Отношение Mn/Fe в донном осадке станции 9170 колеблется от 0,012 до 0,015, составляя в среднем 0,013, тогда как на станции 9149 от 0,015 до 0,05, составляя в среднем 0,03, что соответствует среднему значению отношения Mn/Fe в осадочных породах (Виноградов, 1962). Это обусловлено тем, что в условиях сероводородного заражения преобладают восстановительные условия, следовательно, отношение Mn/Fe в осадке в среднем в 2,2 раза меньше в глубоководной колонке, чем в прибрежной.

На станции 9170 не наблюдается динамики изменения отношения Mn/Fe, следовательно, можно сделать вывод о том, что на этой станции всегда преобладали восстановительные условия, это можно объяснить тем, что станция 9170 глубоководная с сероводородным заражением.

На станции 9149 в толще 15–10 см отношение Mn/Fe резко уменьшалось от 0,050 до 0,020, следовательно, уменьшалась концентрация кислорода, и начинали преобладать восстановительные условия. В толще 10–5 см Mn/Fe=0,015, т.е. в период накопления этих осадков преобладали восстановительные условия схожие с условиями на станции 9170. В толще 5–0 см наблюдается резкое увеличение Mn/Fe от 0,015 до 0,042, следовательно, возрастала концентрация кислорода, т.е. условия становились более окислительными. Исходя из этого можно предположить, что нижняя толща осадка накапливалась в прибрежных условиях, затем, в результате морской трансгрессии условия осадконакопления для этой колонки изменились на глубоководные с возможным сероводородным заражением, а в настоящее время осадконакопление вновь идет в прибрежных условиях.

*Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 14-27-00114-П и № 14-50-00095).*

### Литература

1. Виноградов А.П. (1962) Среднее содержание химических элементов в горных породах. Геохимия, 7, 555-571.
2. Naehrer S., Gilli A., North R.P., Hamann Y., Schubert C.J. (2013) Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich, Switzerland. Chem. Geol., 352, 125-133.

**БАДДЕЛЕИТ КВАРЦЕВЫХ ГАББРО-НОРИТ-ДОЛЕРИТОВ  
ЛОЗОВСКОГО ИНТРУЗИВА. ЮЖНАЯ ОКРАИНА  
СИМФЕРОПОЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ. ГОРНЫЙ КРЫМ**

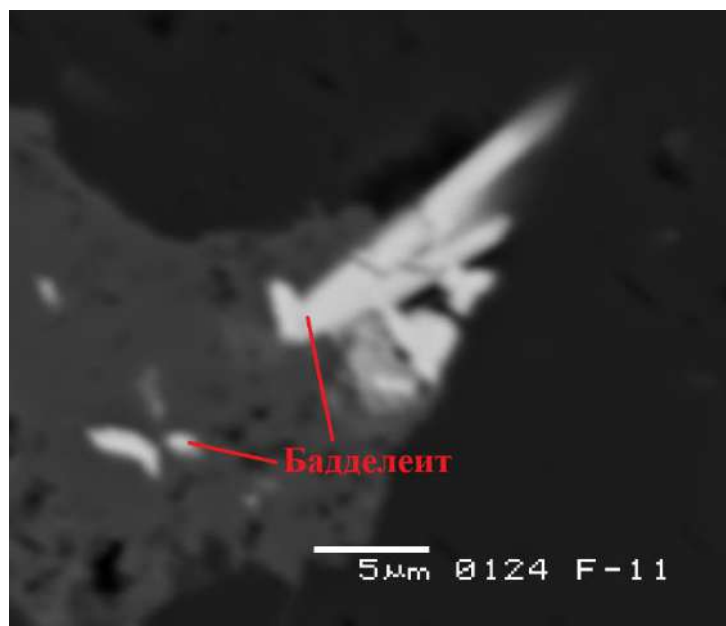
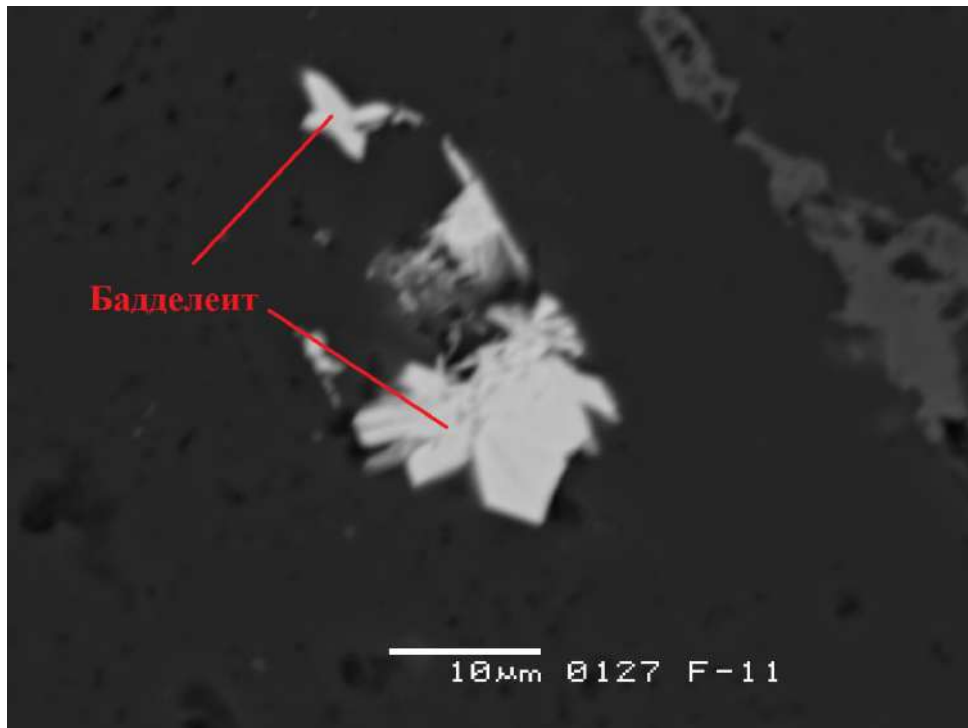
*Овсянников Г. Н. \*, Шакуров Д. И (МГУ)*

**Аннотация:**

Бадделеит  $ZrO_2$  - характерный минерал бедных кремнеземом магматических пород, от щелочных (чаще) до низкощелочных; последние обычно содержат оливин. По данным Э.М. Спиридонова бадделеит – характерный раннемагматический минерал габброидов интрузивов Аю-Даг, Партенит, Балаклава, Кушнарёвский, типичных образований раннебайосского Первомайско-Аюдагского комплекса мезозоид Горного Крыма (Спиридонов и др., 2017, 2018). В более поздних минеральных ассоциациях кварцевых габброидов Аю-Дага и иных интрузивов развит насыщенный кремнеземом циркон. Мы обнаружили бадделеит в средне-крупнозернистых и среднезернистых кварцевых габбро-норит-долеритах центральной части Лозовского (Ферсмановского) интрузива, внедрившегося в лислоцированную толщу аргиллитов, алевролитов и песчаников таврического флиша. Бадделеит слагает длинно- и короткопризматические кристаллы длиной до 30 микрон и их срастания (рисунок 1). Иногда наблюдаются характерные для бадделеита крестообразные двойники (рисунок 2). Химический состав Лозовского бадделеита, определённый с помощью электронного микроскопа кафедры петрологии МГУ, масс. % : 96,81-97,03 %  $ZrO_2$ , 1,71-1,78 %  $HfO_2$ , 1,21-1,55 %  $TiO_2$ , 0,91-1,35 %  $Y_2O_3$ . Наличие бадделеита свидетельствует о том, что в габброидах содержался оливин, который полностью заместился ортопироксеном.



*Рисунок 1. Сrostок призматических кристаллов бадделеита в ассоциации с ромбическим пироксеном и магнезиальным ильменитом. Фото в отражённых электронах.*



*Рисунок. 2. Характерные крестообразные двойники бадделейта. Фото в отражённых электронах.*

#### Литература

1. Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С. Цирконолит, бадделейт, циркон и торит островодужных анортит-битовнитовых кварцевых габбро-норит- долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Вестн. МГУ. Геология. 2018. № 5. С. 70-78.

## КЕРСУТИТ И ГАСТИНГСИТ ОЛИВИНОВЫХ ГАББРО-НОРИТ-ДОЛЕРИТОВ И ЛАМПРОФИРОВ СРЕДИ НИХ. ИНТРУЗИВ У РЕКИ БОДРАК, ГОРНЫЙ КРЫМ

Овсянников Г. Н.\* (МГУ)

### Аннотация

Интрузив у р. Бодрак расположен в Горном Крыму и относится к островодужному Аюдагско-Первомайскому интрузивному комплексу. В ходе работы был произведен микрозондовый анализ минералов оливиновых габбро-норит-долеритов и лампрофиров, входящих в состав интрузива. Большое внимание уделено амфиболам, которые отражают этапы становления интрузивного тела. Впервые в Горном Крыму описан низкотитанистый керсутит.

**Ключевые слова:** низкотитанистый керсутит, гастингсит, мезозоиды Горного Крыма, р. Бодрак.

В мезозоидах Горного Крыма широко распространены интрузивы раннебайосского островодужного габброидного (плагиоцерцолит - габбро-норит-долерит - габбро-диорит-долерит – кварцеводиорит - плагиогранитного) Первомайско-Аюдагского комплекса (Спиридонов и др. 2017, 2018). Обычно, островодужные магматические системы насыщены водой (Заварицкий, 1955). Островодужные габброиды интрузивов Аю-Даг, Лозовского, Петропавловского, Партенит, Балаклавы бедны водой, возможно, из-за геологических особенностей их становления (Спиридонов и др. 2018).

В силлообразном интрузиве оливиновых габбро-норит-долеритов в верхнем течении реки Бодрак установлены явные признаки обилия воды в магматической системе. На участке резкого изгиба, протяжённостью около 10 м, в этом интрузивном теле габбро-норит-долериты содержат вкрапленность керсутита и гастингсита и множество жило- и дайкообразных обособлений базитового состава с обилием керсутита и гастингсита. Эти жильные образования имеют облик типичных лампрофиров. (Рисунок 1) Для них характерны резко выраженные флюидалные текстуры течения, образованные длиннопризматическими кристаллами амфибола и табличками плагиоклаза. Ниже приведена первая характеристика состава амфиболов Первомайско-Аюдагского комплекса. Центральные части кристаллов амфибола слагает низкотитанистый керсутит, внешние части – гастингсит (диаграмма). Составы типичных керсутитов и гастингситов отра

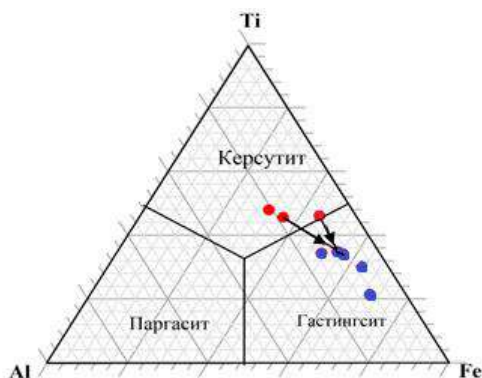


Диаграмма состава амфиболов

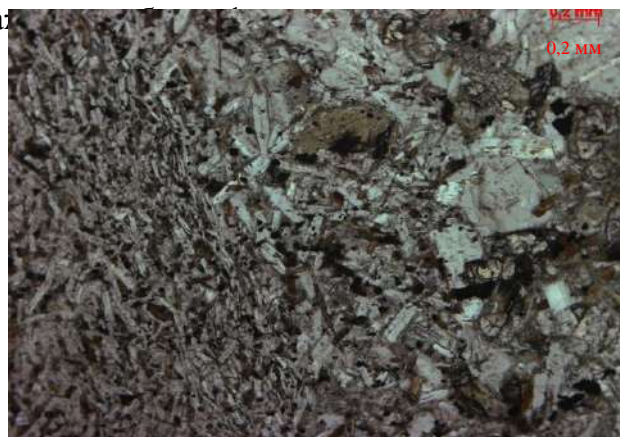


Рисунок 1. Лампрофиры с флюидалной текстурой. В проходящем свете при 1 николе

№№	6	7	15	16
Na	0,667	0,684	0,715	0,700
K	0,140	0,149	0,145	0,150
Сумма	0,807	0,833	0,938	0,932
Ca	1,780	1,607	1,822	1,673
Y	-	-	0,042	0,052
Sr	-	-	0,077	0,082
Сумма	1,780	1,607	1,864	1,725
Mg	2,678	2,057	2,614	2,297
Fe <sup>2+</sup>	1,272	1,877	1,292	1,602
Mn	0,029	0,066	0,021	0,049
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-
Сумма	4	4	4	4
Al	0,092	0,103	0,184	0,094
Fe <sup>3+</sup>	0,448	0,549	0,359	0,564
Ti	0,461	0,348	0,457	0,342
Сумма	1,000	1,000	1,000	1,000
Si	5,935	6,162	5,860	6,073
Al	2,065	1,838	2,140	1,927
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-
Сумма	8	8	8	8
O	22	22	22	22
ОН	2,000	1,975	1,992	1,973
Cl	0,000	0,025	0,008	0,027
Сумма	2	2	2	2

	6	7	15	16
SiO <sub>2</sub>	41,2	42,11	39,57	41,19
TiO <sub>2</sub>	4,25	3,16	4,1	3,08
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	НПО	0,26	НПО
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,47	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,7	11,25	13,31	11,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,12	4,98	3,22	5,08
FeO	10,56	15,33	10,43	12,99
MnO	0,24	0,53	0,17	0,39
MgO	12,47	9,43	11,84	10,45
SrO	-	-	0,83	0,88
CaO	11,53	10,25	11,48	10,59
Na <sub>2</sub> O	2,39	2,41	2,49	2,45
K <sub>2</sub> O	0,76	0,8	0,77	0,8
Cl	НПО	0,1	0,03	0,11
Сумма	100	99,85	98,78	99,74

Таблица 1. Химические составы избранных амфиболов, представленные в формульных единицах и массовых процентах.

### Выводы

Амфиболы оливиновых габбро-норит долеритов интрузива явно указывают на содержание воды в магматической системе, что отражает принадлежность комплекса к островодужной формации. Полученные данные об эволюции содержания титана в расплаве говорят о длительном процессе становления пород и высокой температуре начала кристаллизации интрузива.

### Литература

Опубликованная

1. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы, М.: Издательство АН СССР, 1955.
2. Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С. Цирконолит, бадделеит, циркон и торит островодужных анортит-битовнитовых кварцевых габбро-норит- долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Вестн. МГУ. Геология. 2018. № 5. С. 70-78

## СПОСОБЫ СОЗДАНИЯ ИЗНОСОСТОЙКОГО ПОКРЫТИЯ ЧЕРНОГО ЦВЕТА НА СЕРЕБРЯНЫХ ЮВЕЛИРНЫХ СПЛАВАХ

*Давыдов С.С., Овсянникова В.Е\*, Яременко Е.Г. (НИТУ МИСиС)*

### Аннотация

В настоящее время для серебряных изделий используется ряд покрытий черного цвета: эмалирование, оксидирование, рутенирование, патинирование и другие. Они обладают некоторыми недостатками, при устранении которых процесс нанесения покрытия становится менее трудоемким и дает более высокое качество.

**Ключевые слова:** чернение, покрытие, рутенирование, холодная эмаль, патинирование, оксидирование, серебро.

При изготовлении изделий из серебра основным вопросом является сохранение его первоначального вида в течение длительного срока. В первую очередь это касается декоративных покрытий на серебре, которые подвержены истиранию. Известны покрытия, которые различны по свойствам, способам нанесения, толщине слоя и долговечности. Основная цель создания декоративных покрытий: улучшение эстетических качеств серебряного изделия с учётом сложности его рельефа, а также уменьшение степени изменения внешнего вида с течением времени.

Чаще всего применяются следующие виды покрытий: оксидирование, патинирование, эмалирование, родирование, рутенирование. Оксидированием считается процесс формирования оксидных пленок на поверхности металла, путем пассивации или нанесения декоративных слоев. Патинирование происходит за счет окисления металла под воздействием внешней среды, данный эффект также может быть достигнут нанесением на поверхность имитирующих красящих составов. Подобным способом наносятся эмали, состоящие из солей кремниевой кислоты, борного ангидрида, окислов свинца, калия, бария, натрия, трехоксида мышьяка, сурьмы и окислов красящих металлов, однако, в данном случае, красящий элемент наплавляется на металл. Родирование и рутенирование представляют собой осаждение на металл родия или рутения соответственно. В Таблице 1 представлены некоторые характеристики покрытий.

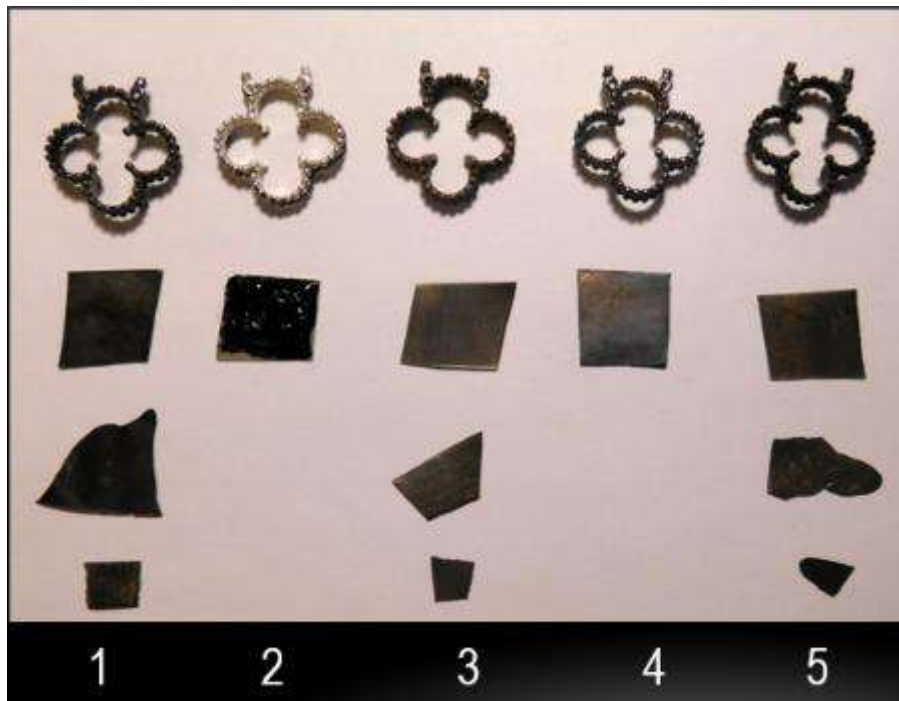
*Таблица 1. Характеристика покрытий*

Вид покрытия	Необходимость предварительного обезжиривания	Время нанесения покрытия, мин	Стойкость к истиранию, мин
Оксидирование	Да	2	1
Рутенирование	Да	4	2
Эмаль (холодная)	Да	15	4
Патинирование	Да	2	2
Модифицированное патинирование	Нет	2	3

У названных видов покрытий был выявлен ряд недостатков, а именно: трудоёмкость процесса нанесения, качество получаемого покрытия или низкая износостойкость. Учитывая данные факторы, была проведена серия опытов с целью нахождения наиболее простого в нанесении и при этом наиболее долговечного покрытия.

Образцы серебра 925 с плоской и рельефной поверхностью подвергались оксидированию, патинированию, рутенированию и нанесению эмали. В ходе

экспериментов, наилучшие результаты по качеству покрытия и скорости нанесения показали оксидирование и патинирование. Качественно отличающийся результат проявляется за счет образования стойких химических связей между покрытием и сплавом изделия, основным компонентом создания которых является сера. Каждое покрытие отличается своими второстепенными элементами. Было решено усилить раствор для патинирования ( $\text{CuSO}_4$ ) путем увеличения концентрации серы. Новый раствор был опробован также на изделиях с плоской и рельефной поверхностью, дал более насыщенный цвет покрытия и, как показали дальнейшие опыты, более высокую износостойкость. Долговечность покрытия проверялась полировкой образцов фетровыми кругами на шлифовальном станке без использования вспомогательных полировочных средств. Результаты, полученные в ходе экспериментов, приведены на рисунке 1.



**Рисунок 1.** Сравнение покрытий черного цвета на серебряных деталях 925 пробы, где 1- рутенирование, 2 - холодная эмаль, 3 - патинирование, 4 - оксидирование серой, 5- модифицированный раствор.

Важным этапом в нанесении декоративного покрытия является подготовка поверхности, а именно обезжиривание. Оно выполняется разными методами с помощью едких кислот и щелочей (отбел для серебра, сода каустическая). Это обеспечивает лучшую адгезию декоративного слоя к основанию и продлевает срок службы. Обезжиривание занимает в среднем 2 минуты, в некоторых случаях выполняется многократно, так как не всегда удается удалить с первого раза остатки полировочных паст. Повышение кислотности раствора для патинирования позволяет, как минимум, избежать многократного обезжиривания или позволяет исключить его полностью. Повышение кислотности осуществляется путем добавления 10 г концентрированной лимонной кислоты на 100 мл раствора. Данная модификация раствора позволяет получить черное покрытие на серебре насыщенного цвета без предварительного обезжиривания поверхности.

Выводы:



- 1) Популярные декоративные покрытия для серебряных изделий обладают рядом недостатков: не высокой износостойкостью, сложностью в нанесении.
- 2) Самыми простыми в нанесении являются оксидирование и патинирование.
- 3) Стандартный раствор для патинирования может быть улучшен повышением концентрации серы и добавлением лимонной кислоты, что дает более стойкое покрытие насыщенного цвета с меньшими трудозатратами при нанесении.

### Литература

1. Новиков В.П., Павлов В.С. Ручное изготовление ювелирных украшений // Санкт-Петербург: Политехника, 1991 - с.208

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЕ ВОДЫ НА ПРОЧНОСТЬ И ДЕФОРМИРОВАНИЕ СКАЛЬНЫХ ПОРОД

*Панфилов П.Е.,\* Панфилов Г.П., Зайцев Д.В. (УФУ),  
Кочанов А.Н. (ИПКОН)*

### Аннотация

Изучено влияние воды на прочностные и деформационные характеристики скальных пород. Проведено сравнение деформационного поведения образцов горных пород при испытаниях на одноосное и диаметрально сжатие на воздухе и в воде. Установлено, что независимо от схемы нагружения, под влиянием воды происходит снижение предела прочности и деформации до разрушения, тогда как скорость продольных волн возрастает по сравнению с испытаниями на воздухе. На микроскопическом уровне под влиянием воды происходит уменьшение ширины микротрещин и длины опасных трещин.

**Ключевые слова** скальная порода, вода, прочность, одноосное и диаметрально сжатие, скорость продольных волн, ультразвуковые измерения, трещина, деформация

По оценкам в земной коре содержится примерно треть водных ресурсов планеты: объем воды в осадочных горных породах (ГП) составляет около 90 млн. км<sup>3</sup>, в метаморфических горных породах – 22 млн. км<sup>3</sup>, в базальтовом слое – 730 млн. км<sup>3</sup> [1]. Вода может проникать в ГП различными путями, например, по границам раздела между кристаллитами, что приводит к образованию на них адсорбционных пленок связанной воды. Из-за этого может происходить снижение поверхностной энергии кристалла и, как следствие, облегчаться как зарождение решеточных «дефектоносителей» пластической деформации, так и их движение под действием внешних напряжений. Явление существенного облегчения пластической деформации кристаллического материала из-за адсорбции частиц окружающей среды на его поверхности, проявлением которого является резкое снижение предела текучести, сопровождаемое снижением прочности, известно, как эффект Ребиндера [2].

К проявлениям этого эффекта можно отнести некоторые особенности деформационного поведения обводненных ГП в сравнении с необводненными [3]. Например, при нагружении «сухих» образцов ГП происходит локализованное накопление деформационных дефектов и, как следствие, развитие единственного очага разрушения; тогда как в водонасыщенных образцах, очаги разрушения распределены хаотично по всему объему при высокой степени поврежденности материала [4]. В настоящей работе изучается влияние воды на деформационное поведение, включая развития трещин, лабораторных образцов различных типов скальных пород (гранит, серпентинит, песчаник, известняк и доломит).

Деформационное поведение или прочностные свойства лабораторных образцов при нагружении по схемам одноосного сжатия и диаметрального сжатия – непрямого растяжения изучали по деформационным кривым [5]. Развитие трещин на боковой поверхности образцов при непрямом растяжении изучали методом МИ при помощи оптического микроскопа МИМ-8М, оснащенного цифровой камерой высокого разрешения [5]. Поверхности изломов образцов изучали на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6390. Образцы для механических и ультразвуковых испытаний изготавливали в форме кубиков (размером 50x50x50 мм<sup>3</sup>), а малогабаритные образцы для испытаний на одноосное и диаметрально сжатие и МИ трещин – в форме дисков диаметром 6 мм и толщиной 3 мм. Испытания каждой ГП проводили на двух группах лабораторных образцов, по пять штук в каждой. В первую (контрольную) группу

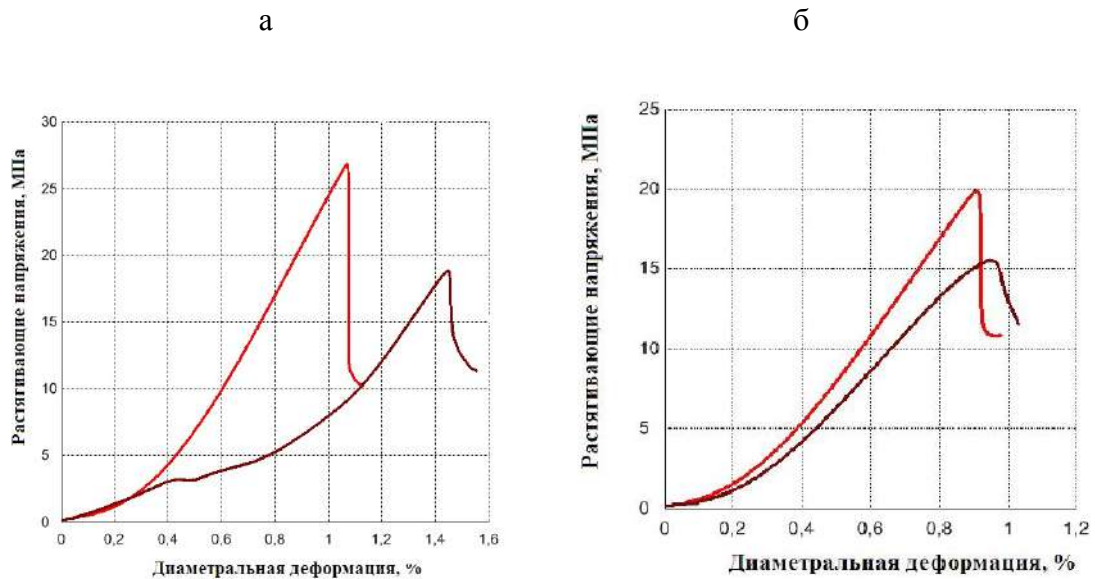
входили «сухие» образцы, тогда как образцы из второй группы перед испытаниями были выдержаны в течение суток в водопроводной воде при комнатной температуре.

Ультразвуковые измерения скорости продольных волн в кубических образцах проводили при помощи прибора УК-14П и датчиков с собственной частотой 100 кГц по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Это позволило определить показатель акустической анизотропии, который трактовался как отношение максимально измеренной скорости в образце к ее минимальному значению. Механические испытания малогабаритных образцов ГП проводили на электромеханической разрывной машине Shimadzu AG-50K XD (скорость перемещения траверсы 1 мм/мин). Величину предела прочности и деформации до начала распада на части образцов определяли по кривым «деформация – напряжение».

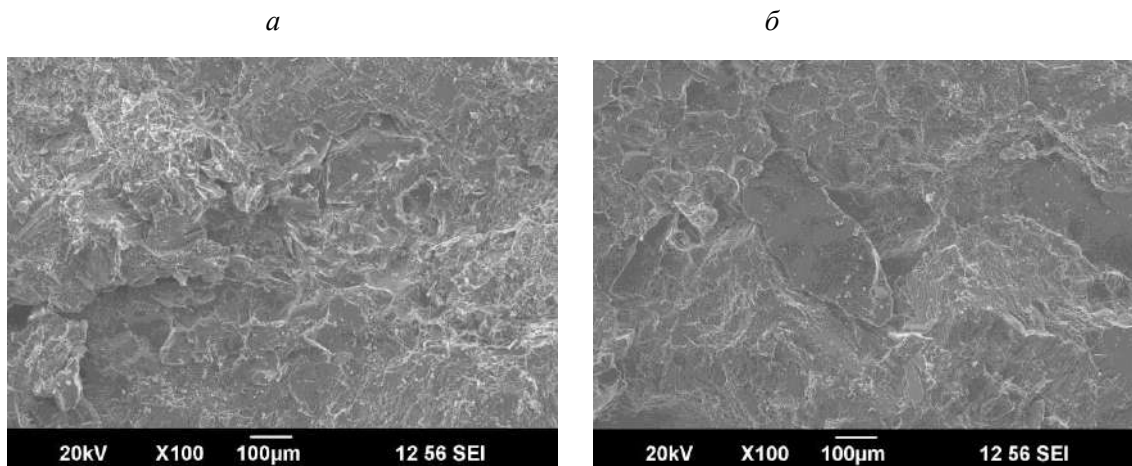
По результатам исследований в образцах доломита и известняка при их водонасыщении установлено снижение прочности соответственно в 1,2-1,32 и 1,28-1,53, а в образцах песчаника прочность практически не изменялась. Как показывают эксперименты на образцах известняка, величина исходной пористости не определяет величину снижения их прочности при водонасыщении. В образцах доломита с пористостью 9,0 - 14,2% в большинстве случаев скорость увеличивалась по трем измеряемым направлениям в 1,2 раза, в тоже время в отдельных образцах наблюдалось снижение скорости по одному направлению или по трем направлениям, а также значения скорости могли не изменяться. В образцах доломита с пористостью 4,0-13,6 % скорость всегда увеличивалась примерно в 1,15 раза. В образцах известняка наблюдалось незначительное увеличение скорости до 1,04 раза, а в образцах песчаника скорость могла возрасти в 1,5-1,7 раза.

При одноосном сжатии на воздухе малогабаритные цилиндрические образцы ГП продемонстрировали одинаковый тип деформационного поведения: они разрушались путем диспергирования (распада образца на мелкие части) после значительной обратимой деформации (6% для серпентинита, 7% для гранита). При диаметральном сжатии на воздухе тип деформационного поведения ГП отличался от наблюдаемого при одноосном сжатии, но также был один и тот же – хрупкое разрушение (рисунок 1а). На это же указывает и морфология поверхностей изломов образцов – хрупкое внутризеренное разрушение или скол (рисунок 2а). Были изучены трещины, возникающие на поверхности образцов при приложении растягивающей нагрузки. При испытании на воздухе образцов серпентинита, гранита и песчаника испытания удавалось останавливать до того, как образец распадался на части из-за движения опасной трещины. Это указывает на то, что при данных условиях в горных породах активны два механизма аккомодации напряжений, которые конкурируют между собой: зарождение и рост трещины и деформация (обратимая и необратимая). В серпентините и граните, которые, как плотные горные породы, не способны к макроскопической необратимой деформации, конкурирующим с разрушением каналом аккомодации напряжений будет обратимая деформация на микроскопическом уровне.

В то время как в песчанике, из-за его высокой пористости, игнорировать вклад макроскопической необратимой деформации в релаксацию приложенных напряжений нельзя, поскольку при нагружении пустоты внутри образца могут схлопываться. Форма трещин на микроскопическом уровне в изученных горных породах подтверждает это



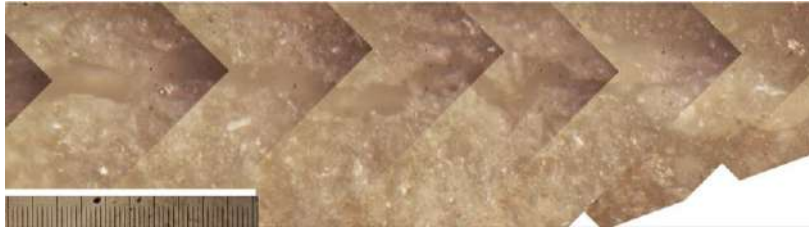
**Рисунок 1.** Деформационные кривые (диаметральное сжатие) гранита (верхняя кривая) и серпентинита (нижняя кривая): а) испытания на воздухе; б) испытания в воде.



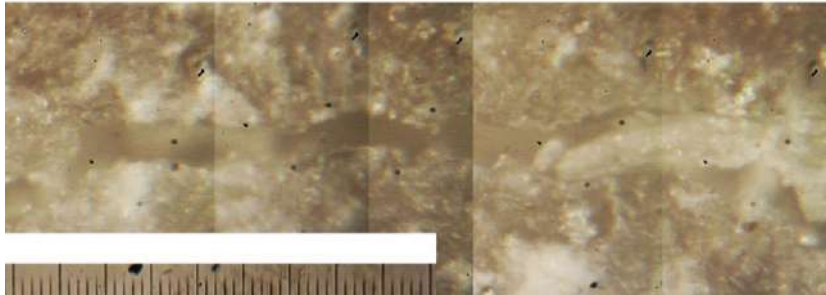
**Рисунок 2.** Поверхности изломов образцов гранита при диаметральном сжатии: а) испытания на воздухе; б) испытания в воде

предположение. Магистральная трещина, траектория которой определяется геометрией приложения нагрузки к образцу, состоит из слившихся более мелких порообразных трещин (рисунок 3а). Это обстоятельство дает основание полагать, что на микроуровне горные породы демонстрируют вязко-хрупкое поведение. При испытаниях на растяжение в воде характер деформационного поведения горных пород качественно не изменился, но произошло незначительное снижение деформации до распада на части и предела прочности (рисунок 1б). Качественных изменений в морфологии поверхности изломов и характере развития трещин при испытаниях в воде также не было обнаружено (рисунок 2б, 3б). При этом длина магистральной трещины при испытаниях в воде уменьшилась: при испытаниях на воздухе она сравнима с диаметром образца, а при испытаниях в воде она была заметно меньше. Кроме того, ширина микротрещин в образцах, испытанных на воздухе, была в два-три раза больше, чем в образцах, деформированных в воде.

а



б



**Рисунок 3.** Микроструктура макроскопических трещин на поверхности образцов гранита при диаметральном сжатии: а) испытания на воздухе; б) испытания в воде.

На основании полученных экспериментальных данных можно заключить, что присутствие в ГП воды не меняет типа деформационного поведения образцов, но приводит к снижению прочности и увеличению скорости распространения продольных волн. Снижение предела прочности и деформации до разрушения, а также ширины трещин под действием воды является проявлением эффекта Ребиндера, и зависит от структурных особенностей ГП: макроскопической пористости, плотности решеточных дефектов, особенностей строения межкристаллитных границ. На этом основании можно предположить, что в ГП действуют два конкурирующих механизма аккомодации механических напряжений: образование и рост трещин и, альтернативный ему механизм – обратимая и необратимая деформация. На деформационное поведение ГП на макроскопическом уровне оказывают влияние зарождение и рост трещины, а также обратимая деформация, тогда как на микроскопическом уровне на характер развития трещин начинает оказывать влияние необратимая деформация.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 15-19-10007).

### Литература

1. Резанов И.А. Происхождение океанов. М.: Наука. 1979. 124 с.
2. Ребиндер П.А. Избранные труды. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика. М.: Наука. 1979. 205 с.
3. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК. 2005. 252 с.
4. Куксенко В.С., Дамаскинская Е.Е., Кадомцев А.Г. Характер разрушения гранита при различных условиях деформирования// Физика Земли. 2011. №10. С.25-31.
5. Зайцев Д.В., Кочанов А.Н., Пантелеев И.А., Панфилов П.Е., О влиянии масштабного фактора при испытаниях на прочность образцов горных пород// Известия РАН. Серия физическая. 2017. Т. 81. №3. С.367-370.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЮВЕЛИРНОГО ДЕРЕВЯНИСТОГО ОЛОВА РОССЫПИ ТЫНООКЕН, ЧУКОТКА

*Петроченков Д.А. (МГРИ).*

### **Аннотация**

Деревянистое олово является малоизвестным и слабоизученным видом ювелирных камней. Приведены данные о минеральном составе, структурных особенностях и геммологические характеристики деревянистого олова из россыпи золота Тыноокен, Чукотка. Россыпь аллювиальная, долинная, формировалась в четвертичный период. Деревянистое олово в россыпи является попутным компонентом и связано с риолитовым типом месторождений олова. Деревянистое олово хорошо раскристаллизовано и состоит, мас. %: касситерит – 97, кварц – 2, микроклин – 1. Деревянистое олово образовано средне- и мелкокристаллическим, тонкокристаллическим, скрытокристаллическим и колломорфным касситеритом. Разноокрашенные зоны касситерита отличаются по содержанию Fe, As и Sn. Деревянистое олово россыпи Тыноокен является высококачественным ювелирным материалом и может добываться попутно без капитальных вложений.

**Ключевые слова:** деревянистое олово, касситерит, золото, ювелирные камни, месторождение олова, россыпи, Чукотка.

Деревянистое олово представляет агрегаты кристаллов касситерита с включениями других минералов с полосчатой, полосчато-сферолитовой и сферолитовой текстурой [1]. Деревянистое олово в качестве ювелирного материала мало известно, хотя по своим геммологическим характеристикам не уступает популярным самоцветам и в отличие от многих из них может добываться попутно при отработке месторождений олова, а также россыпей золота [2-4].

Россыпь Тыноокен расположена в Иультинском районе Восточной Чукотки. Россыпь золотоносная, аллювиальная, сформирована в четвертичный период. Коренным источником деревянистого олова в россыпи являются оловянные проявления риолитового промышленного типа. При промывке золотоносных песков деревянистое олово концентрируется на отсадочной установке, с которой может отбираться. В качестве рудного и ювелирного материала деревянистое олово для золотодобытчиков коммерческого интереса не представляло и попадало в отвал.

**Методы исследований.** Комплекс исследований деревянистого олова ювелирного качества включал определение минерального состава, микротвердости, плотности, люминесценции, оптико-петрографическое, электронно-зондовое и электронно-микроскопическое изучение образцов. Минеральный состав определялся рентгенографическим количественным фазовым анализом (РКФА). Электронно-зондовые исследования позволяли получить химический состав минералов по данным рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), провести анализ образцов в обратнорассеянных электронах (ОРЭ). Электронно-микроскопическое изучение образцов проведено на растровом электронном микроскопе (РЭМ).

**Результаты исследований.** Деревянистое олово россыпи Тыноокен представлено мелкими галечками сферолитовых почек массой от 10 до 19 г (рис. 1 а). Внутреннее строение образцов обусловлено ритмично-зональным чередованием светло-коричневых, коричневых, темно-коричневых и чёрных слоев полосчатой (рис. 1 б, 2 а) и сферолитовой (рис. 1 в, 2 б) текстур. Визуально количество слоёв в исследованных образцах колеблется от 9 до 12, а их ширина от 0,2 до 2 мм. Значительный объём в отдельных образцах составляют зоны однородного черного цвета шириной до 10 мм

(рис. 1 б, в). В прозрачном шлифе такие зоны имеют чётко выраженную цветовую полосатую окраску (рис. 2 а, б). В широких слоях по насыщенности цвета выделяются более узкие, нечётко выраженные слои. Контур слоёв волнистый, на отдельных участках мелковолнистый, преимущественно четкий.



**Рисунок 1.** Галька (а) и полированные срезы с полосчатой (б) и сферолитовой (в) текстурой деревянистого олова россыпи Тыноокен.

По данным РКФА деревянистое олово россыпи хорошо раскристаллизовано и состоит, мас. %: касситерит – 97, кварц – 2, микроклин – 1.

Деревянистое олово плотное, непрозрачное и непросвечивающее в краях, раскалывается с трудом. Плотность деревянистого олова – от 6,28 до 6,37 г/см<sup>3</sup> и в среднем – 6,56 г/см<sup>3</sup>, что значительно ниже теоретической для кристаллов касситерита – 7,01 г/см<sup>3</sup>. Более низкая плотность деревянистого олова связана с микровключениями и большим количеством пор. Блеск естественных поверхностей деревянистого олова стеклянный, часто матовый, обусловленный неровностью и шероховатостью. Блеск хорошо полированных поверхностей – алмазный. Люминесценция не наблюдается. Микротвердость различных образцов и зон существенно меняется. Значение микротвердости колеблется от 683 до 1722 кг/мм<sup>2</sup> при среднем значении по образцу – 1430 кг/мм<sup>2</sup>. Низкая микротвердость фиксируется в зонах с дисперсным размером кристаллов и большим количеством пор. Микротвердость деревянистого олова ниже в среднем на 174 кг/мм<sup>2</sup> микротвёрдости кристаллов касситерита. Гранить деревянистое олово можно как в виде кабашонов, так и фасетной огранкой.

По данным оптико-петрографических и электронно-микроскопических исследований деревянистое олово образовано средне- и мелкокристаллическим, тонкокристаллическим, скрытокристаллическим и скрытокристаллическим-колломорфным касситеритом.

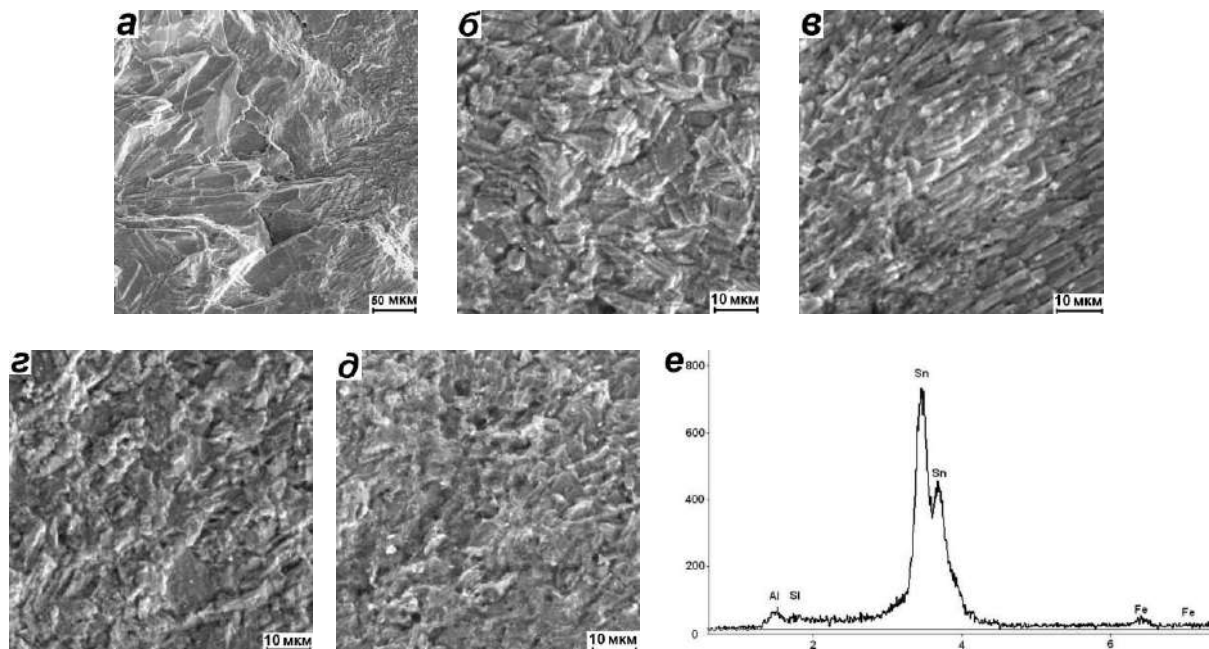


**Рисунок 2.** Прозрачные шлифы деревянистого олова с полосчатой (а), сферолитовой (б) текстурой, без анализатора. Структура деревянистого олова в ОРЭ. Микрозонд (в). По – поры, 1-6 – номер спектра.

Зона, выполненная средне и мелкокристаллическим касситеритом имеет четко выраженный контур и небольшое количество пор. Кристаллы касситерита размером до

950 мкм, копьевидной формы, с хорошо видимой штриховкой, ориентированы поперек зоны (рис. 3 а). Их размер уменьшается в направлении внутренней части образца. Зона тонкокристаллического касситерита нечётко выражена, имеет постепенный переход от микрокристаллической зоны (рис. 3 б, в). В ней выделяются участки, в которых кристаллы изометричной таблитчатой формы, неориентированные, плотно сросшиеся, размером 2-5 мкм (рис. 3 б). Другие участки выполнены мельчайшими закономерно ориентированными кристаллами касситерита с нечётко выраженными контурами. Кристаллы плотно сросшиеся, призматической формы, размером около 10 мкм по длинной оси. В зоне на отдельных участках присутствует большое количество микропор (рис. 3 в).

Зона скрытокристаллического касситерита образована плотно сросшимися таблитчатыми с неровными краями кристаллами. Размер кристаллов колеблется от 2 до 10 мкм (рис. 3 г). Зона скрытокристаллического-колломорфного касситерита состоит из агрегата изометричных, слабо вытянутых кристаллов и округлых колломорфных выделений размером от 0,5 до 3 мкм (рис. 3 д). В спектрограммах касситерита фиксируются высокие содержания Sn и низкие Al, Si, Fe и Zn (рис. 3 е), что указывает на присутствие микровключений алюмосиликатов, кварца, гематита.



**Рисунок 3.** Различные морфологические разновидности касситерита в ОПЭ, РЭМ (а-д). Спектрограмма касситерита (е). Зоны средние и мелкокристаллического (а), различной формы тонкокристаллического (б, в), скрытокристаллического (г) и скрытокристаллического-колломорфного (д) касситерита.

В ОПЭ отчётливо проявлены кристаллы касситерита, имеющие различные цветовые оттенки (рис. 2 в). Зоны роста, шириной 1-3 мкм, имеют прерывистый, часто расплывчатый контур и более темную окраску. При детализации в кристаллах касситерита наблюдаются темные с расплывчатыми контурами пятна размером 2-3 мкм и узкие шириной около 1 мкм протяженные светлые полосы, ориентированные по удлинению кристаллов. Фиксируется большое количество пор различной формы, размером от 1 до 150 мкм. Поры расположены в кристаллах касситерита, преимущественно по их контактам (рис. 2 в).

По данным РСМА в касситерите фиксируются устойчивые содержания элементов-примесей: Si, Cl, Zn, Fe, As. Различно окрашенные в ОПЭ зоны и фрагменты кристаллов отличаются по содержанию Fe, As, Sn. Наблюдаются изменения в содержаниях этих элементов в различных по времени кристаллизации участках. Темные зоны в ОПЭ и красновато-коричневые в шлифе, особенно зоны роста



характеризуются высокими содержаниями Fe, As и более низкими Sn. В участках заключительного этапа кристаллизации фиксируются более высокие содержания Fe.

Высокие содержания Fe, фиксируемые в зонах красного цвета, указывают на присутствие микровключений гематита. Можно предположить, что красные тона касситерита являются вторичными и связаны с концентрацией Fe и его окислением в результате циркуляции растворов по микротрещинкам в деревянистом олове. Отметим присутствие в деревянистом олове большого количества пор. Установленные микровключения кварца и микроклина выполняют поры, что указывает на их более позднее по отношению к касситериту образование.

Деревянистое олово из россыпи Тыноокен по минеральному составу, плотности, микротвёрдости, текстурным и структурным особенностям аналогично деревянистому олову из золотоносной россыпи Доминион Крик, Канада [4]. Это указывает на близость условий образования деревянистого олова в оловорудных месторождениях риолитового промышленного типа. Отличия деревянистого олова из россыпи Тыноокен фиксируются в повышенных содержаниях As и Zn.

**Выводы.** Проведенные исследования показали, что деревянистое олово россыпи Тыноокен является высококачественным ювелирным материалом. Разнообразная окраска и текстурные особенности слоёв касситерита создают неповторимые контрастные узоры в огранённом деревянистом олове, а достаточно высокая твёрдость и алмазный блеск повышают привлекательность изделий. Установлены минеральный состав, структурные особенности, геммологические характеристики, факторы, определяющие цвет и твердость деревянистого олова, что позволяет определить рациональную технологию его огранки и методы облагораживания. Деревянистое олово может добываться попутно без капитальных вложений, а его количества достаточно для постоянной работы ограночных и ювелирных мастерских.

### Литература

1. Буканов В.В. Цветные камни и коллекционные минералы. СПб. 2014. 464 с.
2. Петроченков Д.А., Чистякова Н.И. Особенности минерального состава деревянистого олова месторождения Джалиндинское (Россия) // Новые данные о минералах. Москва. 2011. Вып. 46. С. 55-60.
3. Петроченков Д.А. Минеральные и структурные особенности ювелирного деревянистого олова // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2017. №4. С. 36-44.
4. Петроченков Д.А. Ювелирное деревянистое олово россыпи Доминион Крик, Канада // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2018. №7. С. 169-176, 179, 180.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕМОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АММОНИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОРОНДАВА, МАДАГАСКАР

*Петроченков Д.А. (МГРИ).*

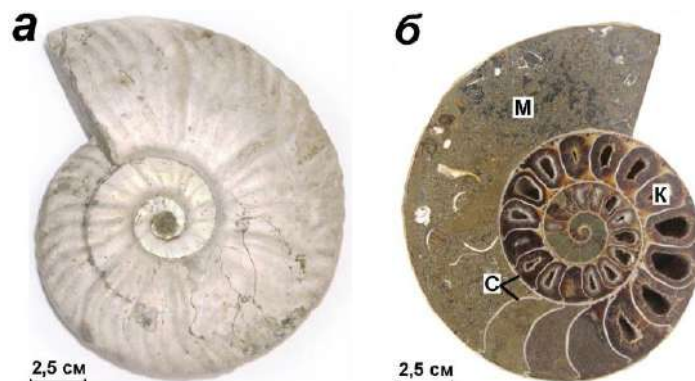
### Аннотация

На мировом рынке широко представлены аммониты коллекционного, интерьерного и ювелирного качества из месторождений Мадагаскара. В докладе впервые представлены результаты изучения аммонитов из месторождения Морондава. Аммониты коммерческого качества связаны с отложениями сеноманского яруса верхнего мела. Аммониты расположены в мергеле и обрабатываются небольшими карьерами. Мощности продуктивного горизонта около 1 м. Аммониты состоят преимущественно из кальцита – 89 мас. %. Сохраняется исходный арагонит раковин – 3 мас. %. Существенную роль в минералогии аммонитов играет гетит – 3 мас. %. В небольшом количестве присутствует апатит, сидерит, кварц, алюмосиликаты, ильменит. Из элементов примесей в аммонитах в интервале 0,01-0,1 мас. % фиксируются Sr, V, Zn. Кальцит, выполняющий различные структурные элементы аммонита, различается по содержанию элементов-примесей – Mg, Mn и Fe. Цветовые оттенки кальцита определяются содержанием Fe.

**Ключевые слова:** аммониты, ювелирно-поделочное сырье, кальцит, арагонит, Мадагаскар.

В последние десятилетия высоким спросом стали пользоваться изделия из аммонитов [1]. Одним из основных поставщиков на мировой рынок аммонитов коллекционного, интерьерного и ювелирного качества является Мадагаскар [2]. Месторождения аммонитов расположены в трех провинциях западной части острова Махаджанга (Mahajanga), Морондава (Morondava), Толиара (Toliara), Ататао (Atatao). В настоящем докладе приведены результаты изучения аммонитов месторождения Морондава.

Аммониты коммерческого качества (рис. 1) связаны с отложениями сеноманского яруса верхнего мела. Отложения представлены переслаиванием песчаников, мергелей, глин общей мощностью около 100 м. Аммониты представлены родами: *Schloenbachia*, *Calycoceras*, *Kossmaticeras*, *Neosrlingoceras* и др. [3]. Аммониты расположены в мергеле и обрабатываются небольшими карьерами. Мощность продуктивного горизонта около 1 м.



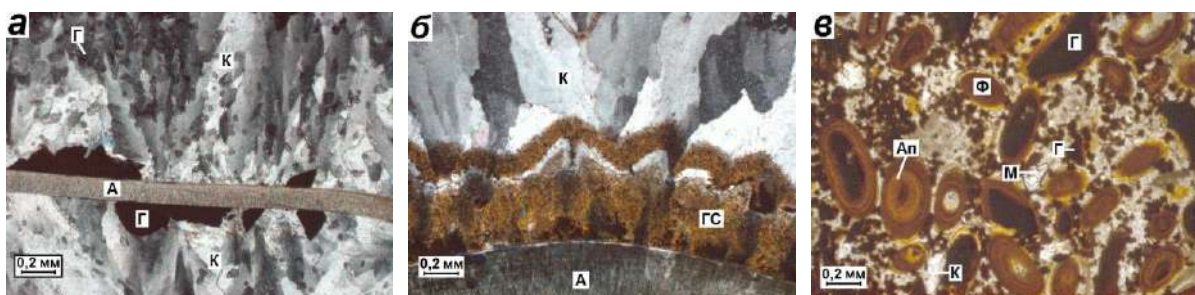
**Рисунок 1.** Аммонит месторождения Морондава с сохранившимся перламутровым слоем (а), продольный полированный распил аммонита (б). М – мергель, К – кальцит, С – стенки и перегородки раковины.

**Методы исследования.** Комплекс исследований аммонитов включал определение минерального и химического состава, микротвердости, плотности,

люминесценции, оптико-петрографическое, электронно-зондовое изучение образцов. Минеральный состав определялся рентгенографическим количественным фазовым анализом (РКФА). Количественное определение химического состава выполнено методом рентгеновского флуоресцентного анализа (РФА). Электронно-зондовые исследования позволили получить химический состав минералов по данным рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) провести анализ образцов в обратнорассеянных электронах (ОРЭ).

**Результаты исследований.** По данным исследований РКФА аммониты месторождения (рис. 1) состоят преимущественно из кальцита – 89 мас. %. Сохраняется исходный арагонит раковин – 3 мас. %. В небольшом количестве присутствуют, мас. %: апатит – 1, кварц – 2 и алюмосиликаты группы монтмориллонита – 1. Жилые и разрушенные газовые камеры аммонита, выполнены мергелем и состоят, мас. %: кальцит – 65, гетит – 25, арагонит – 4, кварц – 2, монтмориллонит – 3, апатит – 1. Данными РСМА фиксируются включения ильменита. Неразрушенные газовые камеры состоят, мас. %: кальцит – 90, арагонит – 6, апатит – 1, сидерит – 2, гетит – 1. Из элементов-примесей в камерах, выполненных мергелем, фиксируются повышенные содержания, мас. %: Sr – 0,031, Zn – 0,012, V – 0,022, а в камерах, выполненных кальцитом только Sr – 0,056.

Аммониты месторождения относительно небольшого размера 2-15 см. Внешний перламутровый слой часто не сохраняется и аммониты представлены ядрами с проявленными лопастными линиями. В аммонитах, в которых перламутровый слой сохраняется, его толщина не превышает 1 мм. Плотность слоя – 2,7-2,8 г/см<sup>3</sup>. Иризация проявлена слабо, преимущественно в оранжевых и красных тонах, в отдельных фрагментах в зеленых. Для изготовления кабошонов аммонита перламутровый слой непригоден. Внутренние стенки и перегородки хорошо сохранились и отчетливо проявлены в образцах (рис. 1 б) и прозрачных шлифах (рис. 2 а). При полировке они приобретают зеркальную поверхность с перламутровым блеском. Люминесценция стенок и перегородок проявлена отчетливо в серовато-оранжевых тонах. Микротвердость торцов стенок и перегородок колеблется в зависимости от их сохранности от 208 до 280 кг/мм<sup>2</sup>, внешнего перламутрового слоя не превышает 200 кг/мм<sup>2</sup>.



**Рисунок 2.** Прозрачные шлифы фрагментов аммонитов, включающие стенки и перегородки, выполненные арагонитом (А), камеры, выполненные кальцитом (К), разноокрашенным мергелем (М). Николи X – а, б; II – в. Г – гётит, ГС – агрегат гётита, сидерита. Ап – апатит, Ф – минерализованные раковины фоссиллий.

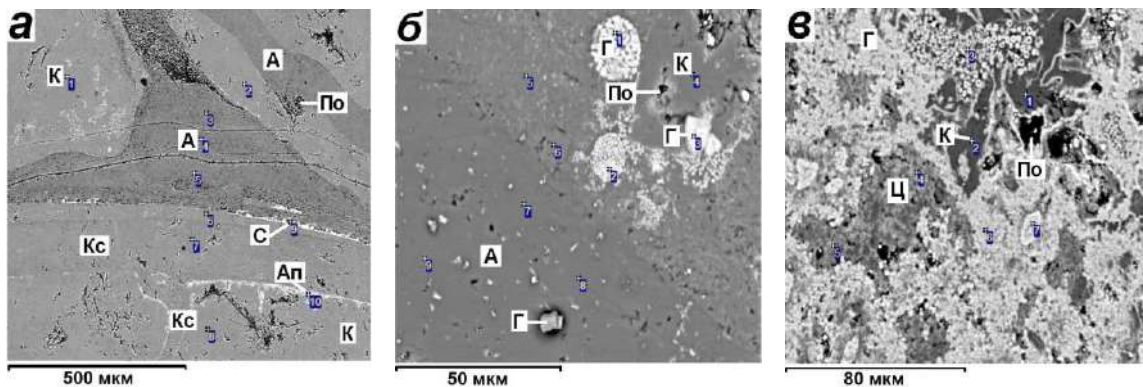
Фрагментарно стенки и перегородки замещены кальцитом, апатитом, сидеритом и гётитом. Обычно кальцит выполняет их центральные части, иногда замещает арагонит полностью. Апатит, гётит, реже сидерит выполняют поры, размер которых не превышает 80 мкм (рис. 3 а, б).

Кальцит, выполняющий неразрушенные воздушные камеры, коричневого цвета от светлых до темных тонов, непрозрачный, просвечивающий, характерна цветовая

зональность. Текстура выполнения камер блочно-мозаичная. Преимущественно камеры выполнены кальцитом не полностью, образуются жеоды с кристаллами размером до 1 мм. Агрегаты кальцита, выполняющие камеры, плотные, разламываются с трудом. Плотность их колеблется в пределах 2,6-2,7 г/см<sup>3</sup>, микротвердость в среднем 246 кг/см<sup>3</sup>. Люминесценция проявлена слабо для кальцита темно-коричневого цвета в светло-коричневых тонах. Кальцит хорошо полируется до стеклянного блеска с ровной поверхностью.

Кристаллы кальцита удлиненной призматической формы, размером от 0,1 до 2 мм. Вдоль стенок расположены преимущественно мелкие кристаллы с размером 0,1-0,3 мм. Отдельные крупные кристаллы также примыкают непосредственно к стенкам раковины, иногда образуя сноповидные агрегаты с веерным угасанием (рис. 2 а). В некоторых камерах к перегородкам и стенкам примыкают выделения гётита, сидерита и апатита (рис. 2 а, б, 3 а, б). Выделения гётита могут иметь характерную форму кристаллов пирита. Размер выделений 0,1-0,5 мм (рис. 2а). Присутствуют выделения гётита, состоящие из глобул размером около 1 мкм (рис. 3б). Можно предположить, что на первом этапе выполнения камер аммонита выделялся пирит, который затем заместился гётитом. Этот процесс, учитывая форму выделений, шёл с участием бактерий.

Присутствуют камеры, имеющие полиминеральное, параллельно-слоистое строение (рис. 2 б, 3 б). К стенке раковины примыкает слой кальцита шириной – 0,5-0,8 мм с призматическими и пирамидальными головками. В значительной степени кальцит замещен агрегатом гётита, с апатитом и сидеритом, которые фиксируются РКФА. Этот же агрегат образует слой шириной 0,3 мм, который полностью повторяет контур слоя кальцита. На первый по времени образования слой нарастает крупный до 1 мм кальцит (рис. 2 б).



**Рисунок 3.** Стенки и перегородки аммонита, выполненные арагонитом (А) с включениями кальцита (Кс), апатита (Ап), сидерита (С), гётита (Г) и камеры, выполненные кальцитом (К) с включениями гётита (а, б); камера, выполненная мергелем (в). Микрозонд. ОРЭ. По – поры, Ц – цемент мергеля, Г – гётит.

Центральные части камер выполнены крупными до 2 мм кристаллами кальцита. Кристаллы плотно сросшиеся, преимущественно разноориентированы, угасание как ровное, так и волнистое. Встречаются блоки с близкой ориентировкой. Количество пор и микровключений в кальците, выполняющим камеры, невелико. Они располагаются преимущественно вдоль стенок и перегородок. Размер, структура кристаллов, количество пор и микровключений определяют прозрачность кальцита.

Мергель серого цвета от светлых до темных оттенков, с пятнистым распределением окраски. Мергель содержит большое количество мелких раковин фоссилий, повышающих его декоративность. Присутствуют аммониты, камеры

которых выполнены красновато-коричневым мергелем, связанным с включениями гетита. Плотность мергеля серого цвета 2,4-2,5 г/см<sup>3</sup>, красновато-коричневого возрастает до 2,7 г/см<sup>3</sup>. Микротвердость колеблется в широком диапазоне, кг/мм<sup>2</sup>: для мергеля серого цвета – 93, красновато-коричневого – 550, в агрегатах кальцита и гетита возрастает до 747. Люминесценция мергеля не проявлена. Наблюдается слабая люминесценция раковин фоссилий в серовато-голубых тонах. Фиксируется большое количество пор размером от 1 до 100 мкм. Большая часть из них концентрируется в зонах, примыкающих к стенкам и перегородкам.

Цемент мергеля образован минералами дисперсной размерности, основными из которых, по данным РКФА, являются кальцит и гётит, присутствуют апатит и алюмосиликаты группы монтмориллонита. Гётит образует выделения овальной формы, со сложным контуром размером преимущественно 0,01-0,1 мм. Сливаясь, выделения образуют относительно большие однородные участки (рис. 2 в, 3 в). В мергеле присутствуют кристаллы кварца как призматической остроугольной, так и овальной формы с неровным контуром, размером 0,2-0,8 мм по длинной оси. Цвет мергеля определяется количеством гётита. Участки с большим его количеством имеют красновато-коричневый цвет, с меньшим – приобретают более светлые, оранжевые тона, с незначительным – серый. Высокая пористость, дисперсный размер минералов, существенно различающихся по твердость, приводят к плохой полируемости мергеля.

По данным РСМА в кальците, выполняющем камеры, из элементов-примесей фиксируются в среднем, мас. %: Mg – 0,29, Mn – 0,86, Fe – 1,58. Близкие содержания элементов-примесей фиксируются и в кальците, замещающем арагонит в стенках и перегородках. В кальците, выполняющем мергель, снижается содержание Mn – до 0,01, Fe – до 0,47, Mg – до 0,05, фиксируются содержания Sr – до 0,29 мас. %. Цветовые оттенки кальцита определяются содержаниями Fe.

**Выводы.** Проведенными исследованиями установлено, что аммониты месторождения Морондава могут использоваться преимущественно в качестве коллекционных и интерьерных образцов. Невысокая декоративность и низкие технологические характеристики, связанные с плохой полируемостью мергеля и неполной минерализацией камер кальцитом, ограничивают использование аммонитов в ювелирных изделиях.

### Литература

1. Петроченков Д.А., Быховский Л.З. Ювелирно-поделочные аммониты: проблемы оценки и перспективы добычи // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2018. №4. С. 15-22.
2. Петроченков Д.А. Месторождение ювелирных аммонитов Модировола, Мадагаскар // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2018. № 7. С. 160-168, 177, 178.
3. Walaszczyk I., Kennedy W.J., Dembicz K., Gale A.S., Praszlier T., Rasoamiamanana A.H., Randrianaly H. Ammonite and inoceramid biostratigraphy and biogeography of the Cenomanian through basal Middle Campanian (Upper Cretaceous) of the Morondava Basin, western Madagascar // Journal of African Earth Sciences. 2014 V. 89. P. 79-132.

## АРХЕЙСКИЕ МАГНЕТИТОВЫЕ КВАРЦИТЫ КМА (УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ)

*Пилюгин С.М.<sup>1,2</sup> (1 - Воронежский госуниверситет, Воронеж,  
geoscience@yandex.ru  
2 - Старооскольский филиал МГРИ-РГГРУ)*

### Аннотация

В работе рассматриваются физико-химические особенности образования архейских железисто-кремнистых формаций Курской магнитной аномалии.

**Ключевые слова:** архей, магнетитовые кварциты, метаморфизм, геохимия.

В пределах Курской магнитной аномалии (КМА) согласно геохронологическим данным (5) развиты архейские (от мезо- до неоеархейских) и палеопротерозойские железисто-кремнистые образования. Архейские породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, присутствуют в регионе в виде кристаллических «блоков» (например, Курско-Бесединский, Брянский), состоящих из чередования в разрезах (от 1-2 до 30-35 м мощностью) магнетитовых кварцитов (главным образом), метабазитов, метаультрабазитов и метапелитов.

Наименее изучены в пределах КМА архейские высокометаморфизованные железисто-кремнистые формации (AR BIF), главным образом из-за фрагментарности распространения, глубины заложения и отсутствия естественных выходов.

AR BIF по данным глубинного бурения и геофизической магнитной съемки имеют форму удлиненных тел, протяженностью до 10 км и шириной порядка 100 м. Их архейский возраст ( $3277 \pm 33$  млн. лет) подтвержден геохронологическими определениями по циркону (U–Pb изохронный метод) из разгнейсованного плагиогранита (1), прорывавшего магнетитовые кварциты.

AR BIF – это плотные, средне - и крупнозернистые породы темно-серого цвета массивные или чаще полосчатые (линзовидно-полосчатые) за счет чередования (от первых миллиметров до 3-4 см) участков существенно кварцевого и пироксен-магнетитового состава. Структура гранобластовая, иногда с элементами порфиробластовой. AR BIF содержат главным образом дупироксеновую минеральную ассоциацию (Orx+Cpx+Qtz+Mag), часто с присутствием наложенного грюнерита.

Детальные исследования пироксенсодержащих парагенезисов позволили определить физико-химические параметры метаморфизма AR BIF. Пиковые условия первого этапа метаморфизма определены (3) при помощи реликтовых структур распада в пироксенах а также флюидных включений в минералах (кварце, пироксенах) и соответствуют -  $T = 1000 \pm 30^\circ\text{C}$ ,  $P = 10$  кбар,  $D$  (глубина) = 36 км. Ретроградные условия охлаждения пород законсервированные в большинстве минеральных парагенезисов (гранат, афмиболы) выделены для двух этапов метаморфизма -  $M2 - T = 705 \pm 10^\circ\text{C}$ ,  $P = 4,2$  кбар,  $D = 16$  км;  $M3 - T = 610 \pm 25^\circ\text{C}$ ,  $P = 3,3$  кбар,  $D = 12$  км.

Полученные данные, позволяют количественно оценить глубину залегания (и метаморфизма) первичноосадочных железистых пород архея, и свидетельствуют о достаточно мощной земной коре (порядка 30 км), сопоставимой с более молодой, в том числе и современной корой. Вопрос о механизмах, ответственных за погружение древнейших первичных осадков Земли на столь значительные глубины, остается пока без однозначного ответа. Вероятно, в зависимости от конкретной геологической ситуации реализовывались различные механизмы, в том числе, возможно, и

плейтктонические, существование которых допускается с 3,2 млрд. лет (4) и даже ранее (2).

Для КМА отсутствуют данные (литологические, структурные, магматические, изотопные и пр.) о возможных процессах субдукции и межплитной коллизии в архее. Поэтому можно полагать, что накопление в мезоархее КМА столь мощной толщи осадочно-вулканогенных пород происходило в рифтоподобных межплитных (междоменных) условиях при продолжительном и медленном спрединге дна океана или во внутриконтинентальных условиях при интенсивном растяжении и прогибании поверхности континента.

Такое предположение в целом, подтверждается геохимическими данными, полученными для AR BIF. По сравнению с палеопротерозойскими железистыми формациями AR BIF несколько обогащены окислами магния (примерно на 0,5 % MgO), при близких содержаниях (20-40 ppm) таких мантийных элементов как хром, никель и кобальт. Содержания элементов характерных для зон развития океанической коры (Cu, Zn, Mn) для палеопротерозойских и архейских железистых формаций линейно пропорциональны – для архейских пород они на несколько порядков выше (Cu+Zn=160 ppm, MnO =0,2-0,3 %) чем для формаций палеопротерозоя (70 ppm и 0,1 % соответственно). Типичные нижнекоровые (REE) и верхнекоровые (Li, Rb, Be) элементы в изученных палеопротерозойских и архейских железистых формациях обнаруживает обратную пропорциональность – AR BIF обогащены REE и обеднены литием, рубидием и бериллием.

Характер распределения редких и рассеянных элементов в AR BIF позволяет сделать вывод об их осадочно-вулканогенной природе, и указывает на существование глубинного источника тепла, необходимого для перекристаллизации захороненных осадков в позднем Архее.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (Проект №16-05-01044).*

### Литература

#### Опубликованная

1. Артеменко Г.В., Швайка И.А., Татарина Е.А. Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) // Геологический журнал. 2006. № 1.
2. Минц М.В. Параметры состояния литосферы и тектоника плит в архее // Геотектоника. 1999. Т. 6. С. 45-58.
3. Пилюгин С.М. Минеральные включения в ретроградных гранатах из архейских глиноземисто-железистых пород Воронежского кристаллического массива (особенности внутреннего строения, условия кристаллизации) // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Серия Геология. – 2018. – №3. – С.11-17.
4. de Wit M.J., Hart R.A. Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling // Lithos. 1993. V. 30. P. 309-335.
5. Shchipansky A.A., Bogdanova S.V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // Tectonophysic. 1996. V. 268. P. 109-125.

## МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

*Портнов А.М. (МГРИ)*

### **Аннотация**

Приводятся примеры использования в поисково-оценочных целях фотолюминесценции апатита при оценке аэромагнитных аномалий, титаногематита при поисках бокситов, Al-центров в кварце и термортугометрии при поисках золота, накопление K в форме адуляр-серицитовых метасоматитов при аэропоиске месторождений халькофильных металлов, наличие пиритовой гальки, как индикатора конвекции рудоносных растворов.

**Ключевые слова:** минералы-индикаторы, апатит (ФЛ), титаногематит (бокситы), кварц (ЭПР), ртуть, золото, сульфидные руды, пиритовая галька.

### *Фотолюминесценция Eu<sup>2+</sup> в апатите*

В некоторых случаях минералы являются индикаторами рудоперспективных ситуаций. Примером является «пироповая дорожка», предложенная Н.Н.Сарсадских и реализованная первооткрывательницей кимберлитов Якутии Л.А. Попугаевой. В дальнейшем выяснилось, что шлихи рек Якутии заражены устойчивым твердым пиропом, но нами вместе с Б.С.Горобцом впервые было установлено, что апатит в шлиховых ореолах кимберлитов обладает голубой ФЛ Eu<sup>2+</sup> (в отличие от обычной желтой ФЛ апатита гранитоидов). Апатит минерал относительно мягкий, растворимый в кислой среде, не сохраняющийся в многочисленных промежуточных коллекторах и дающий «короткие» ореолы вблизи кимберлитовых трубок. Апатит накапливается в тонкой немагнитной фракции (меньше 0,25 мм), которую обычно считают неинформативной (1). Апатит с голубой ФЛ позволил выделить перспективные магнитные аномалии при оценке аэромагнитных аномалий на Тимане (рисунок 1).

### *Титаногематит в бокситах Северного Урала*

Другим примером при оценке рудоперспективности аэрогаммаспектрометрических аномалий района СУБРа (Сев. Урал) является титаногематит, обнаруженный нами в больших количествах в бокситах СУБРа (2) и ранее ошибочно принимавшийся геологами за титаномагнетит. Титаномагнетит – минерал габброидных глубинных пород, которые в районе СУБРа отсутствуют. Этот факт затруднял объяснение происхождения бокситов Северного Урала, как переотложенных древних кор выветривания силурийских эффузивов. В отличие от титаномагнетита, состоящего из магнетита, проросшего пластинчатым ильменитом, титаногематит был представлен гематитом, содержащим 18-20% TiO<sub>2</sub> и возникшим при окислении титаномагнетита щелочных игнимбритов с K, отложенных «палящими тучами». Эксперимент с титаномагнетитом м-я Африканда (Сев. Карелия), при прокаливании на воздухе при 1000° С дает аналогичные структуры замещения магнетита титаногематитом. В районе м-я «Красная шапочка» аномалии K оказались связаны с игнимбритами и андезитами сосьвинской свиты силура с содержанием до 4 % K<sub>2</sub>O и 2% Na<sub>2</sub>O. Они структурно коррелировали с бокситами, содержащими титаногематит. Поэтому к разведке рекомендовались участки к северу от известных рудных полей, где прослеживались аномалии K. Разведка бурением выявила здесь бокситовые пласты.

### *Неструктурные примеси в кварце, как индикатор рудоперспективности*

Исследование кварца методами ИК-спектроскопии, ЭПР и микрозондового анализа показало, что неструктурные примеси характерны для кварца, кристаллизующегося в рудоносных гидротермах близповерхностных золото-



серебряных месторождений при резком ощелачивании кислых углекислых растворов. Изучался кварц рудных жил Северо-Востока России и Бельтау-Кураминского рудного пояса Узбекистана (3). Жильный кварц ассоциирует с золотом, аргентитом, адуляром, серицитом. Высокая щелочность в этапе рудоотложения способствует разупорядочиванию кристаллической структуры и вхождению в кварц амфотерного алюминия в дефекты структуры по схеме  $Al + K$ ,  $Al + Li$ ,  $Al + OH$ , а также в фазе алюмосиликатного геля. Анализ методом ЭПР позволяет оценивать перспективность кварцевых жил при неясной рудоперспективной обстановке (3).

*Ртуть – индикатор золота*

Содержание ртути и температура ее удаления из рудных сульфидов и кор выветривания являются в ряде случаев экспресс-анализом при проверке рудоперспективных аномалий на золото и серебро (4). Использовался атомно-флюоресцентный фотометр «Меркурий ФЦ» с нагревательной установкой. Предел обнаружения Hg - 5.10-7% при навеске 100 мг и времени измерения – 40 сек.; сорбент – золотое покрытие. Показано, что амальгамированная в Au и Ag ртуть выделяется при 200-300°C в отличие от ртути в кристаллической структуре сульфидов, где эта температура 400-600°C. Содержание ртути в Au до 10000.10-4% , в Ag до 6800.10-4% (4), рисунок 4.

*Адуляр-серицитовые метасоматиты – рудные зоны с Au, Ag, Bi, Cu, Zn, Pb*

Анализы газовой-жидких включений близповерхностных золото-серебряных месторождений, показывают, что рудоперенос связан с кислыми углекислотными растворами, с CO<sub>2</sub> до 250 г/кг раствора, а также K, Na, Li. Рудоотложение происходит при взрывообразном понижении давления, формировании трещинного пространства и резком ощелачивании растворов. Рудоотложение сопровождается калиевым метасоматозом с образованием микроклинитов и кварц-адуляр-серицитовых метасоматитов. Мощность калиевых метасоматитов достигает десятков и сотен метров, содержание калия - до 5-7 %. На примере многих рудных полей С-В России, Узбекистана, Закарпатья нами установлено, что калиевый метасоматит сопровождается потерей тория. Рудные зоны с радиогеохимической специализацией (К-РГС) отличаются от магматических и осадочных пород антагонизмом калия и тория с накоплением калия (5).

*Сульфидная галька – индикатор конвекции рудоносных растворов*

На золоторудном месторождении Коч-Булак (3.Узбекистан) нами были изучены рудные столбы, где в кварц-серицитовом цементе встречались валуны вмещающих пород - андезитов, а также галька кварца и пирита из более ранних полого залегающих кварц-пиритовых жил. Кварц-пиритовая галька Коч-Булака геохимически сходна с конгломератами Витватерсранда присутствием урана – до 0,05%, что позволяет считать конгломераты Витватерсранда также гипогенными (6). Связь конгломератов Витватерсранда (1,95 млрд.лет) с гигантской древней астроблемой Вредефорт (2,02 млрд.лет) указывает на эволюцию массы расплава и водно-газовую конвекцию в рудных линзах.



Рисунок 1. Ореолы ФЛ  $Eu^{2+}$  в апатите вокруг аэромагнитных аномалий. 1200 кв.км.

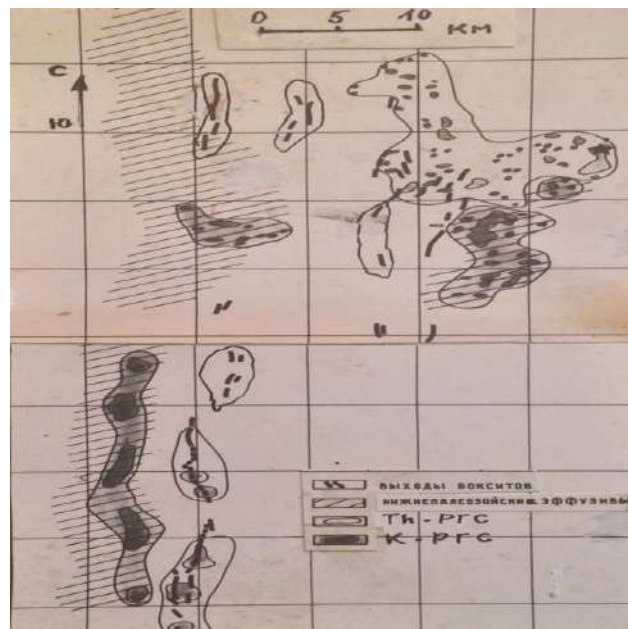
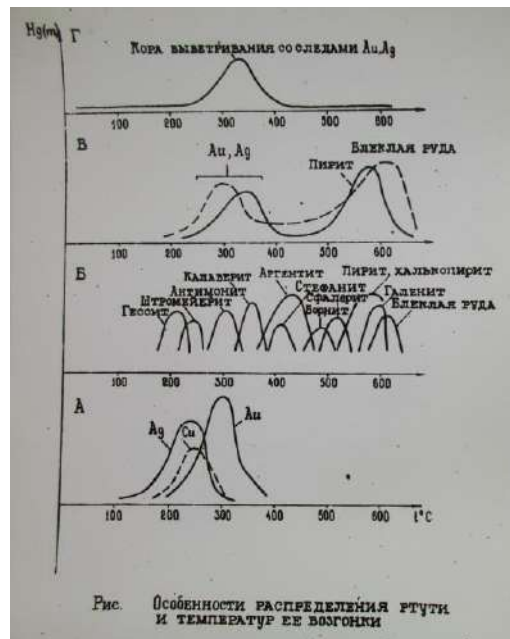


Рисунок 2. Бокситы (Th-PGC) и игнимбриты (K-PGC). СУБР. 1500 кв.км.



Рисунок 3. Ti в титаномагнетите, прокаленном до  $1000^{\circ}C$  (микронзонд, ув. 500)



**Рисунок 4.** Температуры выделения Hg из Au-Ag и сульфидных минералов.

#### Литература

1. Портнов А.М., Горобец Б.С. Люминесценция апатита из различных типов горных пород. ДАН СССР, 1969. Т. 184, №1, с. 199-202.
2. Портнов А.М., Дубакина Л.С. Титаногематит из бокситов Северного Урала. Геол. удн. Месторождений, 1975, №6, с.104-107.
3. Портнов А.М., Раков Л. Т., Дубинчук В.Т. Неструктурная примесь в кварце, как индикатор оруденения. ИГЕМ РАН, Мат. Научн. Конф. «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования». Москва, 8-11 ноября 2010, с.295-296.
4. Портнов А.М., Степанов И.И. Ртуть, как индикатор золото-серебряного оруденения. Геол. рудн. месторожд. 1984, №1, с.79-82
5. Портнов А.М., Островский Э.Я. Антагонизм калия и тория в зонах адуляризации. ДАН СССР, 1972, т.204, №6, с.1463-1465.
6. Портнов А.М. Секреты золотого гиганта. Природа. 2012. N 12. С. 92-100.

## СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КРАЕВОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНОГО БЛОКА КИВАККСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

*Пчелинцева Н.Ф. \*, М.В. Борисов (МГУ),  
Николаев Г.С. (ИГАХ)*

### Аннотация

В краевой зоне Западного блока Киваккского массива, сложенной габбро-норитами, обнаружен малосульфидный горизонт норитов, содержащей в верхней части рассеянную сульфидную минерализацию, представленную пирротинном, халькопиритом, пентландитом и пиритом. Породы этого горизонта характеризуются высокими содержаниями Cu, Ni, Cr, Pd, Ag, Te, Bi, сопоставимыми с их содержаниями в сульфидоносных породах верхнего уровня малосульфидной минерализации в норитовой зоне центрального опорного разреза интрузива, в которых ранее были обнаружены минералы Pd и Pt, такие как котульскит, мончеит, меренскит и другие. Полученные результаты позволяют предположить возможность дополнительного поступления норитовой магмы, содержащей рудные компоненты, в интрузивную камеру в процессе кристаллизации интрузива.

**Ключевые слова** расслоенный интрузив, краевая зона, малосульфидная платинометаллическая минерализация.

В связи с проблемой генезиса стратиформной малосульфидной Pt-металлической минерализации, обнаруженной нами ранее в центральной части Киваккского интрузива [1,2], работа посвящена изучению пород краевой зоны Западного блока интрузива и распределению в них халькофильных элементов (Cu, Ag, Ni) и элементов минералов благородных металлов - Pd, Te, Bi, а также Cr.

Аналитические результаты получены с использованием методов атомной абсорбции (ААС) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Cu, Ni и Cr определены как пламенным вариантом ААС, так и методом ИСП-МС (ICP-MS-Termo Scientific Element 2) с хорошей воспроизводимостью результатов обоих методов. Pd [3] и Ag определяли методом ААС с электротермической атомизацией с использованием спектрометра высокого разрешения с непрерывным источником спектра (ContrAA 700, Analytic Jena). Ag также определено методом ИСП-МС, результаты его определения двумя методами показали хорошую воспроизводимую, а правильность его определения получена анализом стандарта полиметаллической руды СО-33. Te и Bi определены методом ИСП-МС, и проведенные методические работы показали отсутствие их потерь на всех стадиях растворения проб; оценка правильности их определения получена методом введено-найдено.

Оливинит-норит-габбро-норитовый Киваккский интрузив относится к Олангской группе перидотит-габбро-норитовых нижнепротерозойских расслоенных интрузий Северной Карелии, внедрение которых связано с ранней рифтогенной протерозойской активизацией архейской континентальной коры в период 2,5 – 2,4 млрд лет. Вмещающие породы – гнейсы верхнего архея [4, 5]. В его вертикальном разрезе выделены нижняя и верхняя приконтактные зоны и расслоенная серия, в которой в соответствии с парагенезисами кумулятивных минералов снизу вверх выделены 4 зоны: оливинитов, норитов, габбро-норитов и габброноритов с пижонитом [6].

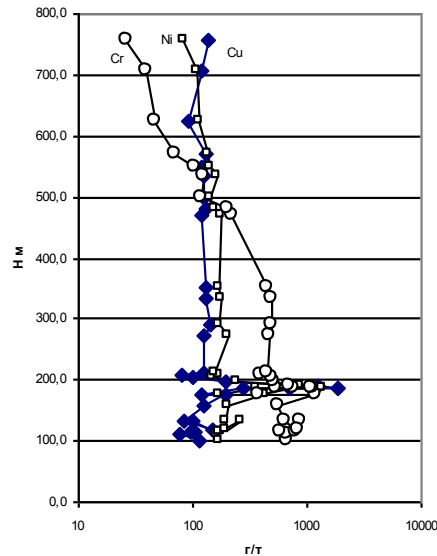
В зоне норитов в центральной части массива нами были обнаружены два уровня малосульфидной минерализации, представленной главными минералами сульфидной фазы - пирротинном, халькопиритом и пентландитом, и содержащей минералы Pd и Pt, такие как котульскит Pd(Te,Bi), мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi)<sub>2</sub>, меренскит (Pd Pt)<sub>2</sub>(Te,Bi)<sub>2</sub> и

другие, идентифицированные Н.С. Рудашевским [2], при этом Pd преобладает над Pt. Согласно собственно магматической гипотезе, был сделан вывод о том, что ведущим фактором, обусловившим накопление серы и рудных металлов в остаточном расплаве, является кристаллизационная дифференциация, в процессе которой уменьшение объёма и изменение состава расплава приводят к его насыщению серой и последующему отделению сульфидной фазы, концентрирующей халькофильные и благородные металлы. Однако, в дальнейшем, была обнаружена пространственная связь проявлений сульфидной платинометальной минерализации с толщами пород с повышенным содержанием хрома в бронзите. На этом основании мы предположили возможность дополнительных внедрений в интрузивную камеру менее фракционированной магмы, содержащей интрателлурический ортопироксен более низкой степени фракционирования, по сравнению с кристаллизовавшимся в камере на соответствующем этапе затвердевания интрузива [7]. Но позже, благодаря разработке уравнения термобарометра для сульфид-силикатной ликвации, было показано, что в период образования сульфидоносных горизонтов магматический расплав не был насыщен серой [8]. Для понимания механизма образования платинометальной минерализации в интрузиве настоящая работа посвящена изучению геохимии пород краевой зоны интрузива, в которой также обнаружен сульфидоносный горизонт.

Западный блок интрузива сложен габбро-норитами, сменяющимися вверх по разрезу габбро-норитами с пижонитом. Опробование проводилось вкрест простиранию пород в зависимости от обнаженности по топографическому профилю 62, пройденному ЮКГ ПГО «Севзапгеология» в начале 90-х годов. Профиль расположен приблизительно в 400 м от западного контакта интрузива с вмещающими породами. Приблизительно в 100 м от нижнего контакта интрузива по профилю пройдена канава, в нижней части которой в породах наблюдается обильная сульфидная вкрапленность.

Нижняя часть блока, доступная для опробования, сложена габбро-норитами с кумулятивным парагенезисом бронзит - плагиоклаз – авгит, плагиоклаз – авгит – пижонитовый кумулат слагает габбро-нориты с пижонитом верхней части блока. В толще габбро-норитов обнаружен горизонт норитов, мощностью около 50 м. По химическому и нормативному составу нориты сходны с габбро-норитами, но кумулатами в них являются бронзит и плагиоклаз, а авгит заполняет интеркумулус, и относится к минералам второй структурной группы. Контакт норитов с габбро-норитами резкий, но без следов закалки. В западном борту канавы в габбро-норитах обнаружены две апофизы норитов с сульфидами, мощностью 0,2 – 0,3 м, также без следов закалки на контактах. Горизонт норитов с сульфидной вкрапленностью в габбро-норитах также обнаружен в 200-х метрах по простиранию расслоенности пород от профиля 62 на профиле 64.

Сульфидная вкрапленность в норитовом горизонте профиля 62 приурочена к верхней части горизонта и обогащает нориты апофиз в габбро-норитах. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, реже пентландитом и пиритом. Норитовый горизонт отличается от вмещающих его габбро-норитов повышенным содержанием Cr, а нориты, обогащенные сульфидами, характеризуются высокими содержаниями Cu, Ni и Cr (рис. 1), а также Pd, Ag, Te, Bi. Но наиболее высокие содержания рудных элементов обнаружены в норитах апофиз (г/т): 2550 и 3160 Cu, 1820 и 2260 Ni, 1,40 и 1,33 Ag, 1,01 и 1,24 Pd, 0,69 и 0,79 Te и 0,20 и 0,24 Bi. В норитовом горизонте с сульфидами на профиле 64 также обнаружены высокие содержания этих элементов: 2457 Cu, 1608 Ni, 1,34 Ag, 1,82 Pd, 0,99 Te и 0,16 Bi. Высокие концентрации Pd, Te и Bi позволяют предположить присутствие в сульфидоносных породах висмутид-теллуридов Pd, аналогичных обнаруженным в норитовой зоне опорного разреза интрузива [2].



**Рисунок 1.** Распределение *Cu*, *Ni*, *Cr* в породах вертикального разреза краевой зоны: габбро-нориты 100 – 550 м, нориты 159 – 207 м, пижонитовые габбро-нориты 550 – 756 м.

Полученные результаты позволяют рассматривать нориты обеих профилей как единый горизонт, образовавшийся в результате внедрения норитовой магмы в неостывшие габбро-нориты блока, ввиду отсутствия зон закалки. Приуроченность значительных концентраций рудных элементов к верхней части горизонта норитов и в норитах апофиз дает основание предположить, что рудные компоненты могли присутствовать во флюидной фазе норитовой магмы. Полученные результаты согласуются с ранее сделанным предположением о возможных дополнительных поступлениях магмы в интрузивную камеру в процессе кристаллизации интрузива. [7]. Вместе с тем полученные результаты позволяют предположить, что генезис малосульфидной Pt-метальной минерализации в интрузиве связан с дополнительными внедрениями рудоносной магмы.

Авторы выражают благодарность Д.А. Бычкову за участие в получении аналитических результатов методом ИСП-МС. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-00244) с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета.

#### Литература

1. Пчелинцева Н.Ф., Коптев-Дворников Е.В. Поведение *Cu*, *Ag*, *Pt*, *Pd* и *Au* в процессе кристаллизации расслоенного Кивакского интрузива (Сев. Карелия). // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 5. С. 935-938.
2. Пчелинцева Н.Ф., Коптев-Дворников Е.В. Концентрирование благородных металлов в процессе кристаллизации Кивакского расслоенного интрузива (Сев. Карелия). // Геохимия. 1993. № 1. С. 97-113.
3. Пчелинцева Н.Ф., Бычков Д.А. Атомно-абсорбционное с электротермической атомизацией и непрерывным источником спектра определение

палладия в сульфидоносных породах. // Журнал аналитической химии. 2017. Т.72. № 6. С. 557-561.

4. Турченко С.И. Металлогения рудоносных тектонических структур раннего протерозоя. Автореферат диссертации доктора геолого-минералогических наук: 25.00.11. Институт геологии и геохронологии докембрия РАН. Санкт-Петербург, 2003. 47 с.

5. Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.

6. Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Киваккского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия). // Петрология. 2001. Т. 9. № 1. С. 3-27.

7. Пчелинцева Н.Ф., Коптев-Дворников Е.В. К проблеме генезиса платиноносных малосульфидных пород в Киваккском расслоенном интрузиве (Северная Карелия). // Геохимия. 2008. № 6. С. 679-685.

8. Коптев-Дворников Е.В., Арьяева Н.С., Бычков Д.А. Уравнение термобарометра для описания сульфид-силикатной ликвации в базитовых системах. // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 495-513.

## ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА СВОЙСТВА ДЕФЕКТНЫХ ЗОН КВАРЦА

*Раков Л.Т. \*,  
Прокофьев В.Ю. Коваленкер В.А. (ИГЕМ РАН)*

### **Аннотация**

В зонах дефектности кварца обнаружены неизвестные центры, регистрируемые методом ЭПР и имеющие генетическое строение. На примере золоторудных месторождений Северного Казахстана и Дарасунского рудного поля показано, что распределение установленных центров отражает термодинамические условия рудообразования.

**Ключевые слова:** месторождения золота Северного Казахстана и Дарасунского рудного поля, кварц, ЭПР, термодинамические условия рудообразования

К настоящему времени накоплен значительный материал, подтверждающий связь особенностей кристаллического строения кварца с условиями минералообразования [1-3]. Для этого используется целый ряд инструментальных методов изучения структуры кварца, среди которых заметное место принадлежит электронному парамагнитному резонансу (ЭПР). Однако исследования касались, в основном, областей упорядоченной кристаллической структуры минерала, формирующихся при относительно высоких температурах. В них методом ЭПР фиксируется целая группа изоморфных примесей, имеющих важное генетическое значение [3]. В кварце, образованном при температурах ниже 250°C, изоморфизм слабо проявлен, высоко содержание дефектных зон и возможности метода ЭПР в его генетическом анализе ограничены. Тем не менее низкотемпературный кварц широко распространен на рудных месторождениях, и потому изучение его типоморфных свойств имеет важное значение для генетической минералогии. Целью настоящих исследований являлось нахождение в низкотемпературном кварце структурных дефектов, доступных для регистрации методом ЭПР и имеющих генетическое значение.

Методом ЭПР были изучены образцы кварца из мезотермальных жильных золото-кварцевых месторождений Северного Казахстана и золото-кварц-сульфидных месторождений Дарасунского рудного поля. Североказахстанские месторождения (Степняк, Северное Карасу, Бестюбе-центр и некоторые другие) принадлежат к позднеордовикской березит-лиственитовой формации ранних каледонид Степняковского мегасинклинория и могут быть отнесены к гипабиссальной и мезоабиссальной фациям [4]. Золото-кварц-сульфидная формация была представлена месторождениями Дарасун и Теремкинским, описанию которых посвящена обширная литература [5–6].

При отборе образцов для исследования основное внимание уделялось месторождениям Дарасунского рудного поля, формирующихся в более сложных условиях. Золото-кварцевые месторождения Северного Казахстана были рассмотрены в качестве объектов сравнения. Предполагалось, что полученные для них закономерности могут быть перенесены на золото-кварц-сульфидные месторождения и расширить наши представления об особенностях их образования.

Анализ методом ЭПР выполнялся с использованием навесок кварца фракции менее 0.25 мм. Предварительно исследуемые образцы проходили очистку от магнитных минералов, способных внести искажения в спектры ЭПР. Для перевода структурных дефектов в парамагнитное состояние образцы кварца перед анализом подвергались



облучению электронами с энергией 7 МэВ дозой  $10^4$  Гр. Исследовались как исходные образцы кварца, так и прогретые при температуре  $T=900^\circ\text{C}$ .

Запись спектров ЭПР осуществлялась на спектрометре ER-420 с длиной волны электромагнитного излучения  $\lambda=3$  см (фирма "Bruker", Германия). При этом соблюдались оптимальные режимы регистрации парамагнитных центров, в том числе и температуры исследуемых образцов.

Анализ полученных спектров ЭПР выявил присутствие в изучаемых образцах кварца различных видов парамагнитных центров. Их состав наиболее разнообразен в кварце месторождений Дарасунского рудного поля. В нем установлено несколько известных парамагнитных центров, связанных с изоморфными примесями Al, Ti, Ge и рядом других структурных дефектов. Одновременно в этом кварце обнаружено наличие двух неизвестных типов центров, которые не наблюдаются в высокотемпературном кварце. Неизвестные центры в значительных количествах присутствуют и в кварце месторождений Северного Казахстана, хотя концентрация других парамагнитных центров в них снижается до уровня порога обнаружения.

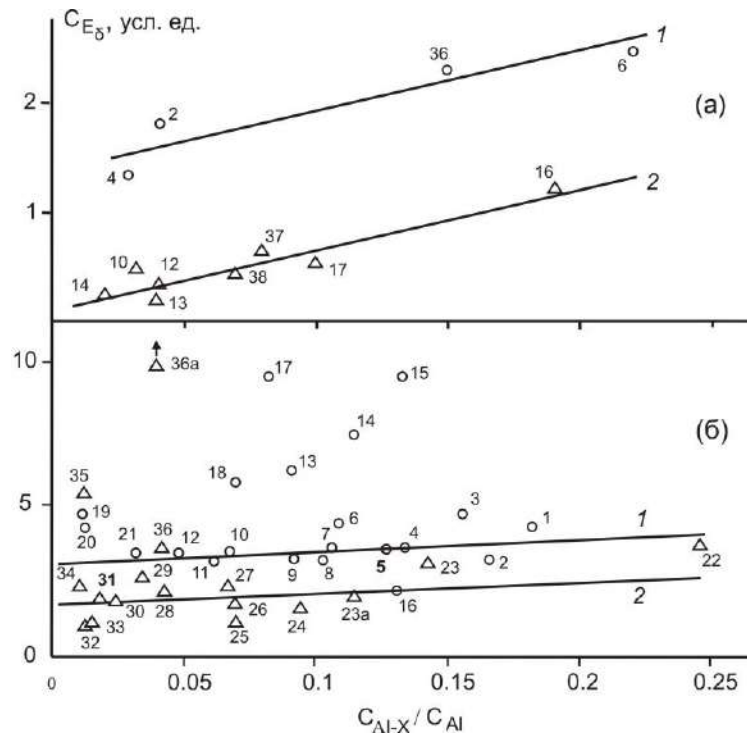
Спектроскопические параметры одного типа неизвестных центров указывают на его связь с ионами изоморфного алюминия, ассоциированными с одной или двумя кислородными вакансиями. В соответствии с этими представлениями мы его назвали Al-X. Количественное определение содержания Al-X-центров в кварце оказалось невозможным из-за наложения на их спектр интенсивных линий ЭПР Al-O<sup>-</sup>-центров, обусловленных идеальным изоморфным вхождением ионов Al<sup>3+</sup> в кристаллическую решетку. Поэтому для оценки концентрации Al-X-центров использовалось соотношение интенсивностей спектров ЭПР Al-X- и Al-O<sup>-</sup>-центров ( $C_{\text{Al-X}}/C_{\text{Al}}$ ).

Другой тип неизвестных центров может быть отнесен к классу E-центров, представляющими собой кислородные вакансии в кварцевом стекле [7]. Обнаружено, что в исследованных образцах присутствует несколько разновидностей E-центров, из которых наибольшую концентрацию имеют  $E_\delta$  и в меньшей степени  $E_\gamma$ . Оба указанных центра появляются после предварительного прогрева образцов кварца при  $T=900^\circ\text{C}$ .

Необычное строение и локализация  $E_\delta$ - и Al-X-центров только в низкотемпературном кварце указывает на их связь с зонами дефектности кварца.

Анализ закономерностей распределения  $E_\delta$ - и Al-X-центров в образцах кварца месторождений Северного Казахстана показал, что между их концентрациями ( $C_{E_\delta}$  и  $C_{\text{Al-X}}/C_{\text{Al}}$ ) существует линейная зависимость. Причем она различна для месторождений гипабиссальной и мезоабиссальной фаций. Для первой из них наблюдаются более высокие содержания  $E_\delta$ -центров в кварце при одних и тех же значениях  $C_{\text{Al-X}}/C_{\text{Al}}$ . Графики зависимостей  $C_{E_\delta}(C_{\text{Al-X}}/C_{\text{Al}})$  (изогены) для месторождений обеих фаций имеют вид параллельных прямых, одна из которых расположена выше другой (рис. 1а).

Интересно, что на характер распределения  $E_\delta$ - и Al-X-центров не влияют геохимические особенности месторождений. Действительно, каждая из изоген образована точками, отвечающими образцам кварца разных месторождений. Отсюда можно заключить, что концентрации  $E_\delta$ - и Al-X-центров в кварце преимущественно определяются термодинамическими условиями минералообразования. Ведь именно они в первую очередь изменяются при переходе от одной фации к другой. Повышенные значения  $C_{E_\delta}$  в кварце месторождений гипабиссальной фации свидетельствуют о том, что скорость образования дефектов  $E_\delta$  растет с понижением температуры и давления.



**Рисунок 1.** Графики зависимостей между концентрациями Al-X- и  $E_{\delta}$ -центров в кварце жильных золотокварцевых месторождений Северного Казахстана (а) и золото-кварц-сульфидных месторождений Дарасунского рудного поля (б). На фрагменте (а) точки отвечают образцам кварца месторождений: 2, 4 – Кварцитовые Горки; 6, 36 – Бестюбе-центр; 10, 12, 13, 37, 38 – Степняк; 14 – Новоднепровское; 16, 17 – Северное Карасу. Прямые (1) и (2) описывают месторождения гипабиссальной и мезоабиссальной фаций, соответственно. На фрагменте (б) точки с 1 по 21 отвечают образцам кварца месторождения Дарасун, а точки с 22 по 36а – образцам кварца месторождения Теремкинское. Прямая (1) описывает месторождение Дарасун, прямая (2) – Теремкинское. Для  $E_{\delta}$ -центров одна условная единица соответствует концентрации  $4 \times 10^{14}$  дефект/г.

Существование линейных взаимосвязей между концентрациями  $E_{\delta}$ - и Al-X-центров было обнаружено и для кварца месторождений Дарасунского рудного поля. Достаточно четко она проявлена для Теремкинского месторождения. Практически все экспериментальные точки на графике зависимости  $C_{E_{\delta}}(C_{Al-X}/C_{Al})$  лежат на одной прямой линии (изогена 2 на рис. 1б). Исключение составляют лишь несколько точек, отвечающих образцам кварца, кристаллизация которых проходила в условиях быстрого остывания флюида. Один из них (обр. 35) содержит самое высокое содержание изоморфного титана и, как следствие, отвечает наиболее высокотемпературному кварцу [8]. Его кристаллизация осуществлялась в условиях взаимодействия холодных вмещающих пород с флюидом, что и стало причиной охлаждения последнего. Другой кварц с повышенной концентрацией  $E_{\delta}$ -центров имеет две разновидности – молочно-прозрачную (обр. 36) и сахаровидную (обр. 36а). Для обеих наблюдается отклонение точек от изогены из-за быстрого остывания флюида вследствие тектонического изменения вмещающей породы и нарушения герметичности минералообразующей системы.

Для кварца месторождения Дарасун обнаруживается другая картина распределения  $E_{\delta}$ - и Al-X-центров в кварце. Хотя подавляющая часть точек на графике зависимости  $C_{E_{\delta}}(C_{Al-X}/C_{Al})$  образуют общую изогену 1, число точек, отклонившихся от нее, также велико (рис. 1б). Природа отклонения некоторых из них очевидна. Например, точки 19 и 20 соответствуют образцам кварца брекчий, кристаллизация которого происходило совсем в других условиях, чем остального кварца [5].

Отклонение других точек, по всей видимости, связано с особенностями процесса рудообразования.

Как было установлено, месторождение Дарасун формировалось в два этапа [8]. Ранний этап протекал на сравнительно большой глубине в стабильной термодинамической обстановке. Образованному в этот момент кварцу (обр. 3, 5, 6, 9, 10, 11, 16) отвечают точки, лежащие на изогене 1 (рис. 1б). Кристаллизация других образцов кварца проходила на позднем этапе, протекавшем на малой глубине в нестабильных условиях. Одной из причин нестабильности мог стать пульсационный режим функционирования гидротермальной рудообразующей системы месторождения [9]. Оценки показывают, что инъекции новых порций флюида способны вызывать повышение его температура на 100°C, а затем приводить к его быстрому охлаждению.

В целом же положение изоген 1 и 2 на рис. 1б вполне закономерно и согласуется с их расположением на графике зависимости  $C_{E\delta}(C_{Al-X}/C_{Al})$  для месторождений Северного Казахстана (рис. 1а). Более высокая концентрация  $E\delta$ -центров в кварце месторождения Дарасун, по сравнению с месторождением Теремкинское, обусловлена его менее глубоким залеганием и меньшей температурой формирования. Согласно результатам проведенных нами микротермометрических исследований температура рудообразующего флюида на месторождении Теремкинское достигает значения 466°C, а на месторождении Дарасун – 430°C.

Таким образом,  $E\delta$ - и Al-X-центры, образующиеся в дефектных зонах кварца, имеют генетическое значение, и их распределение в минерале может использоваться для изучения термодинамических условий рудообразования. Оно позволяет выявлять случаи ускоренной кристаллизации кварца, связанной со скачкообразным изменением  $PT$ -условий и отражающей динамику процессов формирования месторождений.

Авторы выражают благодарность Спиридонову Э.М. и Зориной Л.Д. за подбор геологического материала для исследований.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 17-05-00387 и 19-05-00476).*

### Литература

1. Каменцев И.Е. О влиянии температуры кристаллизации на вхождение примеси в структуру природного кварца // Геохимия. 1965. № 3. С. 366-367.
2. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра. 1984.
3. Раков Л.Т., Шурига Т.Н. Структурно-динамическое состояние как генетический критерий кварца // Геохимия. 2009. № 10. С. 1086-1102.
4. Спиридонов Э.М. Новые данные по минералогии месторождений плутоногенной золото-кварцевой формации Северного Казахстана // Новые данные о минералах. 2014. Вып. 49. С. 58-75.
5. Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972.
6. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир, 2006.
7. Griscom D.L. Trapped-electron centers in pure and doped glassy silica: A review and synthesis // J. Non-Cryst. Solids. 2011. V. 357. P. 1945-1962.
8. Раков Л.Т., Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. Элементы-примеси в кварце месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса // Геология рудн. месторождений. 2019. № 2.

## КУЛЬТИВИРОВАННЫЙ ЖЕМЧУГ И ЖЕМЧУЖНЫЙ ПРОМЫСЕЛ В РОССИИ. ПЕРСПЕКТИВЫ: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

*Рафаелян В.В.\* (Российский государственный геологоразведочный университет  
имени Серго Орджоникидзе (МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия)*

### Аннотация

С изменением экологической обстановки на Северо-Западе России, и в связи с восстановлением популяции пресноводной жемчужницы *Margaritifera margaritifera* сложились предпосылки для восстановления жемчужной отрасли России с целью промышленного производства пресноводного природного и культивируемого жемчуга

**Ключевые слова:** Геммология, ювелирное дело, природные возобновляемые ресурсы, пресноводный природный и культивируемый жемчуг

За прошедший 2018 год маркетологи зафиксировали в России небывалый рост покупательской активности населения с целью приобретения ювелирных изделий с жемчугом. Как показывают маркетинговые исследования в изделиях низкого и среднего сегмента используется в основном культивируемый жемчуг невысокого потребительского качества либо его имитация, произведенный в Китае и в огромном количестве завозимый в Россию, в премиальном же сегменте чаще можно встретить японский жемчуг. На сегодняшний день основными поставщиками культивируемого жемчуга являются Китай и Япония, в меньшей степени - Австралия и Полинезия.

Описание обыкновенной жемчужницы: Категория редкости: 2 - сокращающийся в численности вид. Единственный вид рода в фауне России. Крупный двустворчатый моллюск (длина раковины до 160 мм). Снаружи раковина темно-коричневая или черная (у молодых особей желто-зеленая), обычно удлинённая, овально-четырёхугольная, слабо выпуклая. Макушки почти не выступают. Раковина у макушки, как правило, сильно разъедена и периостракум полностью разрушен, скульптура макушки видна только у самых молодых особей. Внутри створок на их спинном крае расположен замок, состоящий только из кардинальных передних зубов. У правой створки зуб имеет форму высокой неправильной четырёхугольной пирамиды и помещается под макушкой, слегка спереди от нее. В левой створке кардинальных зубов 2, менее выраженных и разделенных пологой ложбинкой. Брюшной край створки обычно прямой или слегка вогнутый. Перламутровый слой толстый, белый с розоватым оттенком, часто с зелеными пятнами [1].

История русского жемчуга очень насыщена и поучительна. Первые упоминания о жемчуге можно встретить в Сборнике Святослава, 1161 года – где автор называет жемчуг талисманом долгой и счастливой жизни. Жемчуг на Руси почитался, высоко ценился и считался сильным оберегом, так, например считалось, что чем больше жемчуга использовано, тем сильнее сила оберега. Жемчужные промыслы производились в реках Кольского полуострова и Карелии, а также в реках Южного Беломорья (современная Архангельская область) в период с XVII по XX вв. Промыслом занимались ныряльщики за жемчугом. Лов жемчуга преимущественно начинался 15 июня, когда вода в реках убывает, и продолжался до 15 августа, пока вода в реке не становилась холодной. Раковины изымались обычно руками и выбрасывались на землю. Сбыт выловленного жемчуга осуществлялся на специальном рынке по продаже жемчуга – жемчужный ряд. Делами на этом рынке заправляли купцы - жемчужники. С 1721 года наша страна занимала первое в мире место по добыче пресноводного жемчуга, шел крупный товарооборот как на внутреннем, так и на

внешнем рынке. Жемчуг применяли везде: начиная от богато расшитых кокошников и заканчивая шедеврами ювелирного искусства. До наших дней сохранились памятники того времени в музейных собраниях Московского Кремля. Но 1870 году произошло катастрофическое падение добываемых жемчужин, в связи с хищнической и браконьерской добычей раковин-жемчужниц и ухудшением общего состояния рек, их заболачиванием вследствие промышленных стоков, лесозаготовительных работ, лесосплавом, внесением удобрений, пестицидов, загрязнением воды, кислотными дождями, мелиоративными работами в русле рек, эвтрофикацией, а также факторами, уменьшающими численность рыб-хозяев (перелов рыб, строительство плотин, акклиматизация других видов рыб и т.д.), которые и привели к разрушению речной экосистемы и прекращению популяции жемчужниц вида Обыкновенная жемчужница - *Margaritifera margaritifera*. В 1912 году завершилась эпоха русского пресноводного жемчуга. В Советской России в 20-х годах XX века организация жемчужного промысла была признана нецелесообразной. Начиная с 30-40 г.г. XX в. в России были попытки на научной основе развивать промысел культивирования пресноводного жемчуга. По прошествии времени многие колонии речных моллюсков *Margaritifera margaritifera* в наиболее чистых реках естественным образом восстановлены. Жемчужница занесена в Красный список МСОП-96. Поэтому вылов жемчуга запрещен и находится под охраной государства.

В связи с импортозамещением предлагается восстановить отечественную жемчужную отрасль на базе лососевых хозяйств, что позволит улучшить речную экосистему, увеличить рыбное и жемчужное хозяйство, обеспечить первоклассным натуральным речным жемчугом внутренний рынок: ювелирные заводы, частные мастерские, музеи, косметическую отрасль, а также экспортировать излишки в другие страны. С учётом того, что в настоящее время самые крупные популяции жемчужницы в мире находятся в реке Варзуга Мурманской области (около 150 млн. особей) и реке Кереть в Карелии (около 42 млн. особей), то единственное место имеющее потенциал для развития жемчужного промысла в России можно считать лишь их. Но это стало возможным благодаря **искусственному разведению сёмги и лосося**, которое проводится Онежским рыбоводным заводом и Солзенским производственно - экспериментальным лососёвым заводом около Северодвинска. Оказалось, что с сотнями тысяч инкубаторских рыбок на волю в огромном количестве выпускаются и мельчайшие личинки жемчужницы, паразитирующие на молоди этих рыб. Таким образом, сегодня деятельность рыбоводных заводов обеспечивает устойчивое воспроизводство и сохранение не только сёмги, но и жемчужницы, связанной с ней паразитическими отношениями. Поэтому, если начать разведение, с дальнейшим полным или частичном культивированием жемчуга, можно полностью обеспечить наш рынок лучшим жемчугом. Для этого необходимо минерализировать водоем, поддерживать комфортный химический состав, насыщенность кислородом воду, рассчитать скорость течения, характер грунта, температуру, обеспечить водоем достаточной плотностью рыб-хозяев, а так на всех этапах осуществлять государственный контроль.

### Литература

Сайт «Красная книга РФ» <http://www.sevin.ru/redbooksevin/>

## СОСТОЯНИЕ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ КАМНЕСАМОЦВЕТНОГО СЫРЬЯ И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕММОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

*Л.Р. Садыкова (ИГГ), С.Т.Маринова (ИМП Узбекистан)*

### Аннотация

Узбекистан располагает значительной ресурсной базой камнесамоцветного сырья. Бурный рост ювелирной отрасли в стране ставит задачу научно обоснованного выявления провинций самоцветов определенного парагенезиса в качестве самостоятельных минерагенических и тектонических структур во взаимосвязи с составом вмещающих пород, особенностями петрологии, геохимии. Другая важная задача – инновационные научные геолого-минералогические исследования для разработки методики геммологической экспертной оценки в соответствии с требованиями Всемирной конфедерации ювелиров (СВЮ).

**Ключевые слова:** камнесамоцветное сырье, оникс, бирюза, кахолонг, агат, яшма, геммология, ювелирная промышленность, методы диагностики, геммологическая экспертиза.

Месторождения цветных камней в Узбекистане известны с древнейших времен и представляет собой богатую по разнообразию и обилию редких, а порой уникальных самоцветных минералов и горных пород. Республиканским балансом учитываются запасы сортового камня по 30 месторождениям: 10-мраморного оникса, 6-бирюзы, 8-кахолонг и опал, 2- родонита и по одному - лиственита, змеевика, яшмы, агата и сердолика. В Республике распространены также нетрадиционные виды камнесамоцветного сырья которые еще недостаточно изучены.

Берилл выявлен почти во всех пегматитовых полях Западного Узбекистана и Чаткальских гор. Бериллиевая минерализация связывается с верхнекарбонovo-нижнеперским и пермо-триасовым гранитоидными комплексами. Пегматитовые поля Западного Узбекистана представляются перспективными на обнаружение ювелирных разновидностей минерала (изумруда, аквамарина, гелиодора). Встречается в виде призматических кристаллов размером 5—7, редко 10—30 см по длинной оси, 3—4, реже 7—8 см в поперечнике.

Альмандин широко развит Западном Узбекистане (горы Нуратау, Актау, Каратюбе, Алтынтау, Султанувайс) приуроченные к силурийским метаморфическим слюдяным сланцам.

Аметист используется как ограночный материал для ювелирных изделий. На территории Узбекистана он распространен широко. Выявлен в Кургашикане, Катранге, Кумколе. Наиболее крупное проявление аметиста — Мискансайское в верховьях Пскема.

Горный хрусталь и его окрашенные разности — лимонно-желтый цитрин, дымчатый кварц (раухтопаз), смоляно-черный морион представлен двумя генетическими типами: пегматитами и гидротермальными кварцевыми жилами. В настоящее время крупные скопления пегматитов известны в районе Майдантальского плутона (проявления Шамтерек, Анаульген, Аютор, Курумтор и др.). Кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя известны в Чаткальском хребте (Ункурташское, Баркракское, Чакырташское, Такенсайское, Шамтерекское, Пскемсайское, Мискансайское проявления).

Халцедон используется как поделочный и технический камень, а прозрачные цветные разности как ювелирное сырье. Проявления халцедона широко развиты среди

карбонатных отложений палеогенового (Ангренская и Ферганская долины), девонского и нижнекарбонового (Чаткальские и Кураминские горы, Нуратау, Тамдытау) возрастов. Возможно обнаружение промышленных залежей в палеогеновых отложениях (Чирчик, Ангрен, Исфара, Ферганский Каратау и т. д.) аналогичных Джамбульскому.

Нефрит (тремолитовый) обнаружен в Гавасае (водораздел между Уртасу и Янгизуруком). Его дальнейшие перспективы связываются с районами распространения зеленых актинолитовых сланцев.

Лазурит связан с докембрийскими комплексами пород и залегает в доломитовых мраморах. Перспективы Узбекистана на лазурит не выяснены и требуют проведения специальных исследований. По внешнему виду к лазуриту близок дюмортьерит, изученный в Акташском месторождении.

Амазонит отмечен в Зирабулак-Зиаэтинских горах в сае Дарантут, а также на правом берегу в верховьях р. Баркрак. Он связан с пегматитовыми жилами. Практическая ценность минерала не выяснена,

Алунит широко распространен в Чаткало-Кураминских горах. Алунитовая провинция, охватывающая юго-западные отроги Чаткальского хребта, включает 10 месторождений (Акташ, Аксаката, Шавас, Акча и др.), на северном склоне Кураминских гор — 17 месторождений (Гушсай, Ургаз, Шаугаз и др.). Как поделочный камень алунит наиболее перспективен на месторождении Акташ.

Агальматолит выделяется в виде плотных вязких масс восковидного облика. По декоративно-структурным особенностям подразделяется на 4 разновидности; 1) серовато-зеленый, волнисто-полосчатый; 2) зеленовато-коричневый с желтоватым отливом и волнисто-струйчатой полосчатостью; 3) светло-зеленый с флюидальной текстурой, просвечивающий в тонких сколах; 4) равномерно окрашенный нежно-зеленый полупрозрачный. Практически интересные скопления образуют первые три разновидности. Наиболее перспективны на агальматолит месторождения Акташ и Гушсай.

Окаменелое дерево обнаружено в горах Букантау, Султанувайс, Чаткало-Курама и других местах. В меловых отложениях Султанувайса выявлены окаменелые деревья в виде стволов и вертикально стоящих пней.

Гипс имеет две разновидности: алебастр и селенит. Селенит приобрел наибольшее значение как поделочный материал. Золотистый оттенок, шелковистый блеск, мягкость в обработке и отличная полируемость. Проявление оптического гипса находится на юге Узбекистана в Термезском районе (Ходжаикан, Караулхана и др.).

Также выявлены проявления корунда (сапфир, рубин), гранатов, турмалинов хиастолита (андалузит) и др.

Все это разнообразие камнесамоцветов Узбекистана обусловило актуальность геммологических исследований с применением инновационных методов диагностики ювелирных и поделочных камней, а также оценка пригодности их для производства ювелирных и художественных изделий [3].

Камнесамоцветное сырье до недавнего прошлого классифицировалось [2] по различным принципам: рыночной стоимости, генетическим, признаку единства или сходства обработки (технологическая), областям применения, геолого-экономическим и др. Все они в определенной мере устарели и не всегда отвечают современным требованиям.

За последние десятилетия в разных регионах Мира созданы основы поисков месторождений цветных камней, разработаны принципы прогнозирования минерагенических исследований.

Однако основные положения геммологического направления в классической геологии еще только разрабатываются. Как и при выделении рудных формаций,

существуют сложности и противоречия в подходах классификационным признакам при обозначении и выделении камнесамоцветных формаций. Важнейшей задачей геммологии является выявление провинций самоцветов определенного парагенезиса в качестве самостоятельных минерагенических и тектонических структур во взаимосвязи с составом вмещающих пород, особенностями петрологии, геохимии.

В недавно созданной ювелирной ассоциации Узбекистана и последующего ее развития возникает необходимость в геммологической науке в целом. Это возможно при соблюдении нескольких условий: развитие фундаментальной науки в сотрудничестве с производственной геологией, формирование законодательной базы, создание площадки для обсуждения проблем отрасли и вывод продукции отечественных производителей ювелирных изделий на мировой рынок в соответствии с требованиями Всемирной конфедерации ювелиров (СІВЈО), а также предоставления документов отвечающим мировым стандартам.

Геммология, как раздел науки о полезных ископаемых, исследует минералы и их агрегаты, непосредственно используемые в различных отраслях техники, ювелирной и строительной промышленности. Объекты исследования геммологии – отдельные виды минерального сырья. В ряде случаев их наличие на месторождении повышает рентабельность разработки, на других месторождениях ювелирное сырье или декоративные коллекционные минералогические материалы являются главным полезным ископаемым. Как и любая другая наука, геммология развивалась поэтапно. Первый этап – эмпирического накопления знания в процессе потребления камня в разных областях человеческой деятельности: в горнорудном деле, строительстве, разного рода ремеслах и технологиях, в духовной культуре, в религии, науке, искусстве; второй начинается с XVIII века – века просвещения, когда геммология начала развиваться как наука, а диагностика ювелирного камня приобрела значение точного знания. Середина XIX века оказалась революционной для многих областей естественнонаучных знаний благодаря изобретению поляризационного микроскопа. Самоцветы, как и другие минералы, стали предметом изучения специальных отраслей геологических знаний – петрографии, кристаллографии, минералогии [1].

А.Е. Ферсманом в его известной монографии «Гранитные пегматиты», заложены, по сути, начала геммологической минерагении. Современная геммология базируется на опыте, накопленном А. Е. Ферсманом, Е. Я. Киевленко, Д. В. Рундквистом получившем развитие в работах А. В. Татаринова, Г. А. Юргенсона, Е. П. Мельникова, В. Г. Гадиятова, И. В. Коваленко. Научные исследования в областях минералогии и геологии месторождений камнесамоцветного сырья выполнялись в научных институтах Сибирского отделения Академии наук - Института минералогии и петрографии (Новосибирск), Института геохимии и Института земной коры (Иркутск), СНИИГГиМСа (Новосибирск, Красноярск).

В последние годы геммология как самостоятельная наука развивается особенно интенсивно, в связи с применением новых современных инновационных методов диагностики таких как, рентгенография, адсорбционная оптическая спектроскопия, электронная микроскопия.

Разработка методики геммологической экспертной оценки разнообразного камнесамоцветного сырья в Узбекистане в соответствии с требованиями Всемирной конфедерации ювелиров (СІВЈО) является одной из актуальных задач.

#### **Литература**

1. Б.Ф. Куликов. Словарь камней-самоцветов.- Л.: Недра, 1982.
2. Рид П. Дж. .Гомологический словарь. – Л.: Недра, 1986.
3. И.Х. Халилов. Литье с камнями.- Махачкала, 2003.-184с.



## К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ НОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРУНДА (ГОЛУБОГО САПФИРА) В ШПИНЕЛЬ-ХЛОРИТ-МУСКОВИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ИЛЬМЕНСКИХ ГОД, ЮЖНЫЙ УРАЛ: НОВЫЕ ДАННЫЕ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И Rb-Sr ИЗОТОПНОГО СОСТАВА

Сорокина Е.С.\* (Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), [elensorokina@mail.ru](mailto:elensorokina@mail.ru)), Рассомахин М.А. (Ильменский государственный заповедник, [miha\\_rassomahin@mail.ru](mailto:miha_rassomahin@mail.ru))

### Аннотация

В работе представлены результаты исследования генезиса нового месторождения корунда-сапфира в шпинель-хлорит-мусковитовых метасоматитах Ильменогорского комплекса Южного Урала. Получены новые данные по минералогии, геохимии и Rb-Sr изотопному составу метасоматитов.

**Ключевые слова:** корунд, сапфир, Ильменогорский комплекс, геохимия, минералогия, Rb-Sr изотопия

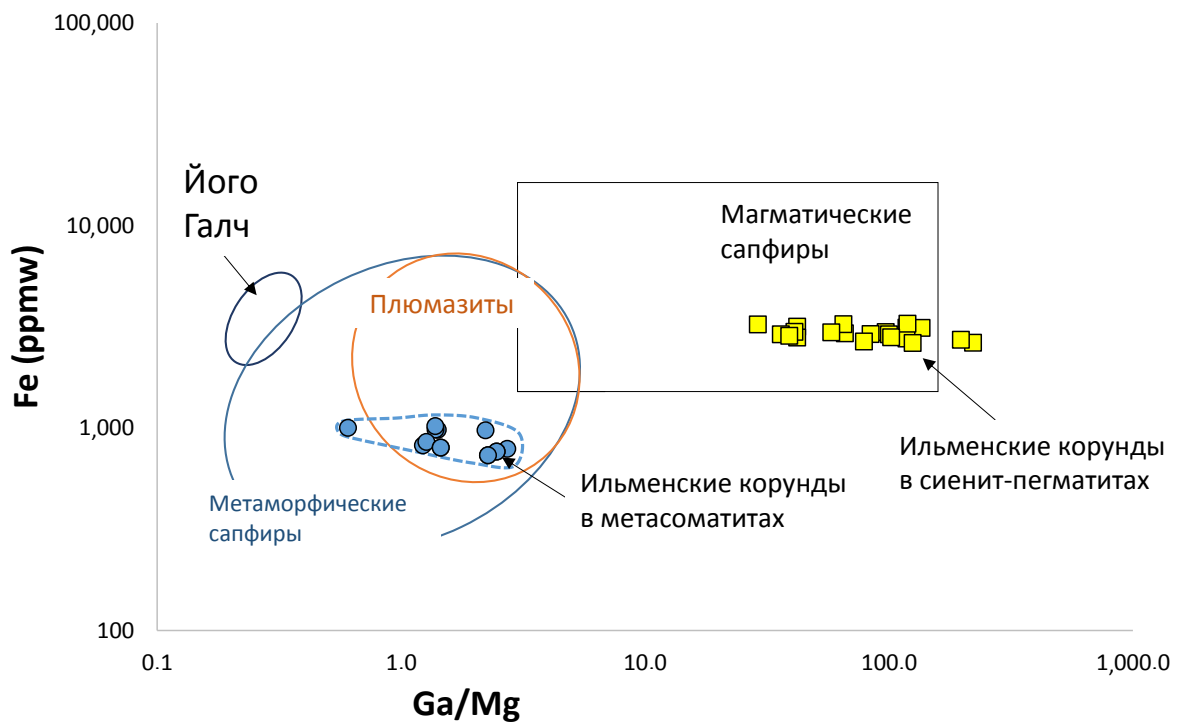
Голубой корунд (сапфир) –  $\alpha\text{Al}_2\text{O}_3$  – является устойчивым к эрозии минералом и в связи с этим он часто концентрируется в россыпных месторождениях дискуссионного генезиса. Поэтому исследования минерала, обнаруженного *in situ* во вмещающих породах, может дать представление о петрогенезисе сапфира на вторичных объектах.

Сапфир ювелирного качества известен в сиенитовых пегматитах Ильменских гор на Южном Урале с конца 19-го века (Sorokina et al, 2016, 2017). Проявление голубого сапфира в Ильменогорском комплексе было также обнаружено в гипербазитах (жила 418 – Никандровская), где минерал образуют концентрические агрегаты в шпинель-ганитовой кайме. Корунд-сапфир образует полупрозрачные кристаллы неправильной формы с бесцветными и синими зонами. Концентрические агрегаты минерала со шпинелевой каймой заключены в матрицу из клинохлор-мусковита. Сама корунд (сапфир) -шпинель (ганит) -клинохлор-мусковитовая порода ассоциирует с анортитом (An100), минералами группы апатита, цирконом, диапором, микролитом, алланит-диссакиситом- (Ce), монацитом- (Ce), дравитом, Ba-содержащим полевым шпатом и различными Ni-содержащими минералами. Вмещающие гипербазиты (ортопироксениты), состоящие преимущественно из энстатита с небольшим количеством оливина, подверглись значительным метасоматическим изменениям (серпентинизации). Гипербазиты имеют высокое содержание  $\text{SiO}_2$  (приблизительно 50–61 масс.%) и  $\text{MgO}$  (приблизительно 20–32 масс.%), а также низкие количества  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,11–3,97 масс.%) и щелочных элементов (всего около 0,1–0,2 масс.%). Тогда как корунд-содержащая порода обогащена  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16,26–38,52 мас.%) и  $\text{MgO}$  (16–25 мас.%) в сочетании с переменным  $\text{SiO}_2$  (25–80). мас.%), но имеет низкие концентрации щелочных элементов ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 1$  мас.%). Корунд-содержащая порода, в отличие от вмещающих гипербазитов, обогащена LREE по сравнению с HREE и имеет отрицательные аномалии по Eu (Sorokina et al. 2019). REE спайдер-диаграммы корунд-содержащей породы аналогичны REE диаграммам корундовых сиенит-пегматитов Ильменогорского комплекса (Sorokina et al. 2019).

Корунд-шпинель-клинохлор-мусковитовая порода образовалась после метасоматического изменения ортопироксенитов при температуре около 700–750 ° C и давлении около 1,8–3,5 кбар согласно термодинамическому моделированию в системе корунд + ортоклаз +  $\text{H}_2\text{O} \rightarrow$  мусковит по Yoder & Eugster (1955). Метасоматические флюиды, обогащенные HFSE, LILE и глиноземом, образовались после частичного плавления нефелиновых сиенитов (миаскитов) Ильменогорского комплекса, в то время

как обогащение корунд-содержащих пород Mg и некоторыми сидерофильными элементами связано с метасоматической переработкой вмещающих гипербазитов. Формирование корунд-шпинель-клинохлор-мусковитовой метасоматической породы произошло около  $289 \pm 9$  млн. лет назад (по данным Rb-Sr изотопии), что связано с периодом охлаждения после пика метаморфизма около 330–320 млн. лет назад во время Уральского орогенеза. При этом примерно этот же возраст образования имеют и другие корунд-содержащие породы Ильмено-Вишневогорского комплекса (корундовые сиенит-пегматиты, корундовые анортозиты – кыштымиты; Sorokina et al. 2019, Filina et al. 2019a,б).

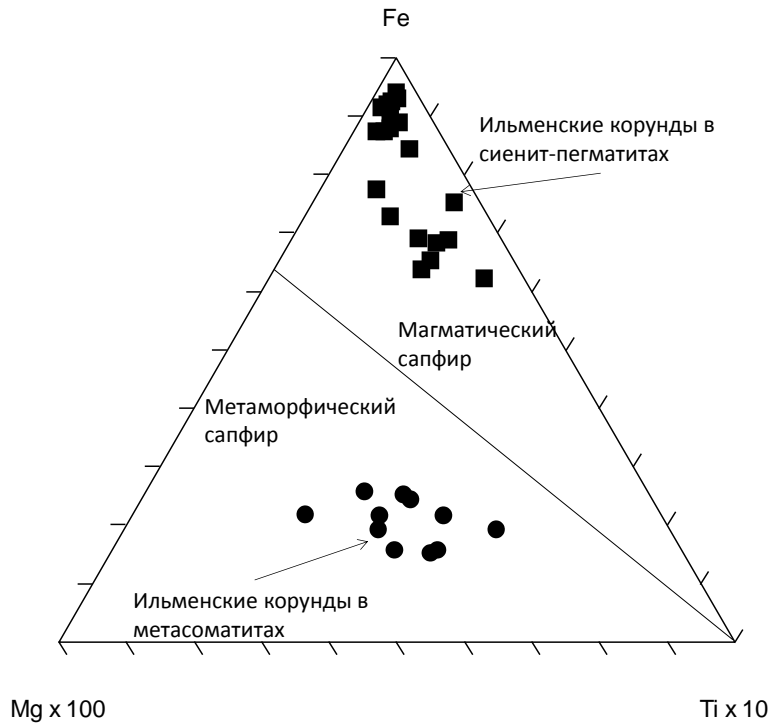
Сапфир кристаллизовался после разрушения диаспора по реакции:  $2 \text{ диаспор} \rightarrow \text{корунд} + \text{H}_2\text{O}$ . Хлорит образовался во время метасоматической переработки вмещающих гипербазитов. Однако образование шпинелевой каймы, окружающей корунд-сапфировые агрегаты, скорее всего, связано с метасоматическим флюид-хлоритовым взаимодействием с корундом. При снижении давления и температуры образовался мусковит по реакции:  $\text{корунд} + \text{ортоклаз} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{мусковит}$  (Sorokina et al. 2019).



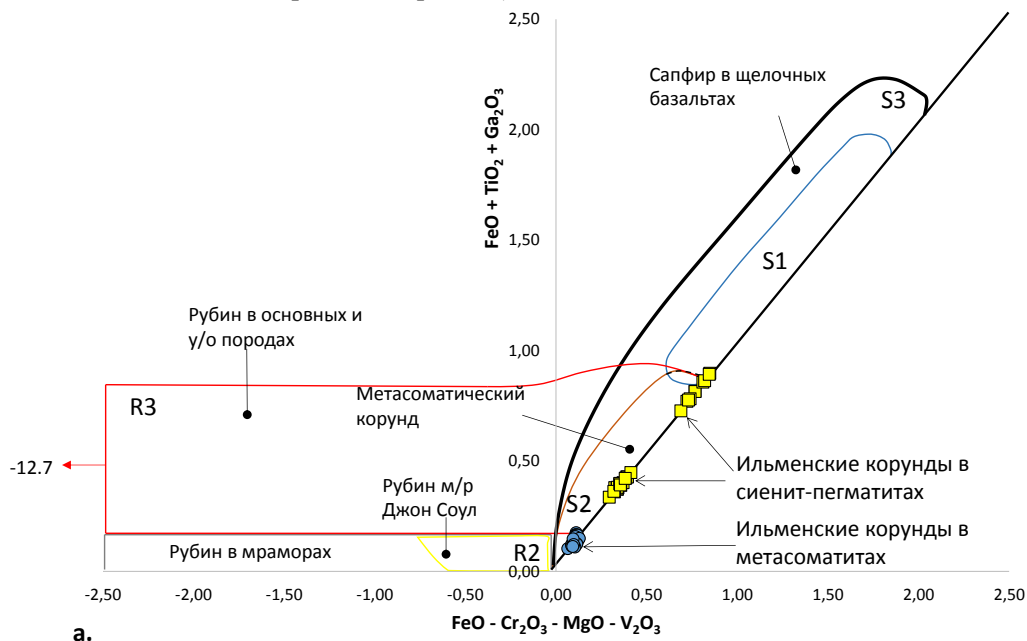
**Рисунок 1.** Дискриминантная диаграмма Fe к Ga/Mg по Peucat et al. (2007) с полями для магматических и метаморфических сапфиров с нанесенными данными для Ильменских корундов в метасоматитах - синие круги (Sorokina et al., 2019) и в сиенит-пегматитах – желтые квадраты (Sorokina et al., 2017).

Несмотря на очевидный метасоматический генезис корунд-шпинель-клинохлор-мусковитовой породы, исследования с помощью метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) показали значения микроэлементов в корунде-сапфире, характерные для минерала «метаморфического» генезиса:  $\text{Ga/Mg} < 2,7$ ;  $\text{Fe/Mg} < 74$ ;  $\text{Cr/Ga} > 1,5$  (когда Cr выше порога обнаружения);  $\text{Fe/Ti} < 9$  (Sorokina et al. 2019). Также диаграммы, использующие отношения этих микроэлементов в корунде, такие как Fe к Ga/Mg и  $\text{Fe-Ti} \times 10 - \text{Mg} \times 100$  по Peucat et al. (2007), могут показывать неверный «метаморфический» генезис метасоматитов с

корундом (рис. 1,2). Их следует использовать с осторожностью и, возможно, пересмотреть, используя исключительно данные образцов ювелирного качества, сгруппированных по цвету. При этом дискриминантная диаграмма  $FeO - Cr_2O_3 - MgO - V_2O_5$  к  $FeO + TiO_2 + Ga_2O_3$  по Giuliani et al. (2014) отображает более точный генезис корунда-сапфира (рис. 3): изученные образцы минерала попадают в «метасоматическое» поле и поле «сапфира в щелочных базальтах» (Sorokina et al. 2019).



**Рисунок 2.** Треугольная диаграмма  $Fe-Mg*100-Ti*10$  по Reucat et al. (2007) с полями для метаморфических и магматических сапфиров с нанесенными данными для Ильменских корундов в метасоматитах – черные круги (Sorokina et al. 2017) и сиенит-пегматитах – черные квадраты (Sorokina et al., 2019).



**Рисунок 3.** Диаграмма  $FeO - Cr_2O_3 - MgO - V_2O_5$  к  $FeO - TiO_2 - Ga_2O_3$  (в масс.%) по Giuliani et al. (2014) с нанесенными данными для Ильменских корундов в метасоматитах – синие круги (Sorokina et al. 2019) и в сиенит-пегматитах – желтые квадраты (Sorokina et al. 2017).

### Литература

1. Filina M., Sorokina E.S., Botcharnikov R., Karamelas S., Rassomakhin M.A., Kononkova N.N., Nikolaev A.A., Berndt J., Hofmeister W. Corundum anorthosites – kyshtymites from the South Urals, Russia: a combined mineralogical, geochemical, and U-Pb zircon geochronological study. *Minerals*. 2019a (submitted).
2. Filina M.I., Sorokina E.S., Rassomakhin M.A., Kononkova N.N., Kostitsyn Yu.A., Somsikova A.V. Genetic linkage of corundum plagioclases-kyshtymites and miascites of Ilmenogorsky-Vishnevogorsky complex, South Urals, Russia: new data of Rb-Sr isotopic composition, geochemistry, and mineralogy. *Geochemistry International*. 2019b (in print)
3. Giuliani G., Caumon G., Rakotosamizanany S., Ohnenstetter D., Rakotondrazafy M. Classification chimique des corindons par analyse factorielle discriminante: Application à la typologie des gisements de rubis et saphirs. *Revue de Gemmologie*. 2014, №188. С. 14–22.
4. Peucat J.J., Ruffault P., Fritsch E., Bouhnik-Le-Coz M., Simonet C., Lasnier B. Ga/Mg ratio as a new geochemical tool to differentiate magmatic from metamorphic blue sapphires. *Lithos*. 2007. №98. С. 261–274.
5. Sorokina E.S., Karamelas S., Nishanbaev T.P., Nikandrov S.N., Semiannikov B.S. Sapphire Megacrysts in Syenite Pegmatites from the Ilmen Mountains, South Urals, Russia: New Mineralogical Data. *Canadian Mineralogist*. 2017. №55. С. 823–843.
6. Sorokina E.S.; Koivula, J.I.; Muylal, J.; Karamelas, S. Multiphase fluid inclusions in blue sapphires from the Ilmen Mountains, southern Urals. *Gems and Gemology*. 2016. №52. С. 209–211.
7. Sorokina E.S., Rassomakhin M.A., Nikandrov S.N., Karamelas S., Kononkova N.N., Nikolaev A.G., Anosova M.O., Somsikova A.V., Kostitsyn Y.A., Kotlyarov V.A. Origin of Blue Sapphire in Newly Discovered Spinel–Chlorite–Muscovite Rocks within Meta-Ultramafites of Ilmen Mountains, South Urals of Russia: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic Data. *Minerals*. 2019. №9. 36.
8. Yoder H.S., Eugster H.P. Synthetic and natural muscovites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1955. №8. С. 225–280.

## НОРИЛЬСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ: ПРЯМОЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВО ПНЕВМАТОЛИТОВОГО ГЕНЕЗИСА МИНЕРАЛОВ ПАЛЛАДИЯ В СПЛОШНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ

*Спиридонов Э.М.\* (МГУ), О.В. Янакурт, Н.Н. Коротаева, Н.Н. Кривицкая,  
С.Н. Беляков (ГМК)*

### Аннотация

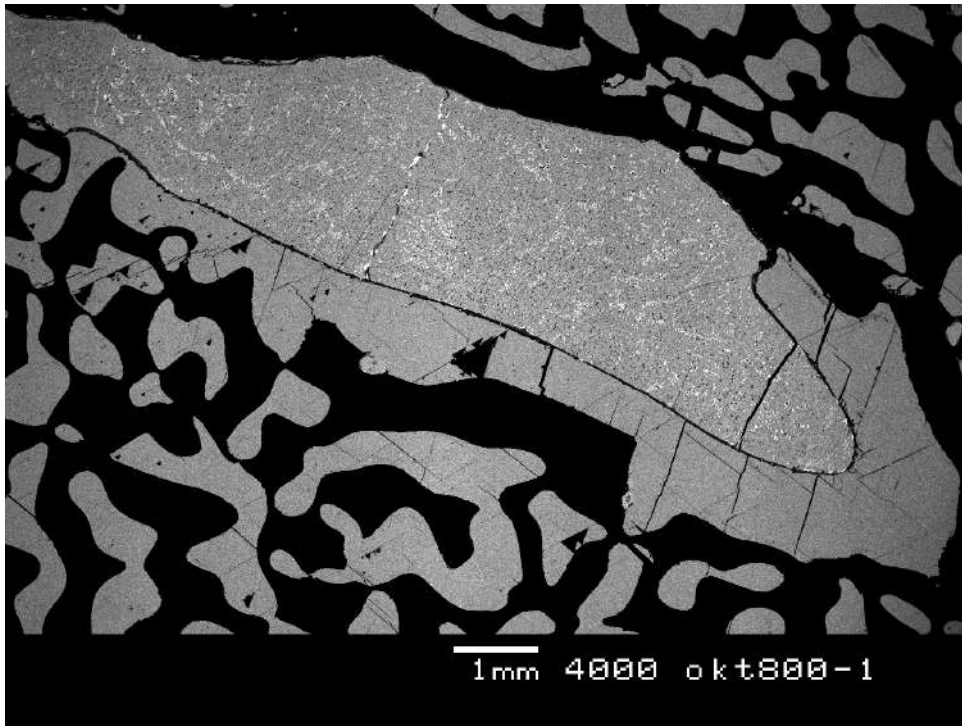
Верхняя приконтактовая часть Главной Хараелахской сульфидной залежи сложена крупнокристаллическими пентландит-халькопирит-талнахитовыми рудами с гнездами эвтектических руд с галенитом (рудник Октябрьский, горизонт – 800 м). Руды уникально богаты Pd, Pt, Ag, Au. В этих сплошных сульфидных рудах находятся метакристаллы теллуристого соболевскита Pd(Bi,Te), окружённые зональными каймами хлорсодержащих щелочных сульфидов, богатых калием и таллием (до 13 масс. % Tl) – джерфишерита – талфенисита. Это прямое доказательство пневматолитового генезиса минералов палладия в норильских сульфидных рудах.

**Ключевые слова.** Норильское рудное поле, пневматолитовые минералы палладия, соболевскит, джерфишерит – талфенисит.

К решению сложной проблемы формирования минералов Pd, Pt, Au и Ag в норильских сульфидных рудах стало возможным приступить, опираясь на результаты исследований М.Н. Годлевского, А.Д. Генкина, Э.А.Кулагова, В.Д. Бегизова, Т.Л. Евстигнеевой, А.А. Филимоновой, С.Ф. Служеникина, В.А. Коваленкера, В.В. Дистлера, В.К. Степанова, Н.С. Горбачёва, Г.А. Митенкова, наших собственных [1-5]. Мы только начинаем понимать реальную весьма непростую картину формирования минералов благородных металлов норильских руд. Основная масса Pd, Pt, Au, Ag в них представлена собственными минералами, меньшая часть рассеяна в сульфидах (некоторая часть Pd и Ag в пентландите и т.п.).

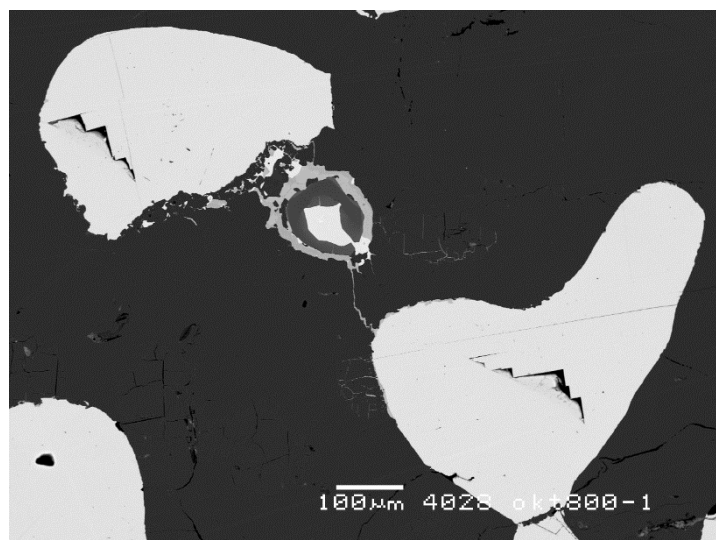
Минералы благородных металлов концентрируются среди продуктов кристаллизации поздних наиболее легкоплавких сульфидных расплавов, обогащённых медью и/или свинцом. Такие руды обычно развиты в верхней приконтактовой части сульфидных жил и залежей.

Верхняя приконтактовая часть Главной Хараелахской сульфидной залежи Талнахского рудного узла на севере Норильского рудного поля сложена крупнокристаллическими пентландит-халькопирит-талнахитовыми рудами с гнездами эвтектических руд с галенитом (рудник Октябрьский, горизонт – 800 м). Руды уникально богаты Pd, Pt, Ag, Au. Эти сплошные сульфидные руды содержат множество метакристаллов теллуристого соболевскита Pd(Bi,Te) и сурьмянистого паоловита Pd<sub>2</sub>(Sn,Sb) с массой мелких телец распада геверсита, инсизвайта, мончеита и гессита. Метакристаллы соболевскита и паоловита обычно окружены прерывистыми каймами мончеита, платинистого таймырита и, далее, - зональными выделениями электрума – кюстелита – золотосодержащего серебра. Размер метакристаллов соболевскита варьирует от субмикроскопического до 12 мм (рис. 1). Размер метакристаллов паоловита до 9 мм. По соседству с гнездами метакристаллов соболевскита или паоловита нередко встречаются скопления метакристаллов сурьмянистого сперрилита Pt(As,Sb)<sub>2</sub> с поперечником до 7 мм.

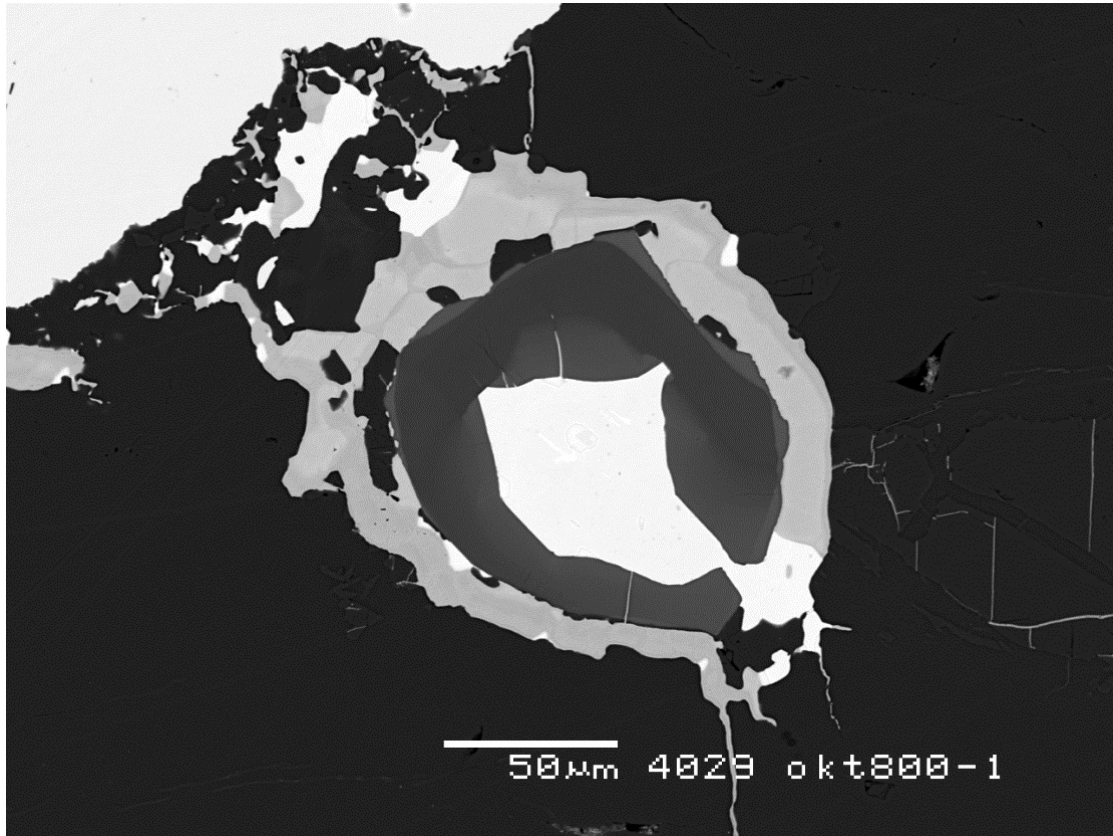


**Рисунок 1.** Огромный удлинённый метакристалл соболевокита (с тельцами распада мончеита и гессита) в графических сростаниях PbSss (светлые «ихтиоглипты») и Iss 5 (чёрная матрица – сростания талнахита, халькопирита, пентландита). В отражённых электронах.

Особый интерес представляют развитые в описанных рудах небольшие метакристаллы теллуристого соболевокита  $(\text{Pd}_{0.99}\text{Pt}_{0.02})_{\Sigma=1.01}(\text{Bi}_{0.79}\text{Te}_{0.18}\text{Sb}_{0.02})_{\Sigma=0.99}$ , окружённые зональными каймами хлорсодержащих щелочных сульфидов, богатых калием и таллием (до 13 масс. % Tl) – джерфишерита – талфенисита (рис 2 и 3).



**Рисунок 2.** Небольшой метакристалл соболевокита (белый в центре) окружён каймой джерфишерита – талфенисита и далее – каймой электрума (светло серый) в графических сростаниях PbSss (светлые) и Iss 5 (чёрная матрица – сростания талнахита, халькопирита, пентландита). В отражённых электронах.



**Рисунок 3.** Деталь рисунка 2. Небольшие метакристаллы соболевокита (белые) около контакта галенита (светлый слева сверху) и талнахитовой матрицы (чёрная). Центральный метакристалл соболевокита окружён зональной каймой джерфшиерита (чёрно-серый) и талфенисита (более светлые зоны). На джерфшиерит – талфенисит вырос электрум (светло серый). Электрум также выполняет сеть тонких трещин в талнахите. В отражённых электронах.

Состав наиболее богатых калием зон (самые тёмные в кайме вокруг соболевокита) отвечает таллий-содержащему относительно бедному хлором джерфшиериту, существенно железистому, с значительной примесью свинца и бария –  $(K_{4.55}Tl_{0.71}Pb_{0.54}Ba_{0.19})_{\Sigma=5.99}(Fe_{16.16}Cu_{6.70}Ni_{1.25}Co_{0.08})_{\Sigma=25.18}S_{26}(Cl_{0.49}S_{0.33})_{\Sigma=0.82}$ . Этот состав близок к классическому для джерфшиерита –  $K_6(Fe,Cu,Ni)_{24}S_{26}(Cl,S)_1$ .

Состав обогащённого талием и бедного хлором (следы хлора) джерфшиерита, существенно железистого, с весьма значительной примесью свинца и менее бария –  $(K_{3.08}Tl_{1.55}Pb_{1.21}Ba_{0.10})_{\Sigma=5.94}(Fe_{16.12}Cu_{5.59}Ni_{2.28})_{\Sigma=23.99}S_{26}S_{1.01}$ . Этот состав отвечает джерфшиериту, обогащённому серой –  $K_6(Fe,Cu,Ni)_{24}S_{26}S_1$ .

Состав наиболее светлой зоны в оторочке щелочных сульфидов вокруг соболевокита, отвечает талфениситу, обогащённому калием и свинцом, существенно железистому, бедному хлором \*следы хлора) –  $(Tl_{2.49}K_{2.06}Pb_{1.39}Ba_{0.05})_{\Sigma=5.99}(Fe_{16.65}Cu_{3.94}Ni_{3.58})_{\Sigma=24.17}S_{26}S_{0.83}$ . Этот состав отвечает талфениситу, обогащённому серой –  $(Tl,K)_6(Fe,Cu,Ni)_{24}S_{26}S_1$ .

Наличие оторочек хлорсодержащих щелочных сульфидов калия и таллия (до 13 масс. % Tl) вокруг метакристаллов интерметаллидов палладия - прямое доказательство пневматолитового генезиса минералов палладия в норильских сульфидных рудах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).

### Литература

1. Генкин А.Д., Филомонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Вяльсов Л.Н., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука. 1981. 234 с.
2. Генкин А.Д., Звягинцев О.Е. Высокит – новый сульфид палладия и никеля // Зап. ВМО. 1962. Ч. 91. Вып. 6. С. 718-725.
3. Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д. Платинометальная минерализация норильских медно-никелевых руд. В кн.: Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: 1990. С. 98-106.
4. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356-1378.
5. Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Серова А.А., Куликова И.М., Беляков С.Н., Серeda Е.В., Тушенцова И.Н., Жуков Н.Н. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2015. № 5. С. 402-432.



## НОРИЛЬСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ: НОВАЯ МИНЕРАЛЬНАЯ АССОЦИАЦИЯ - ГРИНОКИТ, СЕРЕБРО, БОРНИТ, ГАЛЕНИТ, ГИЗИНГЕРИТ

*Спиридонов Э.М. \*, Н.Н. Коротаева, Н.Н. Кривицкая, Серова А.А. (МГУ), С.Н. Беляков (ГМК)*

### Аннотация

На горизонте – 800 м рудника Октябрьский верхняя часть Главной Хараелахской сульфидной залежи на контакте с габбро-долеритами сложена магматогенными пентландит-халькопирит-талнахитовыми рудами с гнёздами эвтектических руд с галенитом, уникально богатых благородными металлами. В многочисленных зонах брекчирования и руды, и габбро-долериты захвачены эпигенетическим низкоградным метаморфизмом в условиях цеолитовой фации. Первичные сульфиды и силикаты замещены соответственно борнитом и гизингеритом. С ними ассоциируют цинкистый гринокит, самородное серебро, халькопирит (без структур распада) и галенит. Это новая для норильских сульфидных руд – низкотемпературная метаморфогенно-гидротермальная минеральная ассоциация.

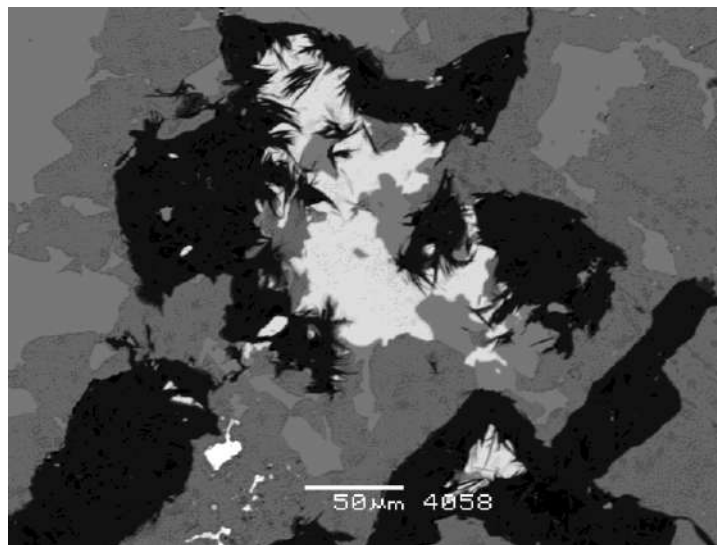
**Ключевые слова.** Эпигенетический низкоградный метаморфизм, цеолитовая фация, гизингерит, гринокит, серебро, борнит, галенит

Норильское рудное поле содержит производные двух этапов минерализации – магматогенного синтраппового (рудноносные интрузивы оливиновых габбро-долеритов и связанные с ними сульфидные Co-Ni-Cu руды с благородными металлами), и эпигенетического послетраппового метаморфогенного, порождённого региональным метаморфизмом в условиях цеолитовой фации, затем – пренит-пумпеллитовой фации и вновь – цеолитовой [6, 5, 7]. В магматогенных пентландит-халькопирит-кубанит-пирротиновых ( $\pm$  талнахит, моихукит, галенит) рудах вдоль отдельных трещин, зон дробления и милонитизации, в виде отдельных вростков, пятен, гнёзд, микро- и макропрожилков, захватывая крупные блоки рудных залежей, развиты пирит, графические сростания пирит-магнетит, бравоит, халькопирит и магнетит (без структур распада), миллерит, валлериит, макинавит, низкие борнит и халькозин, хизлевудит, годлевскит, полидимит, гематит, игольчатый кубанит, сфалерит, вюртцит, галенит, точилинит, паркерит, кобальтпентландит, купропентландит, гаухекорнит, гётит, самородные серебро, медь, мышьяк и висмут, арсениды, сульфоарсениды, антимониды и сульфоантимониды Fe-Ni-Co, клаусталит, касситерит, станнин, алабандин, акантит, штроейерит, ленаит, аргентопирит, науманнит, хоулиит, уранинит, антимонит, киноварь. Обычно в них ассоциируют ангидрит, карбонаты (кальцит, доломит, анкерит), хлорит, кварц, пренит, гидрогранаты, серпентины, брусит, ксонотлит, сапонит, стильпомелан, пектолит, тоберморит, датолит, апофиллит, ильваит, бабингтонит, халцедон, цеолиты (ломонтит, стильбит и др.), окенит, тальк, минералы группы гидроталькита, барит, таумасит, айоваит, антраксолит, нефтяные битумы. Изотопный состав свинца галенита магматогенных руд и галенита из метаморфогенно-гидротермальных ассоциаций разительно отличаются [4].

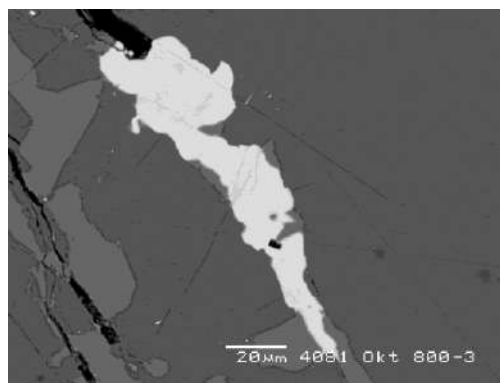
Последовательность метаморфогенно-гидротермальных образований: 1. миллерит-пирит-халькопиритовые; 2. халькопирит-пирротиновые; 3. борнит-пиритовые и борнит-магнетитовые; 4. хизлевудит-халькозиновые; 5. макинавит-магнетит-валлериитовые; 6. существенно пиритовые с Ni пиритом и бравоитом; 7. кварц-гизингеритовые с или без игольчатого кубанита [5]. В составе метаморфизованных норильских руд минералы, содержащие кадмий, установили Т.Л. Евстигнеева – пентландитоподобный шадлунит, содержащий до 5 масс. % Cd [2] и А.А. Филимонова

– кубический цинксодержащий моносulfид кадмия - хоулит [1]. Нами в ассоциации с шадлунином описан сфалерит, содержащий до 12 масс. % Cd [5].

На горизонте – 800 м рудника Октябрьский верхи Главной Хараелахской сульфидной залежи на контакте с габбро-долеритами сложены магматогенными пентландит-халькопирит-талнахитовыми рудами с гнёздами эвтектических руд с галенитом, уникально богатые благородными металлами. В многочисленных зонах брекчирования и трещиноватости мощностью до 35 см и руды, и габбро-долериты интенсивно метаморфизованы в условиях цеолитовой фации. Первичные сульфиды и силикаты замещены соответственно борнитом и гизингеритом (низкотемпературный силикат двух- и трёхвалентного железа, богатый водой), с которыми ассоциируют гринокит, самородное серебро, халькопирит (без структур распада) и галенит. Это новая для норильских сульфидных руд – поздняя низкотемпературная метаморфогенно-гидротермальная минеральная ассоциация с гексагональным сульфидом кадмия - гринокитом (рис. 1-3) и самородным серебром.



**Рисунок 1.** Гнездо гизингерита (чёрный), цинкистого гринокита (белый), борнита (светлосерый), заместивших талнахит (серый). Ярко белое в левой нижней части фотографии – самородное серебро. В отражённых электронах.



**Рисунок 2.** Просечки гизингерита (чёрный) в талнахите (серый). Около прожилков гизингерита талнахит замещён борнитом (светло серый) и цинкистым гринокитом (белый). В отражённых электронах.

Гринокит и самородное серебро, как правило, размещены в значительной степени обособленно.

Химический состав гринокита Октябрьского рудника довольно широко варьирует, прежде всего по содержанию изоморфных кадмия и цинка (таблица).

Таблица. Химический состав (масс. %) гринокита  
Октябрьского месторождения. Норильское рудное поле

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
Cd	62.40	62.33	63.37	64.64	67.65	67.85	70.20
Zn	11.53	10.64	10.15	10.16	6.29	5.78	4.63
Fe	0.98	1.14	0.93	0.79	0.72	0.59	0.44
Cu	0.40	0.49	1.31	0.60	2.15	1.58	0.15
S	24.05	23.44	23.80	23.97	23.83	23.92	22.21
Se	0.33	0.32	0.42	0.33	0.37	0.54	0.67
As	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.23	нпо
сумма	99.69	98.36	99.98	100.49	101.01	99.49	98.30
Количество атомов в формуле							
Cd	0.736	0.749	0.751	0.765	0.807	0.832	0.888
Zn	0.234	0.220	0.206	0.206	0.129	0.122	0.101
Fe	0.023	0.028	0.022	0.018	0.017	0.015	0.011
Cu	0.008	0.010	0.027	0.012	0.045	0.034	0.003
сумма	1.001	1.007	1.006	1.001	0.998	1.003	1.003
S	0.993	0.988	0.987	0.993	0.996	0.984	0.985
Se	0.006	0.005	0.007	0.006	0.006	0.009	0.012
As	-	-	-	-	-	0.004	-
сумма	0.999	0.993	0.994	0.999	1.002	0.997	0.997

Примечание. нпо – ниже предела обнаружения.

Отдельные образцы гринокита обогащены медью. С ростом содержаний кадмия в гриноките заметно увеличивается содержание селена. В целом, состав гринокита близок к стехиометричному.

Самородное серебро в ассоциации с гизингеритом и гринокитом – практически беспримесное. В парагенном борните серебро не обнаружено, как и в халькопирите, образующим тесные сростания с борнитом в более мощных прожилках. Галенит в этой низкотемпературной минеральной ассоциации также практически беспримесный, серебро, висмут, сурьма и селен в его составе не обнаружены.

Описанная минеральная ассоциация – одна из наиболее поздних в норильских рудах; она наложена на метаморфизованные руды с валлериитом и обогащённым серебром борнитом.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).*

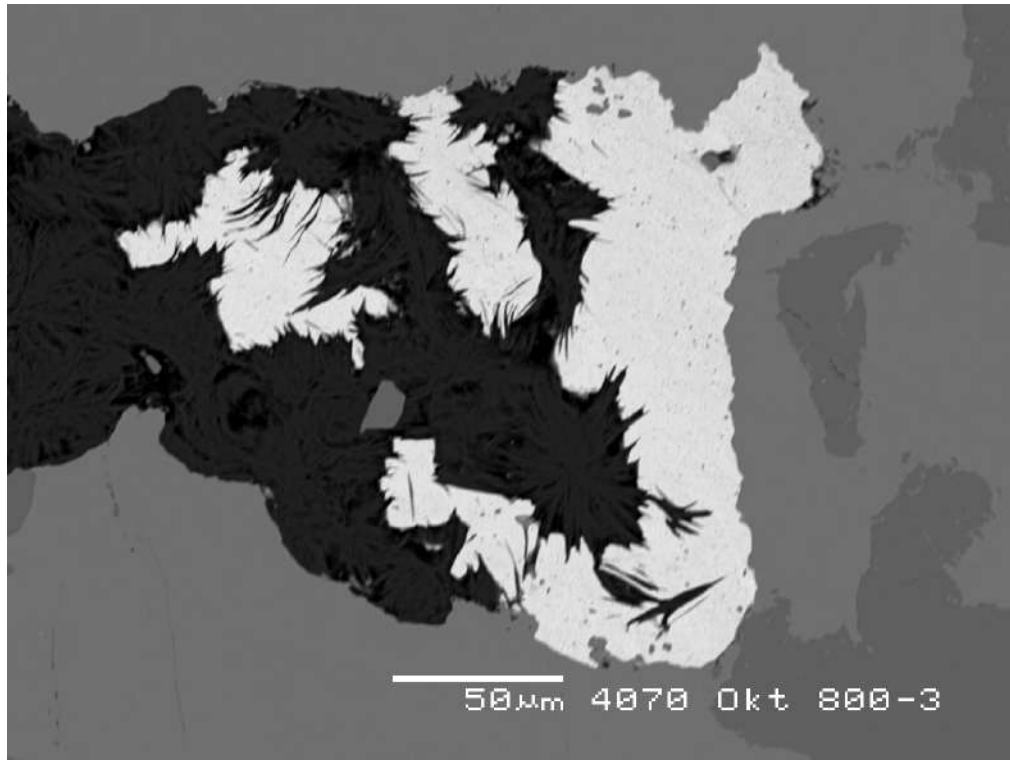


Рисунок 3. Срастание гизингерита (чёрный), цинкистого гринокита (белый) и борнита (светло серый), заместивших талнахит (серый). Границы гизингерита и гринокита – индукционные (компромиссные) границы совместного роста. В отражённых электронах.

### Литература

1. Генкин А.Д., Филимонова А.А., Лапутина И.П. Первая находка алабандина в медно-никелевых сульфидных рудах // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200. С. 1185-1187.
2. Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д., Тронева Н.В., Вяльсов Л.Н. Шадлунит – новый сульфид меди, железа, свинца, марганца и кадмия из медно-никелевых руд // Зап. ВМО. 1973. Ч. 102. Вып. 1. С. 63-74.
3. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356-1378.
4. Спиридонов Э.М., Голубев В.Н., Гриценко Ю.Д. Изотопный состав свинца галенита, алтаита и интерметаллидов палладия сульфидных руд Норильского рудного поля // Геохимия. 2010. № 8. С. 867-875.
5. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный Мир. 2009. 218 с.
6. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н., Анастасенко Г.Ф., Кулагов Э.А., Люлько В.А., Серeda Е.В., Степанов В.К. Метавулканы пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского региона Сибирской платформы. М.: МГУ. 2000. 212 с.
7. Spiridonov E.M., Mashkina A.A., Zhukov N.N. Noril'sk ore field: Epigenetic metamorphogenic-hydrothermal Sn-Pt-Pd mineralization // 12<sup>th</sup> International Platinum Symposium. Ekaterinburg: 2014. P. 320-321.

## НОВЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СОСТАВА ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ

Специус З.В., Иванов А.С. (НИГП АК «АЛРОСА»)

### Аннотация

В тезисе приведены свидетельства возможности использования РФА спектрографа Horiba XGT-7200 для определения состава минералов, а также рассмотрены новые диаграммы интерпретации данных по составам пиропов и других индикаторных минералов кимберлитов.

**Ключевые слова:** кимберлиты, индикаторные минералы, диаграммы составов.

Хорошо известно, что основными индикаторными минералами кимберлитов, которые используются для поиска и оценки алмазоносности кимберлитовых тел, являются гранаты, хромиты и ильмениты. Цель этого сообщения - показать возможности применения новых диаграмм и других методов интерпретации данных зондового анализа основных и примесных элементов минералов, в первую очередь граната для практического использования при поисках и оценке кимберлитовых месторождений.

**Методы исследования.** Прежде чем перейти к методам интерпретации данных зондовых или других анализов целесообразно остановиться на возможности использования приборов типа Хороба или Торнадо для экспрессного получения не только качественных, но и количественных данных по содержанию основных окислов и примесных элементов при исследовании гранатов, хромшпинелидов и пироксенов.

Для разработки данного метода был подобран представительный состав зерен пиропов и выполнены: а) Анализ пиропов на микроанализаторе JXA-8230 с координатной привязкой каждого анализируемого зерна минерала (рис. 1), а затем определение составов тех же зерен методом РФА на микроскопе Horiba XGT-7200. б) Зерна гранатов выбраны таким образом, чтобы каждый измеренный химический элемент, был представлен минимальными, средними и максимальными значениями. Всего было отобрано 40 зерен пиропов с различными составами и цветовыми гаммами (оранжевые, красные, лиловые и др.). в) Полученные результаты анализов позволили рассчитать, для каждого химического элемента, взаимозависимые функции.

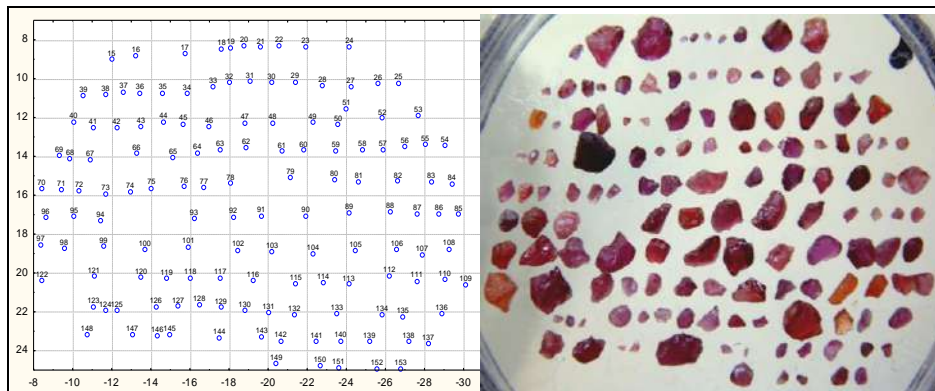
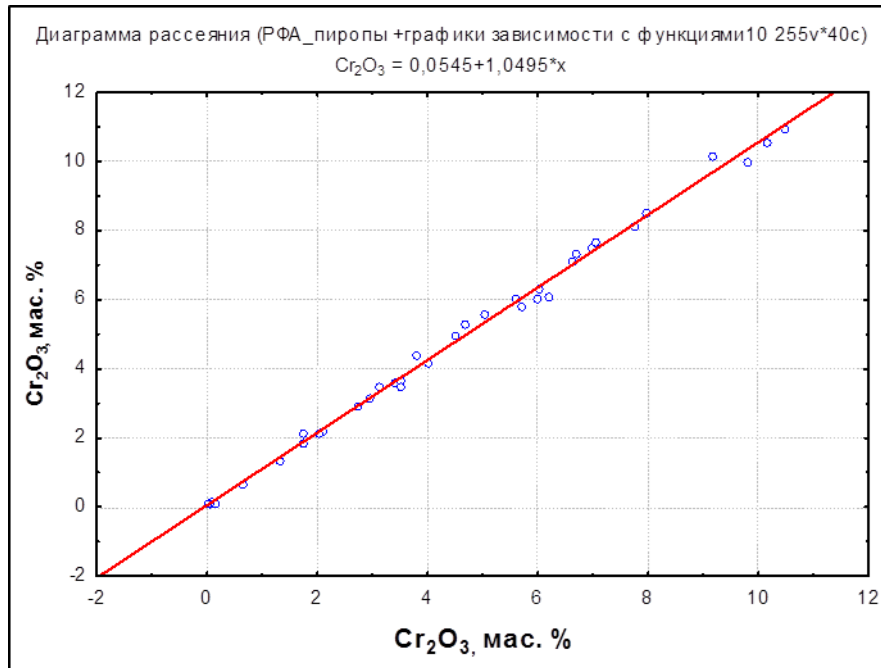
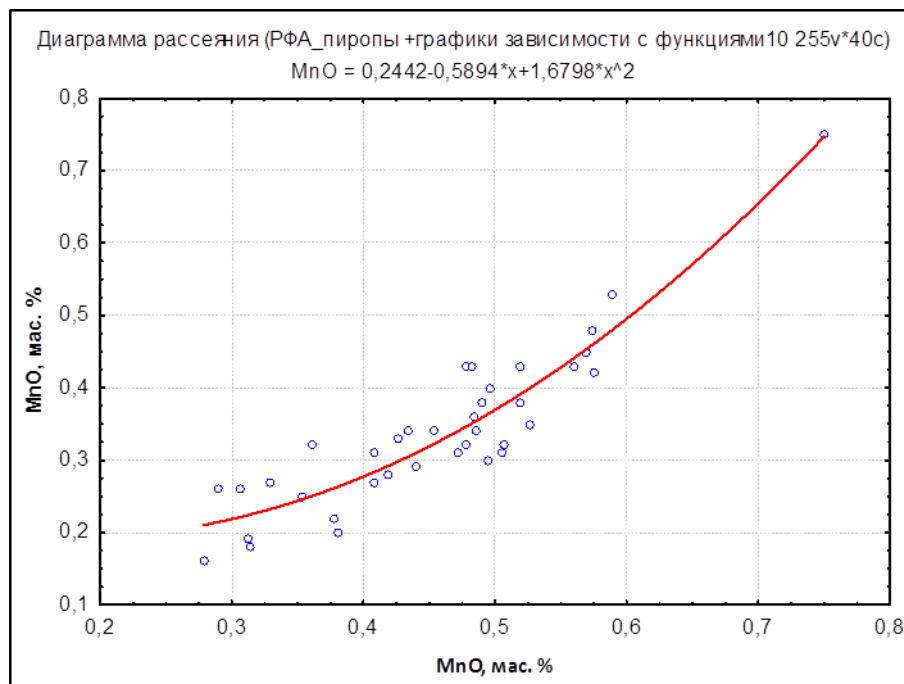


Рисунок 1. Фотография зерен пиропов с координатной привязкой каждого зерна.

Для шести основных оксидов ( $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ) измеренных двумя методами, вычислены линейные функциональные зависимости (рис. 2), а для двух оксидов ( $MnO$  и  $SiO_2$ ) определена полиномиальная функциональная зависимость (рис. 3).



**Рисунок 2.** Пример графика линейной функциональной зависимости для  $Cr_2O_3$  измеренных химических элементов на приборах РФА (Horiba XGT-7200) и РСА (JXA-8230). Все замеры (100%) попадают в доверительные интервалы этих функций.



**Рисунок 3.** Пример графика полиномиальной функциональной зависимости для оксида марганца, измеренных на приборах РФА (Horiba XGT-7200) и РСА (JXA-8230).

Отметим, что на волновом спектрометре микрозонда JXA-8230 при высоком вакууме и увеличении времени анализа можно на количественном уровне определять десятые доли содержания  $Na_2O$  в пиробах. На приборе Хориба, с такой чувствительностью определить малые содержания окиси натрия невозможно. Содержания никеля в составе пиропов методом РФА (Хориба) можно определять с

большей чувствительностью, чем это выполняется на волновом спектрометре микроанализатора JXA-8230 при малом токе и ограниченном времени анализа.

Установленные зависимости позволили использовать прибор Хорива для идентификации включений в алмазах, что позволило получить данные по распределению включений в алмазах ряда трубок без их распиловки и выведения на поверхность, что резко снижает стоимость и повышает эффективность работ [1].

**Результаты исследований и методы интерпретации.** Существующие на сегодняшний день диаграммы [2 и др.], не всегда дают однозначный ответ о степени содержания алмазов в кимберлитах. Например, кимберлитовая трубка Моркока практически не содержит алмазов, а трубка Заполярная низко алмазоносная, в то время как в поле алмазоносных парагенезисов попадает около пятой части составов пиропов из них (рис. 4). Различными значками здесь обозначены составы пиропов из кимберлитов трубок Моркока и Заполярная, которые соответствуют разнообразным мантийным ассоциациям гранатов.

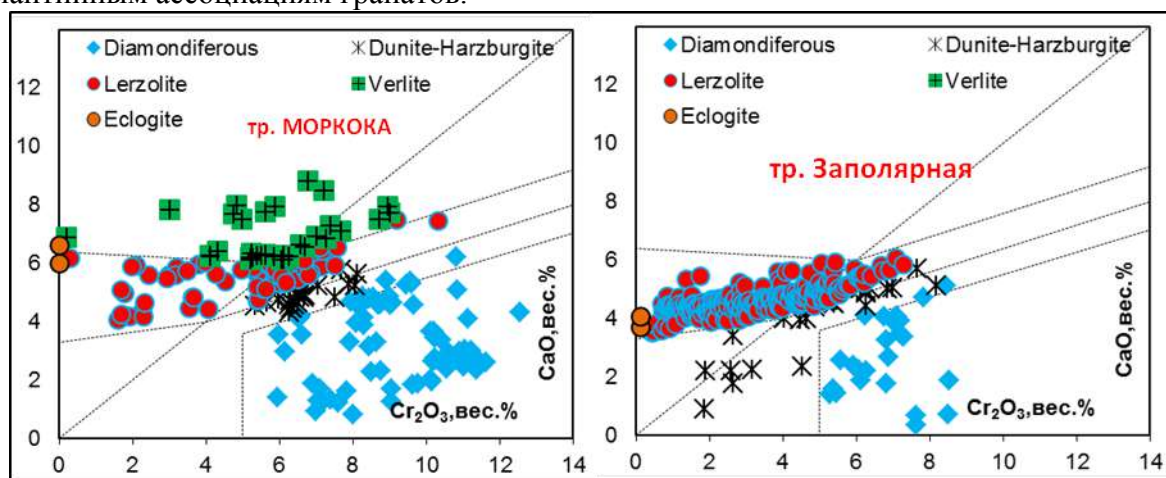


Рисунок 4. Диаграмма по Н.В. Соболеву [2] состава пиропов из трубок Моркока и Заполярная.

В результате систематических работ по оценке потенциальной алмазоносности кимберлитовых тел (около 30 тыс. анализов, более 100 кимберлитовых трубок Якутской провинции - выборки составов пиропов по 140 и более зерен) нами предложен к использованию расширенный спектр диаграмм. На основе изучения составов пиропов из различных по алмазоносности кимберлитов, разработан графический образ из комплекса бинарных диаграмм, который в полной мере дает характеристику изученных составов и может быть рекомендован для оценки потенциальной алмазоносности как кимберлитовых тел, так и минералов из ореолов и россыпей. Рассмотрены гранаты как эклогитовых, так и ультраосновных мантийных пород. Эти группы составов гранатов в комплексе несут полную информацию для оценки продуктивности кимберлитовых тел (рис. 5).

Аналогичный комплекс диаграмм разработан для хромитов, демонстрируется ниже (рис. 6), что позволяет сопоставлять кимберлиты различной алмазоносности.

**Выводы.** Парагенезисы состава пиропов несут важную информацию о вещественном составе кимберлитов, отражая условия их формирования и последующую эволюцию. Детальное изучение состава этого минерала позволяет сделать выводы о степени алмазоносности коренных или россыпных источников алмазов.

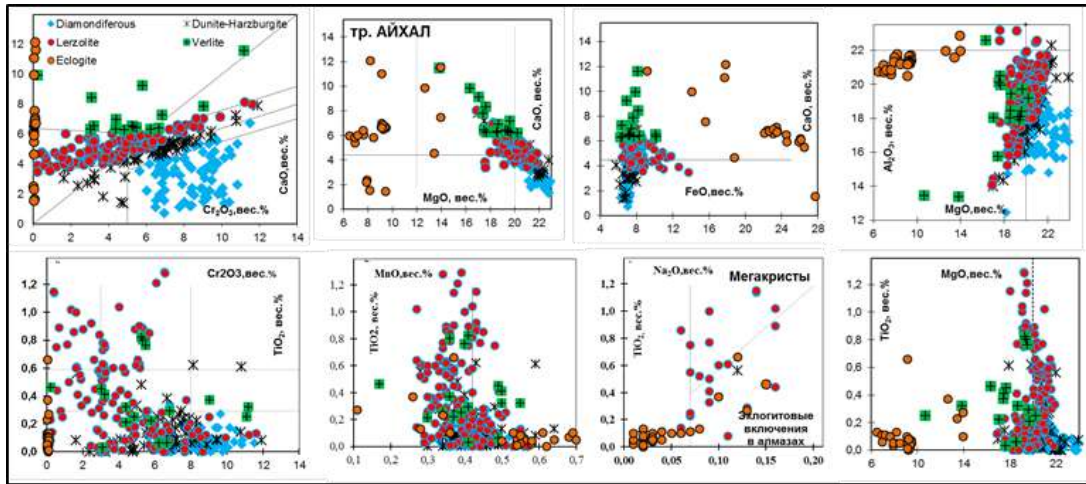


Рисунок 5. Комплекс бинарных диаграмм состава пироксов из трубки Айхал.

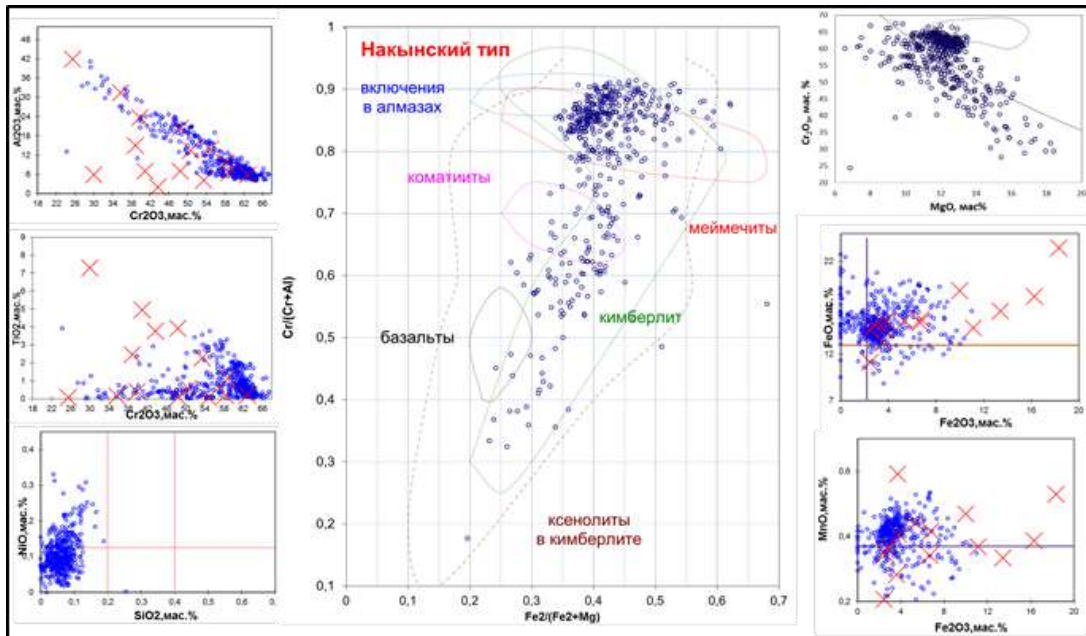


Рисунок 6. Комплекс бинарных диаграмм состава хромитов из трубки Нюрбинская.

Комплекс бинарных диаграмм позволяет в полной мере характеризовать выборки состава индикаторных минералов на предмет принадлежности их к потенциально алмазоносным кимберлитам и оценивать продуктивность рассматриваемых объектов.

Описанный комплекс бинарных диаграмм предлагается использовать для оценки потенциальной алмазоносности коренных источников, как вновь открытых – находящихся в процессе минералогических исследований кимберлитов, так и прогнозируемых тел - при анализе шлиховых ореолов.

### Литература

1. Бардухинов Л. Д., Специус З. В., Кислов Е. В., Иванов А. С., Монхоров Р. В. Парагенезисы включений гранатов в алмазах из кимберлитов Якутии по данным рамановской и ИК-спектроскопии. Зап. ВМО. 2018. Ч. 147. Вып. 1. С. 25-35.

2. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов. Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70-80



## РУДОНОСНОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ И БАЗИТОВ ТЕСКУДУК-ЧЕНГЕЛЬДИНСКОГО МАССИВА СЕВЕРНОГО ТАМДЫТАУ (ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Суюндикова Г.М\*. (ИГГ Узбекистан)

### Аннотация

В докладе изложены результаты микрозондовых исследований с аксессуарно-рудных минералов перидотитов, габброидов и их дериватов, а также развивавшихся по ним серпентинитов Тескудук-Ченгельдинского массива. Охарактеризованы главные минералы-носители и минералы-концентраторы хрома, никеля и кобальта, платиноидов, золота, серебра и редкоземельных металлов. Показана специализация перидотитов, пироксенитов и серпентинитов на хром, никель и кобальт.

**Ключевые слова:** гипербазиты, базиты, перидотиты, серпентиниты, пироксениты, габброиды, минералы-концентраторы, минералы-носители, геохимическая специализация.

Большинство гипербазит-базитовых массивов офиолитов традиционно относятся либо к хромитоносным, либо к платиноносным. Первые, как правило, сложены магнезиальными, а вторые - железистыми ультрамафитами. В то же время, в последние годы появилось много свидетельств того, что в пределах единых массивов возможно совмещение различных формационных типов гипербазитов с присущими для них хромитовой и платиноидной минерализацией [5-7].

Гипербазит-габбро-плагиогранитная формация или тескудукский гипербазит-габбро-плагиогранитный комплекс в литературе известен как Тескудук-Чангельдинский «массив» и протрузия. Общая площадь 12 км<sup>2</sup>. Комплекс представлен разрозненными чешуями, пластинами серпентинизированных ультрамафитов, габброидов и плагиогранитов. Отмечается следующая последовательность залегания отдельных членов офиолитовой ассоциации: нижняя часть офиолитов представлена серпентинитами, измененными верлитами, клинопироксенитами, дунитами, вебстеритами, которые постепенно переходят в габброиды (общая мощность 100-120 м); средняя часть (~ 200 м) – феррогаббро, мелко-, лейкогаббро, до тоналитов; верхняя часть – плагиограниты.

Вмещающими породами базитов и гипербазитов является песчано-сланцевая толща кынгырской свиты верхнего силура. Гипербазит-базитовый комплекс включает к себе перидотит-габбро-плагиогранитовую, metabазальтовую, лейкобазальтовую и трахибазальтовую формации. Среди пород перидотит-габбро-плагиогранитовой формации преобладают апоперидотитовые серпентиниты, амфиболизированное, катаклазированное габбро. Реже встречаются небольшие шлиры и блоки дунитов, пироксенитов. Форма сохранившихся тел пластообразная, контакты тектонические. Несмотря на отчетливо выраженную тектонизацию – катаклаз и милонитизация, исследователи отмечают, что в случаях совместного нахождения, гипербазиты гипсометрически выше сменяются габброидами, а последние – плагиогранитами, альбитофирами. Ультраосновные породы в составе формации представлены апоперидотитовыми, апопироксенитовыми серпентинитами. Редко среди них в виде шлиров встречаются верлиты, дуниты, пироксениты.

Серпентинизированные дуниты отмечаются в центральной части Тескудук-Ченгельдинской полосы в участках развития хромитовых шлиров. Они мелкозернистые породы бурого цвета, сложены в основном из оливина, серпентина (до 40%) и хромшпинелидами (до 7 %). Аксессуарные минералы представлены образующими

включения в оливине магнетитами (до 3 %) и очень редкими зернами сульфидов (пирротин, пентландит). Шпинелиды представлены двумя разновидностями: темной зеленовато-бурой и светло-зеленой прозрачной. Первая разновидность - идиоморфные зерна хромшпинелидов размером до 1 мм, которые обычно с периферии часто замещены магнетитом.

В зернах хромшпинелидов обнаруживается концентрическая зональность со сменой от центра к периферии ферроферрихромита на феррихромпикотит. Вторая разновидность шпинелей (герциниты) наблюдается в виде зерен неправильной формы либо их агрегатов и встречается только в интерстициях между индивидами оливина.

Сульфиды встречены только в слабоизмененных разновидностях дунитов и представлены преимущественно железистым пентландитом. Последний образует самостоятельные округлые зерна размером до 0.2 мм. Сульфидная вкрапленность обычно тесно ассоциирует с хромшпинелидами.

Минералогический состав серпентинизированных перидотитов (лерцолитов): оливин (60-70 %), ромбический пироксен (10-40 %), серпентин с отдельными реликтами оливина (20-35 %), моноклинный пироксен (10-15 %). Акцессорные минералы – хромшпинелид, магнетит, гранат (ед. зерна), пентландит и др. По этим данным описываемые породы относятся к лерцолитовой разновидности перидотитов.

Оливин (форстерит) в большинстве случаев замещен желто-зеленым лизардитом и хризотилом с образованием петельчатой и решетчатой структур. В породе определяется по сохранившимся многоугольникам и округлым реликтам среди серпентинитов. В них чаще присутствуют хром ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 0,23 %) и никель ( $\text{NiO}$  – 0,27 %), редко кобальт ( $\text{CoO}$  – 0,93 %), золото ( $\text{Au}$  – 0,09 %), платина ( $\text{Pt}$  – 0,15%). Ромбический пироксен представлен отдельными зернами, по данным микрозондового анализа соответствует энстатиту, содержащему примесь хрома ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0,31 %).

Наибольшие содержания хром-магнетита, хромшпинелида и хромита характерно для серпентинизированных перидотитов (лерцолитов) и серпентинитов, в которых количество их иногда достигает 5-10 %, от объема породы. Нередко отмечается сгущение акцессорной вкрапленности вплоть до образования хромистых серпентинизированных перидотитов. Характерно также замещение хромшпинелидов магнетитом по периферии зерен и по трещинам.

Магнетит наблюдается в виде ксеноморфных зерен размером 0,01-0,05 мм. В участках с повышенным содержанием рудного минерала (3-5%) перидотиты приобретают сидеронитовую структуру, причем магнетит обычно располагается на стыке зерен оливина и серпентина или в серпентиновой массе. Кроме того, при серпентинизации оливина развивается тонко распыленный магнетит, иногда образуют микроформу «конского хвоста».

Акцессорный магнетит часто содержит примеси хрома ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,09-1,79 %), никеля ( $\text{NiO}$  0,32-0,35%), кобальта ( $\text{CoO}$  0,03-0,07 %) и платиноидов (ЭПГ 0,06-0,42 %), редко меди ( $\text{CuO}$  0,03 %), цинка ( $\text{ZnO}$  0,07 %), золота ( $\text{Au}$  0,04-0,05 %) и серебра ( $\text{Ag}_2\text{O}$  до 0,31 %). В отдельных зернах магнетита с помощью микрозондовых анализов установлены кластеры  $\text{FeOxAg}_2\text{O}$ , содержащие (в %):  $\text{FeO}$  – 45,41;  $\text{MgO}$  – 1,52;  $\text{Ag}_2\text{O}$  – 50,78;  $\text{Au}$  – 0,40;  $\text{Cl}$  – 0,11;  $\text{SO}_3$  – 0,27. Из магматических минералов в серпентинитах сохранились только зерна хромита и хромшпинелида, превышающие 1-5% объема породы. В некоторых случаях он выделяется в виде вкрапленников, составляя 7-9% объема. Размер хромитовых и хромшпинелидовых зерен 0,3-0,8 мм.

Пентландит является главным минералом-концентратом никеля в породах гипербазит-базитовых комплексов. С помощью электрононого-микроанализатора JXA-8800 (Jeol) этот минерал и замещающий его гарниерит были установлены нами в серпентинизированных лерцолитах Северного Тамдытау.

Пентландит и гарниерит - главный источник выплавляемого никеля. Около 90% никеля в мире добывается из пентландитсодержащих руд. Из этих же руд, помимо никеля, извлекаются также медь, кобальт, платиноиды, серебро. Характерной чертой пентландита и гарниерита гипербазитов Тамдытау является высокое содержание в них также редкоземельных элементов ( $TR_2O_3$  8-9 %).

Пироксениты и габбро-пироксениты приурочены исключительно к висячему контакту гипербазитовых тел и являются промежуточным звеном между серпентинитами и амфиболовыми габбро. Макроскопически они представляют собой в основном среднезернистые и иногда крупнозернистые породы зеленого, темно-зеленого с коричневатым оттенком, цветов. Они состоят на 70-80 % из клинопироксена и на 20-25% из плагиоклаза.

Макроскопически габбро средне- и мелкозернистые массивные серого и зеленовато – серого цвета породы. Размер зерен 0,5-1 мм. В шлифах обнаруживается габбровая, реже офитовая и еще реже пойкилито-офитовая структура. Состав породы не постоянный и меняется от обнажения к обнажению. В среднем она состоит из сосюритизированного плагиоклаза 55-60 %, уралитизированного пироксена - 35%, отдельных зерен апатита. Иногда темноцветные минералы в породе представлены обыкновенной роговой обманкой и уралитом.

Из акцессорных минералов в габброидах отмечаются ильменит, лейкоксен, сфен и редко апатит. Ильменит образует каплевидные формы. Сфен вместе с лейкоксеном образует зерна изометрической и неправильной формы. В меланократовой разности габбро наблюдается как вкрапленники пирротина и халькопирита.

Дайки габбро-диабазов и диабазов встречаются в северной части главной полосы гипербазитов, вблизи Тамдынского гранитного массива в виде даек северо-восточного простирания, мощностью 1-1,5 метра. Это массивные мелкозернистые породы темно-серого и серого цвета. Под микроскопом отмечается диабазовая структура. Плагиоклаз в породе составляют около 50-55%. Он более идиоморфен, чем темноцветные минералы. В породе также встречаются единичные микролиты анортклаза. Роговые обманки выделяются в виде призматических и короткопризматических зерен с ясным плеохроизмом в зеленых тонах.  $C: Ng=12-18^0$ .

В породах базитовых даек представлены выделения преимущественно магнетита, титаномагнетита, ильменита, характеризующиеся неравномерным распространением. Преобладающая масса рудных вкрапленников имеет ксеноморфную форму с извилистыми прямолинейными границами, определяемыми контурами прилегающих к ним нерудных кристаллов (плагиоклаза и пироксенов). Размеры рудных выделений обнаруживают отчетливую зависимость от структуры пород, в мелкозернистых породах они изменяются от 0,1-0,5 до 1,0-1,5 мм.

Магнетиты интрузивных тел габброидов и их дериватов являются минералами-носителями золота ( $Au - 0,02-0,03$  %), серебра ( $Ag_2O - 0,05-0,11$  %) и платиноидов (ЭПГ – 0,02-0,22 %). В матрице базитовых даек Северного Тамдытау с помощью микронзондового анализа определен марганецсодержащий ильменит и лейкоксен - в породе составляют до 3-3,5 % объема породы.

К характерным чертам акцессорной минерализации базитовых даек также можно отнести содержание в них хлорапатита, содержащего до 4 % редкие земли.

Геохимическая специализация пород Тескудук-Ченгельдинского гипербазит-базитового массива характеризуется ярко выраженными повышенными содержаниями хрома, никеля и кобальта в перидотитах, пироксенитах и их серпентинитах, чем габброидов и диабазовых даек. Максимальное содержание хрома в перидотитах и серпентинизированных разностях и серпентинитах до 450 г/т, никеля 1800 г/т, кобальта 140 г/т когда в габброидах и парагентически ассоциирующие с ними

базитовых дайках их содержания не превышают соответственно 82 г/т, 62 г/т, 35 г/т и являются окларковыми. По данным И.Х.Хамрабаева и др. (2002 г.) в гипербазитах массива содержание хрома составляет 0,05-0,3 %, никеля – 207-511 г/т, кобальта 31-77 г/т, а хромитовая руда, связанные с ними: Cr – 16-20 %, Ni – 750-850 г/т, Co – 18-131 г/т.

В результате нейтронно-активационных анализов минеральных и гравитационных концентратов хромитовых руд и габброидов, обогащенных никельсодержащими сульфидами определены суммарные содержания платиноидов 1-4 г/т [7].

Общий геохимический фон меди, цинка и свинца в породах комплекса характеризуется ниже кларковым, только в диабазовых дайках содержание меди увеличивается до 100 г/т. Содержания золота, серебра и сопутствующих им элементов (Se, Sb, Te, As, Bi) постепенно увеличивается от перидотитов к габброидам и их дериватам. Содержание РЗЭ в перидотитах и их серпентинизированных разностях 12,5-28 г/т, пироксенитах – около 7 г/т, габброидах- 9-11 г/т, базитовых дайках -34,7 г/т.

Таким образом, в результате детальных минералогических исследований с помощью электронного микроанализатора «Jeol-8800Rh» выявлены и исследованы формы находений и вещественные составы пороодообразующих, акцессорно-рудных минералов и рудогенерирующих флюидных микрообособлений перидотитов, габброидов и их дериватов, а также развивавшихся по ним серпентинитов Тескудук-Ченгельдинского массива. Определены главные минералы-носители и минералы-концентраты хрома, никеля и кобальта, платиноидов, золота, серебра и редкоземельных металлов. Основными минералами хрома в гипербазитах являются хромшпинелиды. С использованием масс-спектрометрического метода анализа (ICP-MS) получена геохимическая характеристика пород Тескудук-Ченгельдинского гипербазит-базитового массива. Подтверждена специализация перидотитов, пироксенитов и серпентинитов на хром, никель и кобальт.

### Литература

1. Колман Р.Г. Офиолиты // М.: Мир, 1979. 262 с.
2. Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т.23. № 2. С. 63-75.
3. Осипенко А.Б., Сидиров Е.Г., Костяков А.И., Толстых Н.Д. Хромиты гипербазитовых массивов п-во Валижген, Корьякия // Геология рудных месторождений. 2002. Т.4. № 1. С. 77-92.
4. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т.47. № 12. С. 1227-1241.
5. Пушкарев Е.В., Анникина Е.В., Гаути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение Нижнетагилского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.
6. Степанов В.А. Платиноидно-медно-никелевое провинции Северо-Азиатского кратона // Региональная геология и металлогения. 2013. №56. С.78-87.
7. Юлдашев М.Н., Рустамов А.И., Халиков А.Б. Строение и рудоносность (золото, платиноиды) мафит-ультрамафитовых проявлений Западного Тамдытау // Геология и минеральные ресурсы. 2001. №6. С. 3-6.

## МУСКОВИТ-ФЕНГИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ (ФИОЛИТЫ) ИЗ ЗОНЫ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ КАНДАЛАКШСКОГО ГРАБЕНА РИФЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

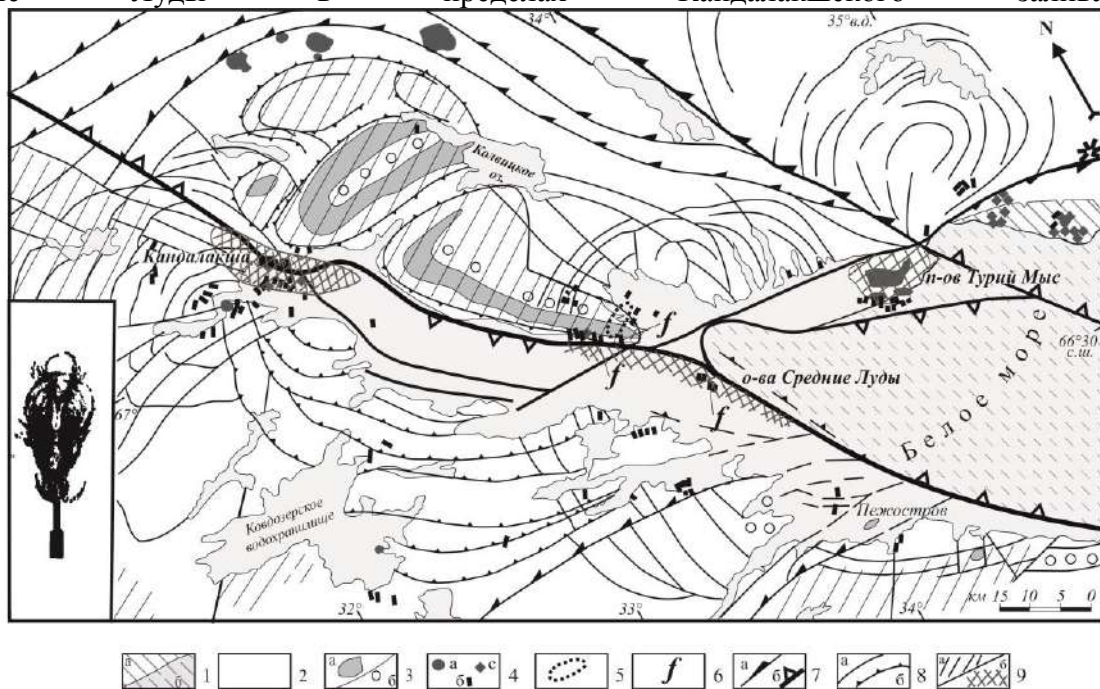
Терехов Е.Н\*., Конилов А.Н.(ГИН РАН), Макеев А.Б. (ИГЕМ РАН)

### Аннотация

Уточнено геологическое положение палеозойских зон активизации, выраженное в проявлении пород – фиолитов с необычной лилово-фиолетовой окраской – продуктов калиевого метасоматоза. Определен минеральный состав пород и особенности химического состава породообразующих и акцессорных минералов.

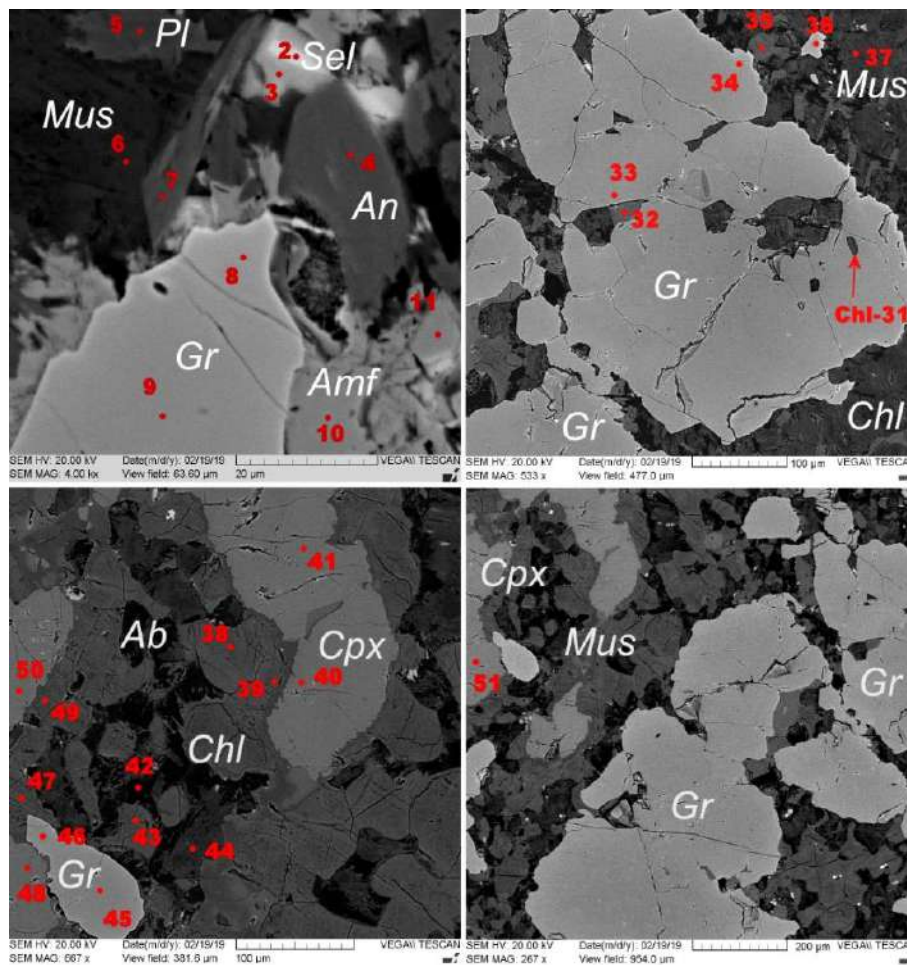
**Ключевые слова:** габбро-анортозиты, фиолиты, метасоматоз, Колвицкий массив, Кандалакшский грабен, зоны аккомодации.

В районе Северо-Западного замыкания Кандалакшского грабена рифейского возраста, встречаются проявления своеобразного камня редкого в природе фиолетового цвета. Основная масса этих пород встречается в районе мыса Катаранский (между губами Ильинская и Педуниха) в юго-западной части Кольского п-ва (рис. 1). Небольшие проявления известны в западной части губы Ильинская и на островах Средние Луды в пределах Кандалакшского залива.

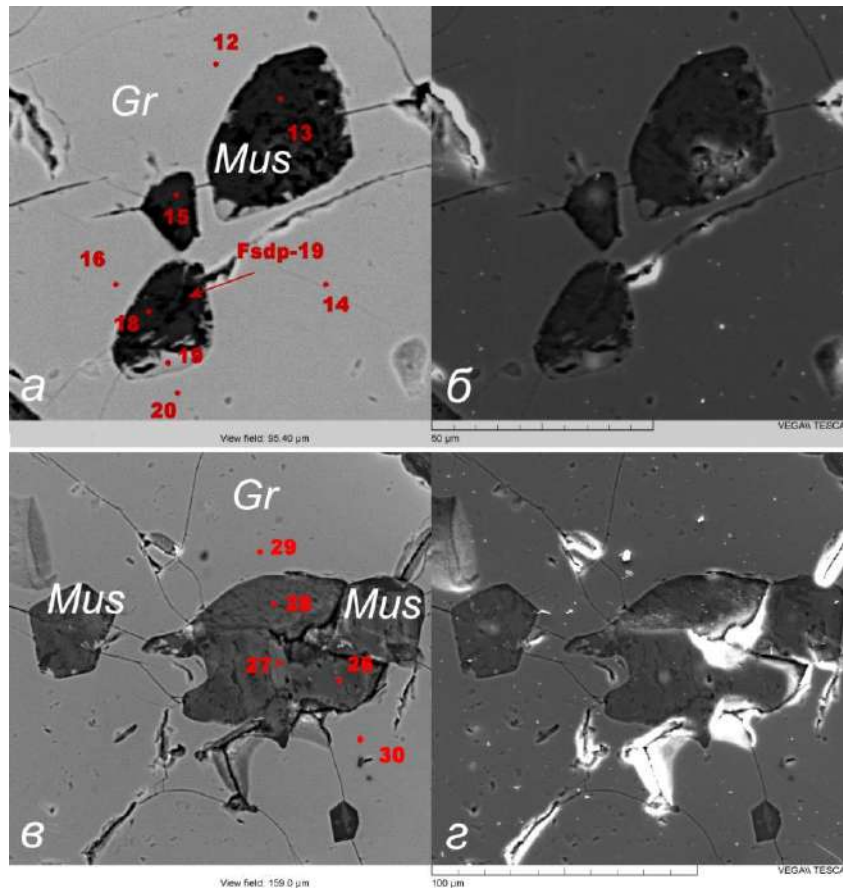


**Рисунок 1.** Структурное положение мусковит-фенгитовых метасоматитов (фиолитов) в зоне замыкания рифейского рифта: 1 – рифейские отложения: на суше(а), в акватории Белого моря (б); 2 – гранито-гнейсы, 3 анортозиты (а) и эклогитоподобные породы (б); 4 – девонские щелочные интрузии: а – массивы, б – дайки, в – трубки взрыва; 5 – поле развития лампроитов; б – проявления фиолитов; 7 – сдвиги (а) и сбросы (б); 8 – структурные линии; 9 – современные поднятия: плечи рифта (а), зоны аккомодации (б). На врезке – образование кольцевых структур на конце растущей трещины (эксперимент) (Косыгин, 1984)

Проявления этого камня в виде зоны трещиноватости и фиолитизации (Аз. прост. 30–50° СВ) приурочены к береговой линии, в районе выходов габбро-анортозитов Колвицкого массива с возрастом 2.45 млрд лет. Большая часть габбро-анортозитов Колвицкого массива и именно к ним приурочены фиолиты, метаморфизована в условиях гранулитовой фации. Данное проявление не избаловано вниманием исследователей, оно изредка упоминается в научно-популярной литературе и в небольшой заметке [1], а в данном сообщении мы приводим более подробное описание этих необычных пород, благодаря использованию микросонда VEGA TESCAN (ИЭМ РАН). Определен минеральный состав породы; анортит, альбит, олигоклаз, микроклин, К-На-полевой шпат, диопсид, мусковит-фенгит, биотит, Ва-алюмоселадонит, гранат – пироп-гроссуляр-альмандин, хлорит – корундофиллит, амфибол – роговая обманка, карбонат РЗЭ, Fe-Mn-Mg-Ca-карбонат, пирит (рис. 2, 3).



**Рисунок 2.** Электронно-микроскопические изображения (режим BSE) препарата метасоматита, диагностированы минералы: Gr – гранат (светло-серое), точки анализов (1, 8, 9, 12, 14, 16, 20, 29, 30, 33, 34, 36, 45, 46); Cpx – клинопироксен-диопсид (серое), точки анализов (39–41, 49–51), Chl – хлорит (серое), точки анализов (28, 31, 35, 38, 43, 47); Amf – амфибол (серое), точки анализа (6а, 7, 10, 32); Sel – Ва-алюмоселадонит (белые), точки анализа (2, 3, 22); Mus – мусковит-фенгит (темно-серое), точки анализа (6, 13, 15, 18, 21, 23, 25–27, 37, 44); Bt – биотит (серое), точки анализа (1, 16, 19); Ab – альбит (черные), точки анализа (4, 42); An – анортит (серое), точки анализа (4, 5, 7, 10, 11, 19, 24); Fsdp – микроклин (серое), точки анализа (2, 18); Pl – олигоклаз (серое), точки анализа (5а, 9а).



**Рисунок 3.** Электронно-микроскопические изображения граната с включениями хлорита, мусковит-фенгита, КФС: а, в – режим BSE, б, г – SE. Обозначения на рис. 2.

Текстуры пород самые разнообразные, но всегда это крупно-гигантозернистые разности. Некоторые зерна ромбического пироксена достигают размера 20–30 см. Участки фиолитизации, которые в работе [1] называются псевдоморфозами, развиваются по плагиоклазу и в зависимости от интенсивности процесса преобразования, часто анортит почти полностью замещен агрегатом слюды – мусковит-фенгитом с частыми мелкими вкраплениями Ва-алюмоселадонита (размером до 20–30 мкм), последний содержит 6.6–10.5 мас.% ВаО. Марганец – единственный компонент хромофор, который накапливается в породе в процессе метасоматоза, вероятно именно марганец обеспечивает лилово-фиолетовую окраску псевдоморфоз слюды по анортиту. Темноцветы при этом процессе почти не меняются, хотя появление хлорита корундофиллита можно связать с преобразованием амфибола (роговой обманки). Также весьма необычен состав граната (пироп-гроссуляр-альмандина) с 25% Prp.

Окраска псевдоморфоз меняется от светло-сиреневой до почти чернильно-фиолетовой, причем наиболее яркая окраска вблизи зерен темноцветных минералов. В противоположность этому – в мономинеральных разностях анортозитов псевдоморфозы наиболее светлые. Зоны фиолитизации зональны: наиболее интенсивная окраска приурочена к центральной части, которая также наиболее трещиновата, её мощность первые метры, по её периферии фиолетовая окраска пород постепенно сходит на нет, причем в ряде случаев породы остаются массивными без заметной наложенной трещиноватости. В них сохраняется первичные структуры магматических пород. Новообразованный агрегат довольно мягкий, поэтому качественная полировка образцов достигается в редких случаях. Судя по валовому химическому составу образцов фиолита, они заметно обогащены  $K_2O$  (4%)

относительно 0.1–0.2% в исходных анортозитах – то есть породы были подвергнуты К-метасоматозу. С какими же событиями связаны процессы фиолитизации?

К югу от месторасположения фиолетовых пород выделяется Кандалакшский грабен рифейского возраста, разломные ограничения которого в девонское время были активизированы и к ним приурочены щелочные интрузии и дайки. На материке, в районе окончания рифейского грабена выделяется кольцевая структура, типичная для замыкания рифтовых и сдвиговых структур. Данный тип структур образуется на окончании разломов испытывающих сдвиговые деформации и именно в их пределах происходит разрядка напряжений, что выражается в формировании локальных надвигов и зон дробления разного порядка. На первый взгляд парадоксально выглядит приуроченность к этим участкам – то есть зоне сжатия – щелочных даек (лампрофиров и лампроитов). Однако изучение щелочных даек в Кандалакшском заливе показало, что это чрезвычайно флюидонасыщенные образования, которые образуются только в тех местах, где флюид не может свободно выйти к поверхности. В районах, где рифты широко раскрыты, щелочных даек нет. Помимо даек в зоне замыкания Кандалакшского грабена развиты кварц-карбонатные и флюоритовые жилы, а также разнообразные флюидизаты, то есть породы образованные под влиянием инъекций горячего флюида, находящегося под большим давлением [3]. Вблизи проявлений фиолетовых пород расположено поле лампроитов с возрастом 1750 млн лет, известных как лампроиты Порьей губы [2]. Простираются отдельные даек, а их всего около 20, имеют устойчивое СЗ направление и по визуальным признакам они ни как не связаны с фиолитами и пространственно разобщены друг от друга. Также фиолиты удалены и от большего числа девонских даек лампрофирового состава, но все они имеют одинаковое СВ простирание. В этом же направлении ориентированы многочисленные кварц-карбонатные жилы, которые также имеют палеозойский возраст. Единственное место, где дайки и фиолиты встречаются на расстоянии нескольких метров, это острова Средние Луды. Эти острова мы рассматриваем как своеобразный эталон структуры аккомодации в рифтовых зонах, где главный сместитель меняет свою полярность, и здесь возникают повышенные тектонические напряжения (рис. 1). Предполагаемая нами генетическая связь девонского щелочного магматизма с формированием фиолитов – продуктов калиевого метасоматоза на первый взгляд кажется нереальной из-за того, что щелочные породы имеют натриевый состав. Однако, следует отметить, что на участках массового развития щелочных даек девонского возраста, широко развита микроклиновая минерализация по трещинам в обрамлении даек. Структура Колвицкого анортозитового массива имеет ложкоподобную форму, надвинутую на гранито-гнейсы беломорского комплекса, то есть породы богатые калием. Горячая флюидонасыщенная щелочная магма, проникая сквозь кислые породы, в условиях повышенного давления зоны аккомодации, активизировала вынос калия, чем и обусловила формирование по анортозитам редких метасоматических пород фиолетового цвета, получивших у любителей камня название «Кольский чароит».

### Литература

1. Ефимов М.М., Крылова М.Д., Васильева С.И., Марчак В.П. Декоративная фиолетовая псевдоморфоза по плагиоклазу // ЗВМО. 1986. Вып. 6. Ч. 115. С. 720-721.
2. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е. Н., Антонов А.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252-275.
3. Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С. Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского полуострова // Геотектоника. 2012. № 1. С. 77-9



## ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ КИМКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Приамурье, ЕАО)

Утенков В.А\*. (МГРИ)

### Аннотация

Крутые рудные кулисы, параллельные дайковидной интрузии гранитоитдов, залегают в метаморфитах фации зелёных сланцев. Гематит-магнетитовые тела образуются в трещинах отрыва при сгорании углистого вещества вмещающих пород и восстановлении железа в форме магнетита.

**Ключевые слова:** Магнетит, гематит, железистые кварциты, окисление, восстановление, железо, углистое вещество, кварц, гидрослюда, каолинит, адуляр.

Кимканское месторождение, являющееся одним из крупнейших по запасам железа на Дальнем Востоке, было открыто в 1932 году. Руды железистых кварцитов содержат до 30-35% магнетита и гематита.

Главной особенностью данного объекта является крутое залегание как рудных пластообразных тел, так и вмещающих пород.

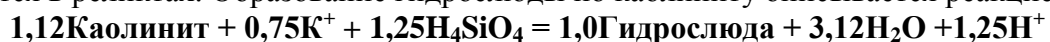
Породы, залегающие согласно с железистыми кварцитами, представлены амфиболовыми, амфибол-карбонатными, углисто-кремнисто-слюдистыми сланцами, доломитами и мраморизованными известняками. Углистое вещество, как будет показано ниже, является существенным фактором при образовании руд. Само по себе его присутствие достаточно дискуссионно. По мнению ряда учёных оно привнесено эндогенным путём [6] задолго до образования железных руд.

Происхождение руд и рудовмещающих пород, железистых кварцитов раннекембрийского возраста – одно из самых дискутируемых на данный момент. Эти крутопадающие (субвертикальные) пластообразные рудные тела залегают в полосчатых магнетитовых и магнетит-гематитовых кварцитах. Полосчатая текстура обусловлена чередованием темных рудных и светло-серых безрудных прослоев. Последние сложены мелкозернистым кварцем с тонкой примесью рудных минералов.

Фон метаморфизма – зеленосланцевый. Внутри метаморфических пород расположены субпараллельные кулисы железистых кварцитов, которые являются объектом добычи. Кулисы имеют переменную мощность, раздувы и сужения, а также характерные флексурные изгибы. Во всех случаях полностью отсутствуют признаки замещения вмещающих сланцев железистыми кварцитами. Руды и сопутствующие минералы представляют продукт последовательного отложения из растворов.

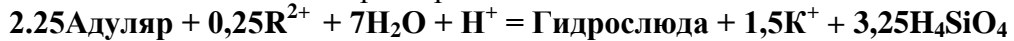
Структурная позиция рудных залежей состоит в приуроченности к трещинам отрыва северо-восточного простирания (10-45°). Ширина выхода рудоносных образований колеблется в пределах 200-600 м, протяженность от 0,5 до 3,7 км. Субмеридианальные трещины отрыва с рудной минерализацией сопровождаются узкими субширотными трещинами скола.

Начальное отложение, предшествующее рудообразованию, представлено накоплением углистого вещества (условно, графита) в ассоциации с каолинитом и редкими мелкими таблицами адуляра. На этой стадии главная роль принадлежит именно углистому веществу, которое отлагается в зонах отслоения вдоль ранней слоистости. Исходное равновесие графит + каолинит + адуляр смещается в сторону образования гидрослюды. Первым исчезает каолинит, а пылевидное углистое вещество сохраняется в реликтах. Образование гидрослюды по каолиниту описывается реакцией:



Формула гидрослюды –  $K_{0.75}Al_{2.25}R^{2+}_{0.25}Si_{3.5}O_{10}OH_2$  – принята по О.В. Андреевой [6]. Образование гидрослюд имеет щелочную направленность (протоны справа) и представляет начальный кремниевощелочной метасоматоз. Одновременно происходит выделение воды, что соответствует некоторому повышению температуры.

В отдельных участках в качестве раннего минерала в парагенезисе с каолинитом виден адуляр. Замещение адуляра гидрослюдой более локальное, в виде мелких прожилков. Оно носит кислотный характер:



В реакции происходит десиликация, что говорит о её диффузионном характере [3]. Этому вполне соответствует крайне локальный (точечный) тип замещения. В этих же углистых сланцах был обнаружен гранат спессартинового состава (масс. %):

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Сумма
37,54	0,29	0,15	20,40	41,71	0,98	1,06	101,68

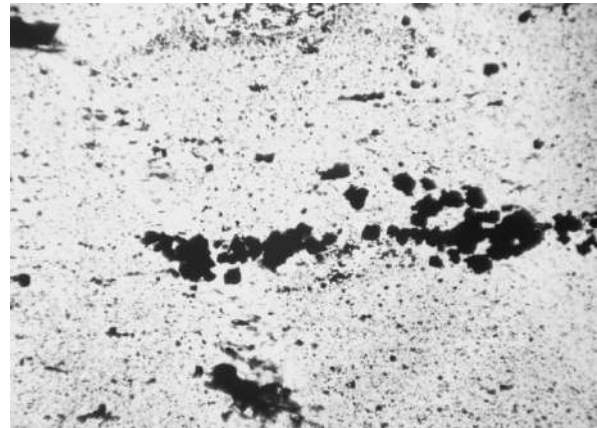
Анализ выполнен в ГЕОХИ РАН Кононковой Н.Н. ("Самеса" SX 100). Формула граната:  $(Ca_{0.10}Mg_{0.12}Mn_{2.83})_{3.05}(Al_{1.925}Cr_{0.005}Ti_{0.02})_{1.95}Si_3O_{12}$ .

Дальнейшее разложение ортокремниевой кислоты с образованием кварца без каолинита соответствует низкой температуре ( $\leq 250^\circ\text{C}$ ) [1]. Природа возникновения низкотемпературных генераций минералов, включая кварц, адуляр, гидрослуду, а также последующего отложения рудных минералов, связаны с образованием расширяющихся трещин. Флексурное расслоение вмещающих пород приводит к адиабатическому охлаждению растворов [7].

Первое появление железа мы видим по появлению очень мелкого гематита внутри такого же мелкого кварца (рис.1). После этого начинается собственно рудный процесс. Кварц становится более крупным и вместе с ним появляется магнетит, который образует не только отдельные зёрна, но и сплошные сегрегации (рис.2). Мелкий кварц-гематитовый агрегат при этом отдаляется от прожилков.

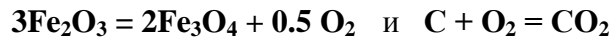


**Рисунок 1.** Тонкозернистые (серые) линзы кварц-гематитового агрегата. Увеличение 4<sup>x</sup>. Без анализатора.



**Рисунок 2.** Скопление магнетита (черное) на фоне тонкозернистого кварц-гематитового агрегата. Увеличение 10<sup>x</sup>. Без анализатора.

Если предшествующие реакции носили диффузионный характер и представляли, хоть и массовые, но всё же, локальные (точечные) явления, то появление магнетита сопровождается резким усилением контрастных структур. В том числе возникают и косоперпендикулярные кварцевые и магнетитовые прожилки. Можно предположить, что восстановление железа связано с окислением сохранившегося в рудных зонах углерода (графита). Соответственно возникают две параллельные реакции, одна из которых восстановительная [5], а другая окислительная:



Необходимо отметить, что руды, когда они представляют сплошную массу без кварца, состоят из магнетита с постоянной примесью гематита (~10-20%). Это означает равновесие двух железистых фаз при инертном поведении железа [5] и серы. Снижение температуры ведёт к повышению активности серы, которая связывает часть железа в пирите и пирротине.

В полированных шлифах видно, что степень окисления руд остается на уровне соотношения гематита и магнетита как 1:3, когда они соприкасаются друг с другом в отсутствие кварца, то есть внутри сплошного рудного агрегата. Устойчивое равновесие двух железистых минералов соответствует инертному поведению  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  (или Fe и кислорода). Кварц же при этом обрамляет рудный агрегат, а внутри кварца рудные минералы исчезают. Именно к наружному кварцу на поздних стадиях присоединяется пирит. Он тяготеет к центральной или краевой части кварцевых прожилков и представлен хорошо сформированными кристаллами.

Совместное нахождение кварца и оксидов железа, типичное для железистых кварцитов разных формаций, объясняется правилом Рамберга. Оно говорит о том, что сильные кислоты образуют соединения с сильными основаниями и, наоборот, слабые кислоты – с наименее щелочными амфотерными катионами [2]. К слабым относятся все кремниевые кислоты, а железо представляет слабое основание.

Что касается источника железа, можно предположить его связь с крутыми телами кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, параллельных рудным зонам. Расстояние между ними составляет несколько десятков метров.

Предложенная схема рудообразования связывает несколько явлений. Первое – это отделение кремнекислых флюидов от близких к рудным телам крутозалегающих кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Второе – отделение от расплава железа вместе с флюидом. Третье – сгорающее углеродистое вещество вмещающих пород служит частичному восстановлению железа в магнетите. Четвёртое – расширение трещин приводит к адиабатическому охлаждению растворов.

Данная модель образования железистых кварцитов совпадает с точкой зрения Н.И. Литовченко [4], который распространил аналогичную точку зрения на железистые кварциты КМА и Кривого Рога в противовес известной модели первично осадочного происхождения этих пород и руд.

#### Литература

1. Иванов И.П. Термодинамическое моделирование минеральной зональности на примере системы  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HCl}$  // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1991. Вып. XVII. С. 36–57.
2. Когарко Л.Н. Принцип полярности химической связи и его значение в геохимии магматизм // Геохимия. 1980, №9. С. 1286 – 1297.
3. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. 2-е изд., доп. М.: Наука, 1982. 103 с.
4. Литовченко Н.И. К проблеме происхождения железистых кварцитов // Отечественная геология. 2001, № 6.
5. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
6. Метасоматизм и метасоматические породы / Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. и др. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
7. Bischoff J.L., Pitzer K.S. Phase relations and adiabats in boiling seafloor geothermal systems // Earth and planetary science letters, 75 (1985). P. 327–338.

## ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАБАЗИТОВЫХ ПОРОД О. СИДОРОВ (КЕРЕТСКИЙ АРХИПЕЛАГ, БЕЛОЕ МОРЕ)

Федоров Б.В. \*, Синкин П.Э. (МГРИ)

### Аннотация

На восточном фланге Беломорского подвижного пояса, где эрозией вскрыты, как предполагается, наиболее глубинные высоко метаморфизованные комплексы, среди преимущественно кислых пород встречаются локальные тела метаморфизованных базитов, сформированные в палеопротерозое. На острове Сидоров (рис. 1), который является самым крупным в северо-восточной части Керетского архипелага, метабазиты были детально исследованы на северо-западной оконечности острова [1]. Здесь они образуют будины, дайки и пластовые тела небольшого размера, хорошо заметные на открытой местности среди светлых гранитогнейсов. Дайки имеют длину десятки метров при мощности не более метра. Размер будин и пластовых тел обычно не превышает первые метры. Основной целью данной работы было картирование обнаруженных тел метабазитов, подробное петрографическое описание и определение их геохимического положения среди аналогичных пород раннего докембрия.

**Ключевые слова:** Беломорский подвижный пояс, эклогитоподобные породы.

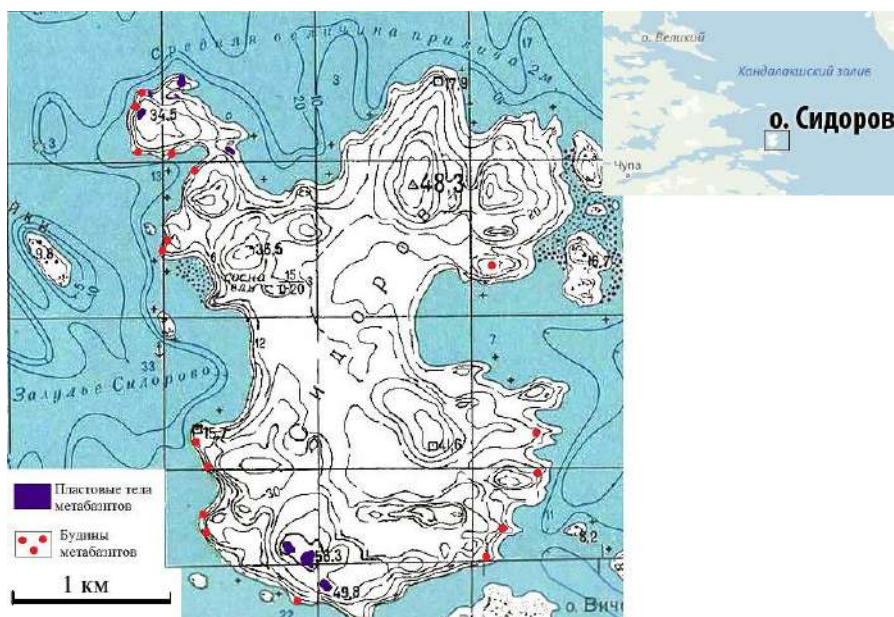


Рисунок 1. Схема расположения тел метабазитов на острове Сидоров.

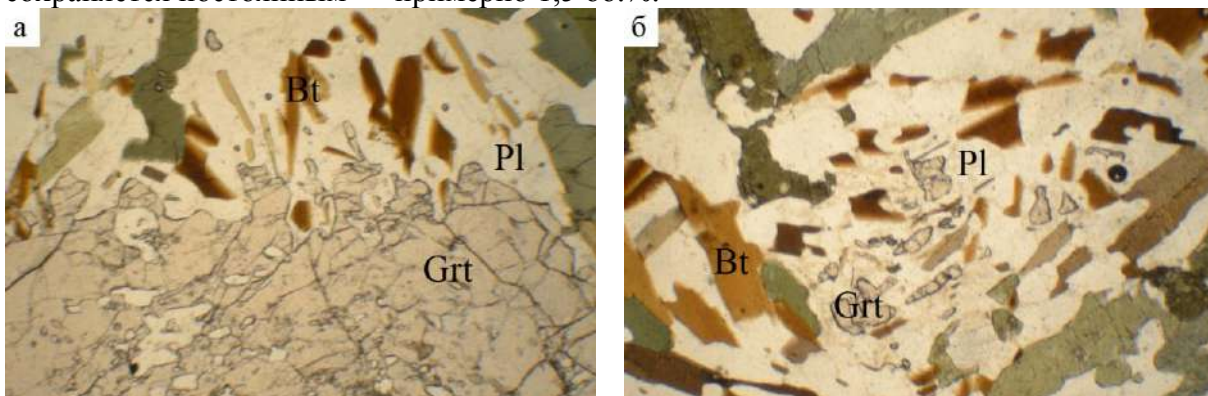
Большая часть острова, особенно его южная часть, исследованы слабо, но именно в этой наиболее холмистой и залесенной местности нами были обнаружены самые крупные массивы метабазитов. Две вершины — 56,3 (максимальная высота острова) и 49,8 м, расположенные на линии строго северо-западного простирания (имеющую выход на мыс 15,7 м на СЗ), сложены крупными телами метабазитов. Крутой обрывистый юго-западный склон, местами образующий вертикальную стенку, является естественной границей метабазитов, определяющей их простирание в северо-западном направлении. Мелкие будинированные тела метабазитов встречаются и в нижней части склона на всем протяжении юго-западного берега острова в прибрежной полосе. На большинстве мысов юго-восточного склона также обнаруживаются относительно небольшие тела метабазитов. В целом, можно сделать вывод, что холмистый рельеф в южной части острова формируется в значительной степени

присутствующими здесь крупными телами метабазитов. Возможно, этому способствуют обрамляющие их наиболее устойчивые к выветриванию окварцованные плагиогнейсы.



**Рисунок 2.** (а) – Будина метабазитов в гранитогнейсах. Гранатовые амфиболиты, занимающие центральную часть будины, в краевой зоне сменяются эпидотовыми амфиболитами. (б) – Полосчатые тела метабазитов.

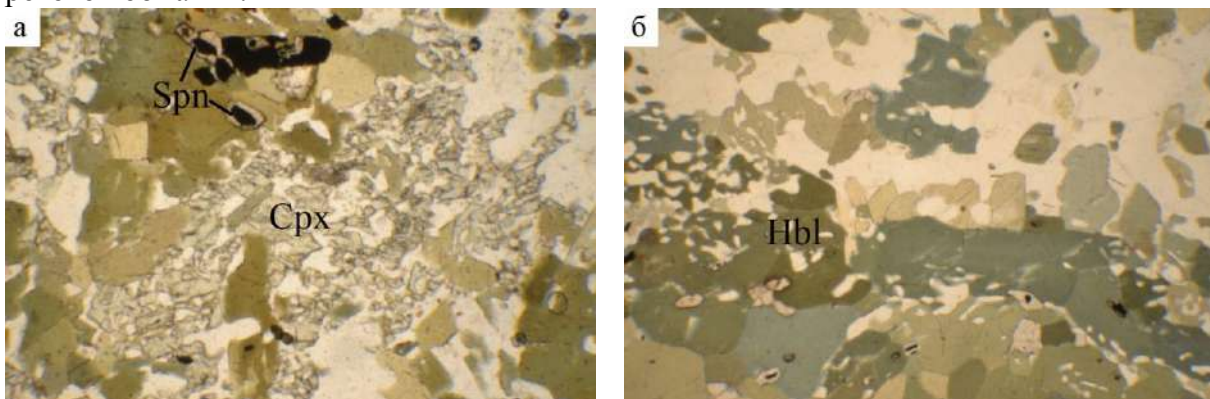
Все обнаруженные тела метабазитов отличаются зональным строением. По модальному минеральному составу их можно отнести к гранатовым амфиболитам. В изометричных будинах (рис. 2а) гранатовые амфиболиты на контакте с гранитогнейсами сменяются последовательно эпидотовыми амфиболитами и амфиболитами. Аналогичные переходы наблюдаются и вблизи тонких инъекционных прожилков лейкократового состава, пересекающих некоторые будины. Крупные пластовые тела характеризуются полосчатым строением (рис. 2б). В них происходит чередование средне- и крупнозернистых гранатовых амфиболитов, обогащенных и обедненных гранатом. В гранатовых амфиболитах содержание граната обычно не превышает 25 об.%. Клинопироксена — не более 3 об.%. В краевых зонах (в амфиболитах) гранат и клинопироксен исчезают, а количество роговой обманки возрастает до 60 об.% (в центральных — около 45 об.%). Среди светлых минералов во всех зонах преобладает плагиоклаз, но увеличение количества светлых минералов от 25 об.% в центре будин до 35 об.% на контакте с гранитогнейсами, происходит чаще за счет кварца. В этом же направлении увеличивается количество биотита от 1,5 до 4 об.%. Количество сфена сохраняется постоянным — примерно 1,5 об.%.



**Рисунок 3.** (а) – Коррозионное замещение граната (Grt) плагиоклазом (Pl) и биотитом (Bt).

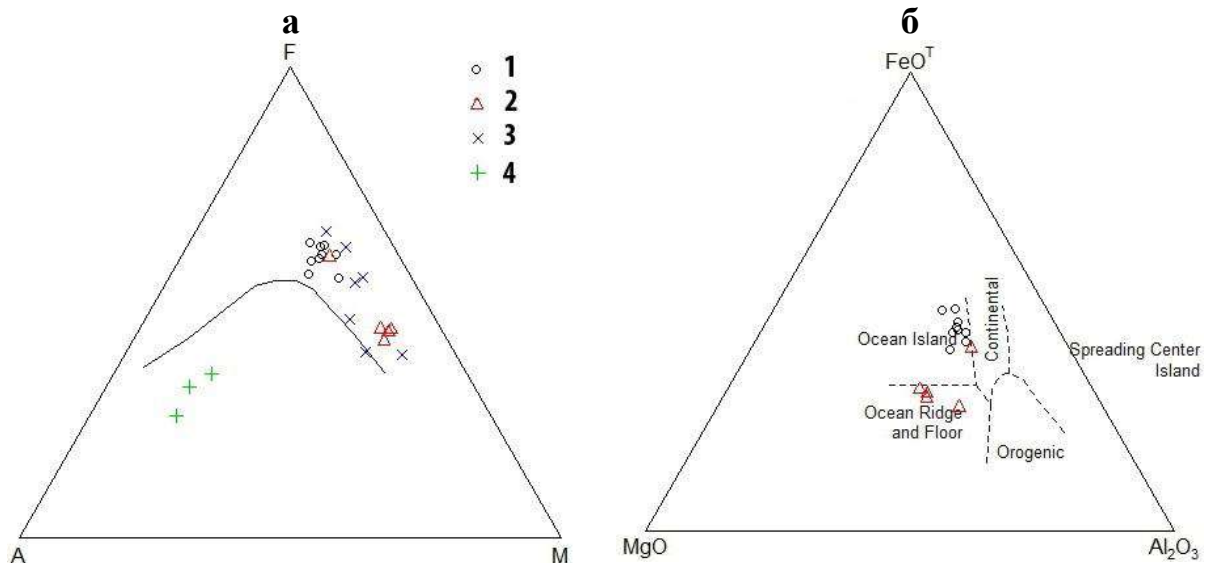
(б) – Биотит-плаггиоклазовый агрегат на месте порфиробласта граната. Видны сохранившиеся реликты граната. Ув.2,5<sup>x</sup>.

Гранат образует порфиробласты, содержащие мелкие включения преимущественно кварц-плаггиоклазового состава. Внешние границы граната испытывают коррозионные замещения со стороны плаггиоклаза и биотита (рис. 3а). В краевой зоне будин на месте порфиробласта граната остается мелкозернистый биотит-плаггиоклазовый агрегат, содержащий отдельные зерна кварца, роговой обманки, сфена (рис.3б). Другой минерал, предполагаемой исходной эклогитовой ассоциации — моноклинный пироксен, в центральных зонах будин и пластовых тел представлен небольшими ситовидными кристаллами, почти половину объема которых занимают мелкие зерна плаггиоклаза (рис.4а). Постепенно моноклинный пироксен полностью замещается роговой обманкой, сохраняющей его ситовидное строение (рис.4б). В эпидотовых амфиболитах эпидот может образовывать гранобластовую структуру с плаггиоклазом, иногда образует скопления, сцементированные крупными ситовидными кристаллами роговой обманки.



**Рисунок 4.** (а) – Ситовидный клинопироксен (Cpx). В роговой обманке видны мелкие зерна рудного минерала в тонкой каемке сфена (Spn). (б) – Псевдоморфозы роговой обманки (Hbl) по ситовидному клинопироксену. Ув.2,5<sup>x</sup>.

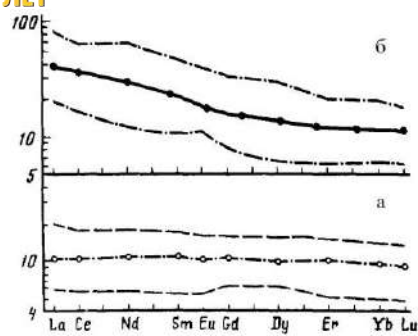
Для геохимической характеристики метабазитов были использованы химические анализы, опубликованные в работе [1] (метабазиты о.Сидоров и о.Илейка, расположенного в 1,5 км к западу от о.Сидоров), а также данные по базитам зеленокаменных поясов [3,5,6]. Диаграммы построены в программе GCDkit 4.1. По валовому химическому составу метабазиты Керетского архипелага наиболее близки основным вулканитам зеленокаменных поясов. На диаграмме AFM (рис. 5а) они располагаются в поле толеитовых базальтов. По ключевым петрогенным элементам метабазиты о.Сидоров, ошибочно называемые иногда габбро-анортозитами [1], существенно отличаются от анортозитов, лейкогаббро и габбро-анортозитов, встречаемых на Балтийском щите.



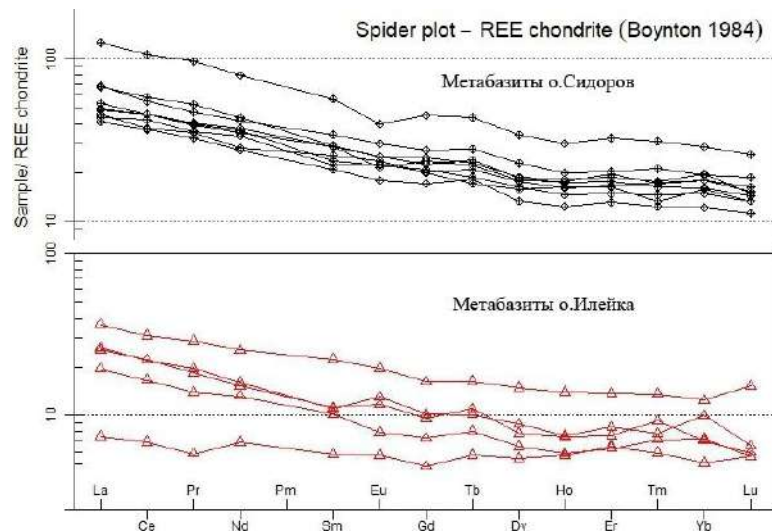
**Рисунок 5.** (а) – AFM диаграмма (Irvine, Baragar, 1971). 1 – метабазиты о.Сидоров [1], 2 – метабазиты о.Илейка [1], 3 – миндалекаменные базальты Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса [3], 4 – габбро-анортозиты Ачинского массива [5,6].  
(б) – Дискриминационная диаграмма MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для базальтов (Pearce, Gale, 1977).

В зеленокаменных поясах выделяют две группы толеитовых базальтов [4]. К наиболее распространенным нефракционированным базальтам первой группы можно было бы отнести метабазиты о.Илейка — они отличаются от хондритов 10-кратным превышением редких земель (рис.6а). По редким и малым элементам они наиболее близки современным N-MORB, и на дискриминационной диаграмме MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> попадают в поле базальтов COX (рис. 5б). Спектр РЗЭ метабазитов о.Сидоров, с характерным обогащением легкими землями, максимально совпадает с их распределением в толеитовых базальтах зеленокаменных поясов второго типа (рис. 6б), которые встречаются в верхних частях разрезов [4]. На дискриминационной диаграмме они попадают в поле базальтов океанических островов (E-MORB).

Таким образом можно сделать вывод, что базиты о.Сидоров, впоследствии подвергшиеся эклогитизации и амфиболитизации, изначально были дифференциатами (или получились в результате фракционного плавления) базитов первого типа, аналогичных тем, которые обнаружены на о.Илейка.



**Рисунок 6.** Распределение РЗЭ в толеитовых базальтах первого (а) и второго (б) типов [2]. Справа совпадающие с ними распределения РЗЭ в метабазитах о.Илейка и о.Сидоров).



### Литература

1. Березин А. В., Скублов С. Г., Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности состава, условия и возраст метаморфизма // Петрология. 2014. Т 22. № 3. С. 265–286.
2. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
3. Куликов В.С., Куликова В.В., Фурман В.Н., Черепанов А.А. Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс. – В кн. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. АН СССР. Карельский филиал. Институт геологии. Л.: Наука. Ленинградское отделение. 1981. 152 с.
4. Магматические горные породы. Т.3. Основные породы. М.: Наука. 1985.
5. Шарков Е.В., Сидоренко В.В. Докембрийские интрузии метагаббро-анортозитов района Кейвской возвышенности (Кольский полуостров). - В кн.: Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука. 1975.
6. Юдин Б. А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л. : Наука : Ленингр. отд-ние, 1980. 168 с.



## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ ПРОТОЛИТА ЭКЛОГИТОВ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*Федькин В.В. \* (ИЭМ РАН), Щипанский А.А. (ГИН РАН)*

### Аннотация

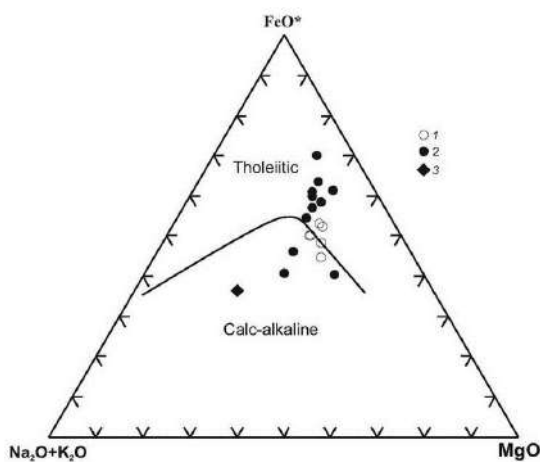
Аналитические исследования представительных образцов эклогитов и гранат-пироксен-глаукофановых пород высокобарного Максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (Южный Урал) показали, что их составы в координатах AFM образуют единый тренд толеитовой и известково-щелочной петрогенетических серий, ясно обозначая сложную геодинамическую ситуацию формирования их протолитов. Подавляющее большинство эклогитовых образцов не обнаруживают положительных аномалий Eu и Sr, обычно типичных для внутрикоровых габбровых интрузий, претерпевших метаморфизм эклогитовой фации, и их образование, по-видимому, произошло за счет трансформации базальтов. Составы эклогитов Максютовского комплекса обнаруживают деплетированные ( $La/Yb_N \sim 0.5-1.5$ ) и обогащенные ( $La/Yb_N \sim 2-4.7$ ) разности. Переменные аномалии Nb, указывают как на отсутствие коровой или субдукционной контаминации (при  $Nb/Th_N > 1$ ), так и на ее наличие (при  $Nb/Th_N < 1$ ). Составы Максютовских эклогитов хорошо интерпретируются моделью взаимодействия мантийно-плюмового источника OIB-типа и источника деплетированной мантии MORB-типа. Часть их, как деплетированных, так и обогащенных составов, наследует вклад субдукционной компоненты, который, согласно модельным расчетам, составляет от 1 до 4%. Возможно, это связано с тем, что формирование раннедевонского P-MORB хребта на Южном Урале происходило на океанической литосфере, претерпевшей надсубдукционные изменения в ордовикское время.

**Ключевые слова:** Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс, базитовые эклогиты, УНР метаморфизм, протолит, P-T параметры, субдукция, XRF и ICP MS анализы пород

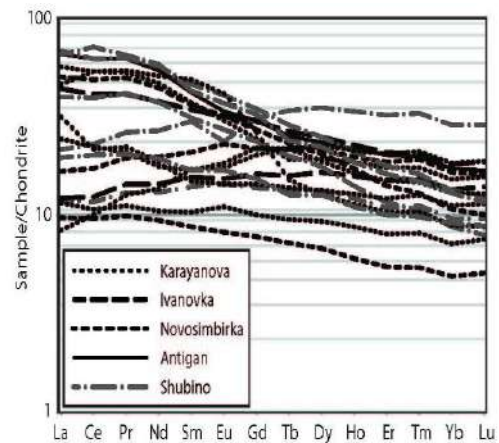
Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс на Южном Урале хорошо известен как субдукционный комплекс высокого (HP) – сверхвысокого (UHP) давления средне - позднепалеозойского возраста. Характерные фазы сверхвысокого давления (псевдоморфозы кварца по коэситу, графитовые кубоиды по алмазу, микровключения алмаза в гранате) описаны и хорошо известны в мафических и кварц-полевошпатовых породах Максютовского комплекса. Имеются многочисленные публикации, отражающие различные интерпретации геодинамических условий, возраста и P-T условий образования высокобарных пород. Однако, не смотря на длительную историю изучения комплекса, некоторые геодинамические аспекты развития террейна все же остаются спорными из-за сложности субдукционного процесса и разнообразия хемостратиграфических характеристик. В данной работе предпринята попытка обобщить имеющиеся на этот счет данные и на основе новых высокоточных XRF и ICP MS анализов валового состава представительных образцов эклогитов Максютовского комплекса определить природу и состав их протолита, источники исходного материала, проследить петрохимическую эволюцию УНР пород и, в конечном итоге, построить геодинамическую модель комплекса. В совокупности с микронзондовыми данными о составе сосуществующих минералов и рассчитанных на их основе физико-химических параметрах метаморфизма (Fedkin et al., 2017) мы надеемся расшифровать P-T-t историю комплекса, оценить характер теплового потока на стадии УНР погружения, геотермальный градиент во время его эксгумации.

Аналитические исследования представительных образцов эцлогитов и гранат-пироксен-глаукофановых пород высокобарного Максютковского эцлогит-глаукофансланцевого комплекса проведены в Геоаналитической лаборатории Университета штата Вашингтон (GeoAnalytical Lab, Washington State University, Pullman, WA, USA). Геохимические данные по основным породообразующим компонентам проанализированных образцов показывают большой разброс составов эцлогитов, в том числе, и по содержанию SiO<sub>2</sub>: от 41,8 до 61,12 вес.%. Однако все образцы попадают в область низко калиевых базальтов, и только некоторые из них соответствуют андезито-базальтам. Тенденции фракционирования составов пород - уменьшение FeO\* (общее железо) и MgO с ростом SiO<sub>2</sub>, увеличение Na<sub>2</sub>O с ростом SiO<sub>2</sub>, обратная зависимость содержаний FeO\* и MgO - отражают переход от базальтового к андезитовым составам. На диаграмме AFM (**Рис. 1**) среди эцлогитов комплекса четко различаются обогащенные и деплетированные составы, образующие единый тренд базальтов толеитовой и известково-щелочной петрогенетических серий, обозначая сложную геодинамическую ситуацию формирования их протолитов.

По всей видимости, подавляющее большинство эцлогитов произошло за счет трансформации базальтов, поскольку они не обнаруживают положительных аномалий Eu и Sr обычно типичных для внутрикоровых габбровых интрузий, претерпевших метаморфизм эцлогитовой фации (**Рис. 2**). Исключение составляет лишь один образец, показывающий хорошо выраженную положительную аномалию Sr (Sr/Sr\*=1.8), что в совокупности с высокой магнезиальностью пород, может свидетельствовать о кумулятивной природе протолита.



**Рисунок 1.** Составы эцлогитов Максютковского комплекса на диаграмме AFM. 1-2 – базальтовые составы, 1 – деплетированные, 2 – обогащенные; 3 – андезитовый состав.



**Рисунок 2.** Спайдер-диаграмма РЗЭ эцлогитов Максютковского комплекса, нормализованных на хондриты.

Составы пород комплекса демонстрируют близкие спектры РЗЭ N-MORB и E-MORB типа. Незначительное обогащение исходных пород легкими РЗЭ предполагает совокупность признаков субдукционной зоны и метасоматических изменений океанических metabasalts. Что касается редких и микроэлементов, валовые составы проанализированных образцов перекрывают поля базальтов океанических островов (OIT, OIA на **Рис. 3А**), поля N-MORB и E-MORB базальтов (области А и В на **Рис. 3В**, С и D на **Рис. 3С**) и островодужных толеитов (поле IAT на **Рис. 3А**), демонстрируя широкий спектр возможных плейт-тектонических обстановок. В такой ситуации состав исходных пород может меняться либо из-за разнообразия гетерогенных протолитов из широкого диапазона плейт-тектонических сред, из которых они были субдуцированы, либо из-за контрастной интенсивности метасоматических процессов на разных стадиях

их рекристаллизации (метасоматизм морского дна, проградный и / или ретроградный метаморфизм во время субдукции).

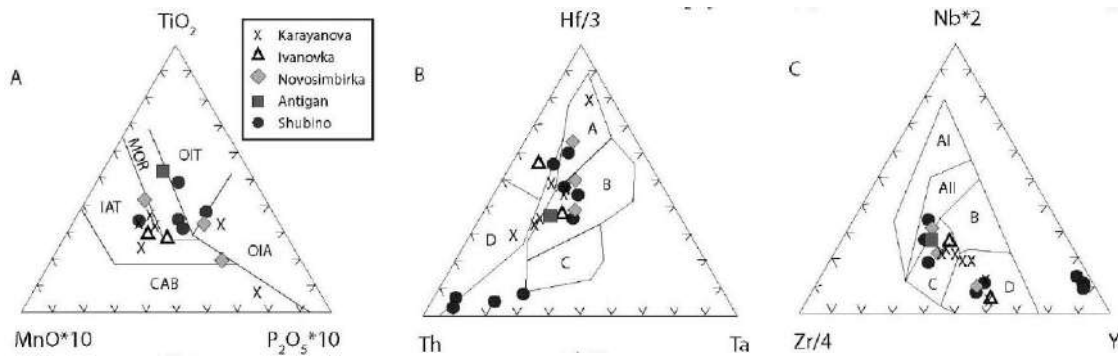


Рисунок 3. Дискриминационные диаграммы Максютовских эклогитов по редким и рассеянным элементам.

Многочисленные работы по изучению геохимии эклогитов показывают, что высокозарядные некогерентные элементы и группа редкоземельных элементов (РЗЭ) остаются относительно немобильными в условиях высокобарического метаморфизма, тогда как крупно-ионные литофилы демонстрируют заметную подвижность (Creaser et al., 1999). Анализ закономерностей распределения высокозарядных малых элементов в эклогитах Максютовского комплекса позволяет получить более ясную картину условий магмогенерации их протолитов. Составы эклогитов Максютовского комплекса обнаруживают деплетированные ( $La/Yb_N \sim 0.5-1.5$ ) и обогащенные ( $La/Yb_N \sim 2-4.7$ ) различия. Кроме того, они демонстрируют переменные аномалии Nb, выраженные через отношения  $Nb/Th_N$ , которые показывают значения как  $>1$ , индикативные для отсутствия коровой или субдукционной контаминации, так и  $< 1$ , указывающие на наличие таковой. Наиболее ярко отмеченные закономерности проявляются на диаграммах  $TiO_2/Yb - Nb/Yb$  и  $Th/Yb - Nb/Yb$  (Pearce, 2008).

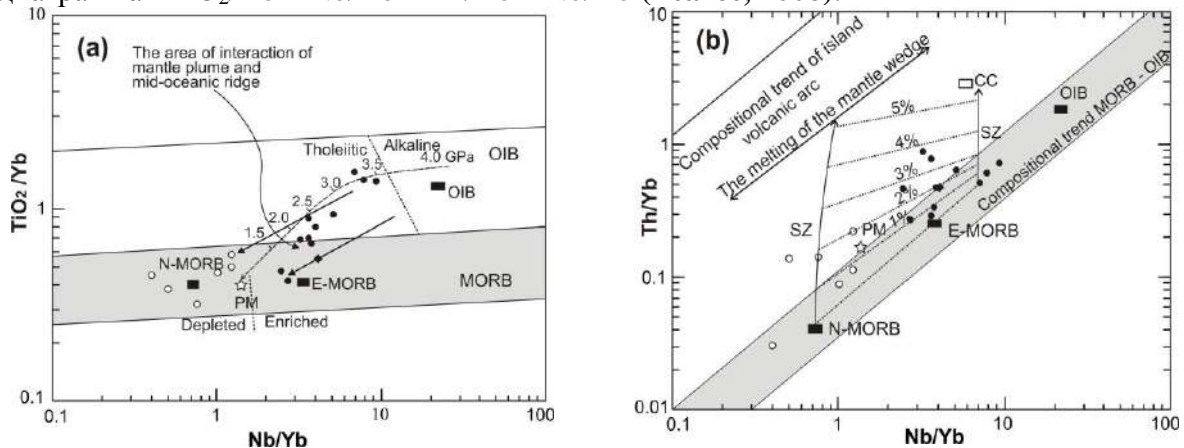


Рисунок 4. Составы эклогитов Максютовского комплекса на диаграммах  $TiO_2/Yb - Nb/Yb$  (a) и  $Th/Yb - Nb/Yb$  (b) по (Pearce, 2008).

Диаграмма  $TiO_2/Yb - Nb/Yb$  (Рис. 4а) позволяет оценить глубины и параметры магмогенерации протолитов эклогитов Максютовского комплекса, как и разделить деплетированные и обогащенные различия. Составы Максютовских эклогитов хорошо интерпретируются моделью взаимодействия мантийно-плюмового источника OIB-типа и источника деплетированной мантии MORB-типа.

Диаграмма  $Th/Yb - Nb/Yb - Nb/Yb$  (Рис. 4б) является чувствительным индикатором коровой контаминации или вклада субдукционной компоненты в петрогенезис мафических вулканитов. Распределение точек составов эклогитов

Максютовского комплекса на этой диаграмме раскрывает наличие еще одного компонента в источнике магмогенерации протолитов. Часть как деплетированных, так и обогащенных составов наследует вклад субдукционной компоненты, который, согласно модельным расчетам, составляет от 1 до 4%. Возможно, что такая картина могла быть связана с тем, что формирование раннедевонского P-MORB хребта на Южном Урале происходило на океанической литосфере, претерпевшей надсубдукционные изменения в ордовикское время (**Рязанцев и др., 2008**).

**Таким образом,** геохимия эклогитов Максютковского комплекса по основным, рассеянным, редким и редкоземельным элементам показывает, что их протолитом являлись толеитовые и субщелочные базальты, как обогащенного (типа OIB), так и деплетированного (типа N- и E-MORB) составов с унаследованными признаками субдукционной компоненты и последующих метасоматических изменений. С другой стороны, моделирование процесса магмогенерации (**Pearce, 2008**) на основе имеющихся валовых составов эклогитовых пород отчетливо показывает возможное взаимодействие мантийно-плюмового источника OIB-типа и источника деплетированной мантии MORB-типа в интервале давлений от 1.5 до 4.0 ГПа (Рис. 4). Возможность такого взаимодействия подтверждается новыми данными о древних ( $\geq 533$  млн. лет) УНР ультрамафитовых породах, ассоциирующих с эклогитами, при параметрах до 700-800 °С и  $P > 3.2-4.0$  ГПа (**Вализер и др., 2013**), которые, по мнению авторов, свидетельствует об участии в формировании комплекса тектонических мантийно-коровых включений древнего субстрата региона. Геохимия эклогитов Максютковского комплекса показывает, что геодинамику формирования их протолитов нельзя свести к какой-либо простой модели. Этот процесс включал три различных источника – деплетированную мантию N-MORB, обогащенную мантию OIB и вклад субдукционной компоненты с участием процесса коровой магмогенерации, которая по модельным расчетам составляет от 1 до 4% (**Щипанский, Федькин и др., 2012**). По-видимому, наиболее вероятными геодинамическими обстановками, где реализовывались процессы подобного смешения, могли быть пред- или задуговые области конвергенции плит.

### Литература

1. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит Максютковского комплекса, Южный Урал // Литосфера, 2013, т. 4, с. 50-61.
2. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника 2008, № 5, с. 49-78.
3. Щипанский А. А., Федькин В. В., Эрнст В. Г., Лич М.Л. Петро- и геохимическая характеристика эклогитов Максютковского комплекса. // Материалы ежегодной сессии РМО и Федоровской сессии. С.Петербург 2012. с. 271-273.
4. Creaser, R. A., Goodwin-Bell, J.-A.S., and Erdmer P., 1999, Geochemical and Nd isotope constraints for the origin of eclogite protoliths, Northern Cordillera: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Yukon-Tanana terrane: Canadian Journal of Earth Science, v. 36, p. 1697–1709.
5. Fedkin V.V., M.L.Leech, A.A.Shchipansky, P.M.Valizer, T.D.Burlick, and W.G. Ernst Coexisting Zoned Garnets and Clinopyroxenes from Mafic Eclogites of the Maksyutov Complex, South Ural Mountains, Russia. // Experiment in Geosciences. 2017. V.23. No.1. p. 5-13.
6. Pearce, J. A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: Lithos, v. 100, p. 14-48.

## РОЛЬ МАЛАХИТА В ДЕКОРАТИВНО-ПРИКЛАДНОМ ИСКУССТВЕ

Чужанова Т.Ю. \*, Кикнадзе Я.С. (С-ПГУ)

### Аннотация

Рассматривается минерал малахит в произведениях декоративно-прикладного искусства в коллекции Государственного Эрмитажа (Санкт-Петербург). Специальное внимание уделяется уникальной техники художественной обработки малахита – русской мозаики и вариантам малахитового набора.

**Ключевые слова:** малахит, декоративно-прикладное искусство, техника русской мозаики

*Актуальность темы.* Художественные изделия декоративно-прикладного искусства из малахита, созданные в XIX веке, в настоящее время доступны для обозрения в залах Эрмитажа. Здесь сосредоточена самая большая в России коллекция произведений из малахита. Эти работы активно изучаются как специалистами в области камнерезного искусства, реставраторами, искусствоведами, дизайнерами, так и просто посетителями музея. Владение историческими приемами и методами работы с малахитом (мозаичный набор) позволяет воссоздать авторский замысел и приводить предметы в экспозиционное состояние. Интерес к художественной обработке камня обусловлен, в том числе, развитием на протяжении долгих лет выставочного проекта «Мир камня» проходящего на различных площадках Санкт-Петербурга.

*Природное строение малахита.* Малахит одновременно и ювелирный и поделочный камень. Он широко известен и популярен благодаря яркой окраске, красивому рисунку, легкости обработки и способности воспринимать прекрасную полировку. Яркий цвет малахита - от голубовато-зеленого и бирюзового до темно-зеленого с шелковистым отливом - обусловлен наличием меди. Обычно малахит встречается в виде натечных почек, включающих пустоты, что не позволяет изготовить из него цельные изделия. Природное строение малахита с большим количеством пустот, вкраплений, ноздреватостью повлияло на создание сложной и трудоемкой техники, которая получила название «русская мозаика».

*Техника русской мозаики* – это уникальная техника художественной обработки малахита, которая возникла и получила развитие на Петергофской и Екатеринбургской гранитных фабриках. Кусочки малахита распиливают на пластинки толщиной 2-3 мм. Возможность распиливать малахит на пластины толщиной в несколько миллиметров объясняется мягкостью камня. Затем пластинки малахита при помощи специальной мастики наклеивают на основу изделия из другого материала, чтобы составить общий красивый рисунок. Набор из малахитовых пластинок подбирается таким образом, чтобы создавалось впечатление монолитности предмета. Этому впечатлению способствует тщательная подгонка швов, линии стыков заполняются малахитовым порошком, затем поверхность шлифуется. В завершении изделие полируется.

*Набор малахита.* Существует несколько вариантов малахитового набора: «мятый бархат», когда имеют значение только цвет и оттенки камня, и компоновка маленьких кусочков создает впечатление этой сложной в игре теней ткани; «ленточный» или «струистый», когда имеет значение не только цвет, но и рисунок, создающий имитацию струящейся ленты. Чрезвычайно декоративны наборы «глазками», напоминающие разрез древесного ствола; «на две стороны», когда рисунок выкладывается симметрично по поперечной или продольной оси, и «на четыре стороны» - с расположением рисунка вокруг одного центра.

«Малахитовая эпоха» в России. Малахит в конце XVIII века являлся большой редкостью и использовался для мелких поделочных работ: настольных украшений, табакерок, письменных приборов, ваз. Открытие в начале 1830-х годов грандиозных залежей малахита на принадлежащем Демидовым руднике в Меднорудянке неподалеку от Нижнего Тагила дало возможность применения этого материала более широко. Известный минеролог академик А.А. Ферсман назвал 1830-1840 годы «малахитовой эпохой» в камнерезной художественной промышленности России. В XIX веке в Петербурге существовали многочисленные российские и иностранные фирмы, занимавшиеся изготовлением и торговлей изделиями из малахита. Среди них наиболее известные фирмы Галиотти, Роджерса, Трискорни, Тигельштайна, Демидова.

*Изделия из малахита.* В XIX веке из уральского малахита (рис. 1) были созданы многочисленные декоративные изделия для украшения интерьеров: чаши, вазы, канделябры (рис. 2), торшеры (рис. 3), столешницы. Тонко прочеканенные детали золоченой бронзы эффектно сочетаются с глубоким зеленым тоном камня (рис. 2, 3). Эти произведения относятся к достижениям русской камнерезной школы. Одним из заказчиков изделий из малахита был Кабинет Его императорского величества для дипломатических подарков европейским монархам. Искусство русских камнерезов активно развивалось до Первой мировой войны.

*Малахит в качестве отделочного материала в убранстве интерьера.* В наборах из малахита применяли технику русской мозаики для выполнения масштабных работ по созданию дворцовых интерьеров Петербурга. Ярким примером является Малахитовая гостиная (1830-1840) в Зимнем дворце. Это единственный сохранившийся образец оформления малахитом целого жилого интерьера императрицы Александры Федоровны, супруги Николая I, созданный по проекту придворного архитектора Александра Павловича Брюллова. Отделка Малахитовой гостиной уникальна: колонны (рис. 3), пилястры, детали каминов и декоративные вазы украшены малахитом в технике русской мозаики. Более двух тонн малахита было израсходовано на облицовку 8 колонн и 8 пилястр Малахитовой гостиной. Особенно нарядный вид интерьеру придает сочетание ярко-зеленого цвета камня с обильной позолотой (рис. 3) и насыщенным малиновым тоном драпировок.



**Рисунок 1.** Кусок малахита - образец, обработанный с одной стороны.  
Место создания: Россия, середина XIX в. Материал: малахит. Техника: резьба



**Рисунок 2.** Канделябр. Середина 1830-х или 1845. Производство: Императорская Петергофская гранильная фабрика; Мастерская Винченцо Мадерни (?) Мастер: Андрей Шрейбер (1777-1843). Материал: малахит, бронза. Техника: мозаика, литье, чеканка, золочение



**Рисунок 3.** Торшер в Малахитовой гостиной. 1834 - 1835. Автор проекта торшера: Андрей Иванович Штакенинейдер (1801-1865). Производство: Императорская Петергофская гранильная фабрика. Материал: малахит, бронза. Техника: мозаика, литье, чеканка, золочение

### Литература

1. Мавродина Н.М. Искусство русских камнерезов XVIII - XIX веков = The art of Russian Stone Carvers 18 th - 19 th Centuries: каталог коллекции. Санкт-Петербург: Изд-во Государственного Эрмитажа, 2007. - 559 с.
2. Пашкова Т.Л. Малахитовый зал Зимнего дворца. Санкт-Петербург: Изд-во Государственного Эрмитажа, 2013. - 45 с.
3. Александрова Т.В., Борецкая Т. В., Будрина Л. А. Путешествие в мир камня: золотая кладовая, Бажовская комната, минералогические коллекции и горки, каменные печати, кустари, которых ценили в Европе, мягкий камень, каменное кружево, русские самоцветы, божественная красота. Музей истории камнерезного и ювелирного искусства. - Екатеринбург : Автограф, 2007. - 316 с.

## СКРЫТЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ КИСЛОГО МАГМАТИЗМА В МЕДЛЕННО-СПРЕДИНГОВОЙ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (РУДНЫЙ УЗЕЛ АШАДЗЕ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

*Шолухов К.Н., Борисовский С. Е., Жиличева О. М., Перцев А.Н. (ИГЕМ РАН)*

### Аннотация

Магматические породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  выше 70% характерны главным образом для континентальной коры, к настоящему времени собрано достаточно данных, включая материалы по океанскому бурению, о закономерном присутствии небольшого количества (менее 1%) плагиогранитов (трондьемитов) в современной океанической коре (Коекке, 2007). В настоящее время существуют три основных модели формирования кислых расплавов в океанической коре (Коекке, 2007): (1) экстремально высокая степень дифференциации магмы типа MORB; (2) частичное плавление гидратированных коровых базитов; (3) частичное плавление габбро в результате взаимодействия с гидротермальными производными морской воды. В данном сообщении мы рассматриваем возможность применения последней модели к специфической габбро-плагиогранитной ассоциации из современной океанической коры. Основная задача работы – изучение скрытых признаков кислого магматизма и ассоциирующих преобразований в габбро на основе анализа локальных минеральных ассоциаций и вариаций состава минералов.

**Ключевые слова.** Внутренний океанический комплекс, плагиогранит, габбро, гидротермально-магматическое взаимодействие, рудный узел Ашадзе.

Габбро-перидотитовый массив в западном борту рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на  $13^\circ$  с.ш. вмещает активные поля гидротермального сульфидно-полиметаллического рудоотложения Ашадзе-1 и -2. Этот массив относится к характерной медленно-спрединговой структуре «внутреннего океанического комплекса», т.е. обнажается в лежащем боку долгоживущего разлома растяжения (Ondreas, 2012). Ранее изучено уникальное макропроявление плагиогранита в этом массиве и определен возраст породы по выделенному циркону – 1-1,5 млн. лет (Костицын, 2012; 2015). Гидротермальные флюиды, опробованные непосредственно в жерлах чёрных курильщиков полей Ашадзе-1 и -2, характеризуются аномально высокими содержаниями  $\text{H}_2$  и  $\text{CH}_4$ , что объясняется взаимодействием морская вода-перидотит (Charlou, 2010). В габбро из этого массива изучено высокотемпературное взаимодействие с восстановительным рассолом – предполагаемым продуктом взаимодействия морская вода-перидотит (Перцев, 2018). В имеющейся коллекции габбро из четырех станций опробования в районе гидротермальных полей Ашадзе при петрографическом изучении нами обнаружены локальные плагиогранитные ассоциации кварца с кислым плагиоклазом ± апатит, циркон, амфибол. Особый интерес представляет дифференцированный оксид-габбронорит с ортопироксен-содержащими плагиогранитными прожилками как ключевой объект исследования.

Предполагаемый генезис габброидного матрикса изученной породы включает: раннюю магматическую кристаллизацию грубозернистого пироксен-плагиоклазового агрегата и последующие его преобразования, связанные с деформациями, синдеформационной кристаллизацией интерстиционных Fe-Ti оксидов и последующим формированием мелкозернистых агрегатов ортопироксена, оливина и роговых обманок. Плагиогранитные микропрожилки имеют размеры до 2–3 мм с отдельными раздувами до 5 мм. Сложены микроагрегатами кислого плагиоклаза и кварца с подчиненным количеством ортопироксена, циркона, апатита и биотита.



Выделяемые структурные разновидности ортопироксена (рис. 1) заметно различимы по  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$  и содержанию  $Al_2O_3$  (рис. 2а): наиболее высокие значения обоих параметров имеет раннемагматический ортопироксен из грубозернистого габбрового агрегата (рис. 1а); средние значения  $Mg\#$  и  $Al_2O_3$  характерны для последеформационного мелкозернистого ортопироксена (рис. 1б); тогда как в плагиогранитном микроагрегате (рис. 1в) ортопироксен заметно менее магнезиален. Плагиоклаз в грубозернистом агрегате габбро имеет  $An\# = 100Ca/(Ca+Na+K)$  40-46 и наиболее высокие содержания  $TiO_2$  (рис. 2б). Поздний габбровый плагиоклаз варьирует по  $An\#$  от 51 (в агрегатах с магнезиальными роговыми обманками) до 32 (в агрегатах с железистыми роговыми обманками). Наиболее кислый плагиоклаз ( $An\#$  29-19) – в плагиогранитных микропрожилках (рис. 2б). При развитии плагиогранитного микропрожилка по трещине в грубозернистом габбровом плагиоклазе наблюдается контрастное падение  $An\#$  (рис. 2в).

В мелкозернистых ортопироксеновых агрегатах в габбро присутствуют магнетит-ортопироксеновые симплектиты, предположительно развитые по оливину, с единичными резорбированными реликтами оливина  $Fe_{1,5}Mg_{0,5}SiO_4$ , размерами менее 10 мкм (рис. 1б). Составы оливина и симплектитового ортопироксена близки к смещению равновесия

$$6 \cdot Fe_{1,5}Mg_{0,5}SiO_4 + O_2 = 3 \cdot MgFeSi_2O_6 + 2 \cdot Fe_3O_4$$

вправо и приблизительно соответствуют расчетным объёмным соотношением ортопироксен/магнетит около 1,4. Вместе с тем, симплектитовый магнетит содержит явный избыток  $TiO_2$  - около 10%. Мы предполагаем, что замещение оливина происходило в присутствии Ti-содержащего расплава. В любом случае появление железистого оливина свидетельствует о необычно восстановительных условиях на поздних стадиях преобразования габбро.

Полученные предварительные данные позволяют предполагать генетическую взаимосвязь между ортопироксен-содержащими плагиогранитными прожилками и поздними ортопироксеновыми агрегатами с роговой обманкой и основным плагиоклазом ( $An\#$  до 51) в габбро. Такие агрегаты могут рассматриваться как продукты выплавления и отделения плагиогранитного расплава при взаимодействии габбро с гидротермальными производными морской воды (Wolff, 2013; Кюерке, 2014). Сосуществование ортопироксена с плагиогранитным расплавом при частичном плавлении равносильно насыщению последнего ортопироксеном. В нашем случае это подтверждается ортопироксен-содержащими плагиогранитными прожилками. Проявление восстановительных условий при частичном плавлении, выраженных в появлении железистого оливина и железистых роговых обманок, можно объяснить участием флюида – продукта более раннего низкотемпературного (<300°C) взаимодействия морская вода/перидотит, характерного для медленно-спрединговых структур тектонического растяжения.

## ПОДВИЖНОСТЬ ХРОМА ПРИ ПРОЦЕССАХ МЕТАМОРФИЗМА РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ

Юричев А.Н. (ТГУ)

### Аннотация

Исследованы особенности поведения хрома в процессе метаморфических и метасоматических преобразований реститовых ультрамафитовых массивов. Показаны две эволюционные стадии преобразования химических составов хромшпинелидов. Первая стадия связана с высокобарическим динамометаморфизмом и приводит к естественному «облагораживанию» хромшпинелидов из-за увеличения в их химическом составе хрома, вторая – связана с наложенными прогрессивными метаморфическими процессами и метасоматическими процессами регрессивной фазы и приводит к преобразованию хромшпинелидов с выносом из них Al, Mg и Cr. Высвобождающийся из хромшпинелидов под воздействием пневматолитово-гидротермальных растворов хром, характеризующийся низкой миграционной подвижностью, входит в кристаллическую решетку кристаллизующихся рядом хромсодержащих силикатов – преимущественно уваровитовых гранатов и хромовых хлоритов (кочубейта и кеммерерита).

**Ключевые слова:** реститовые ультрамафиты, хромититы, метаморфизм, хром, химизм.

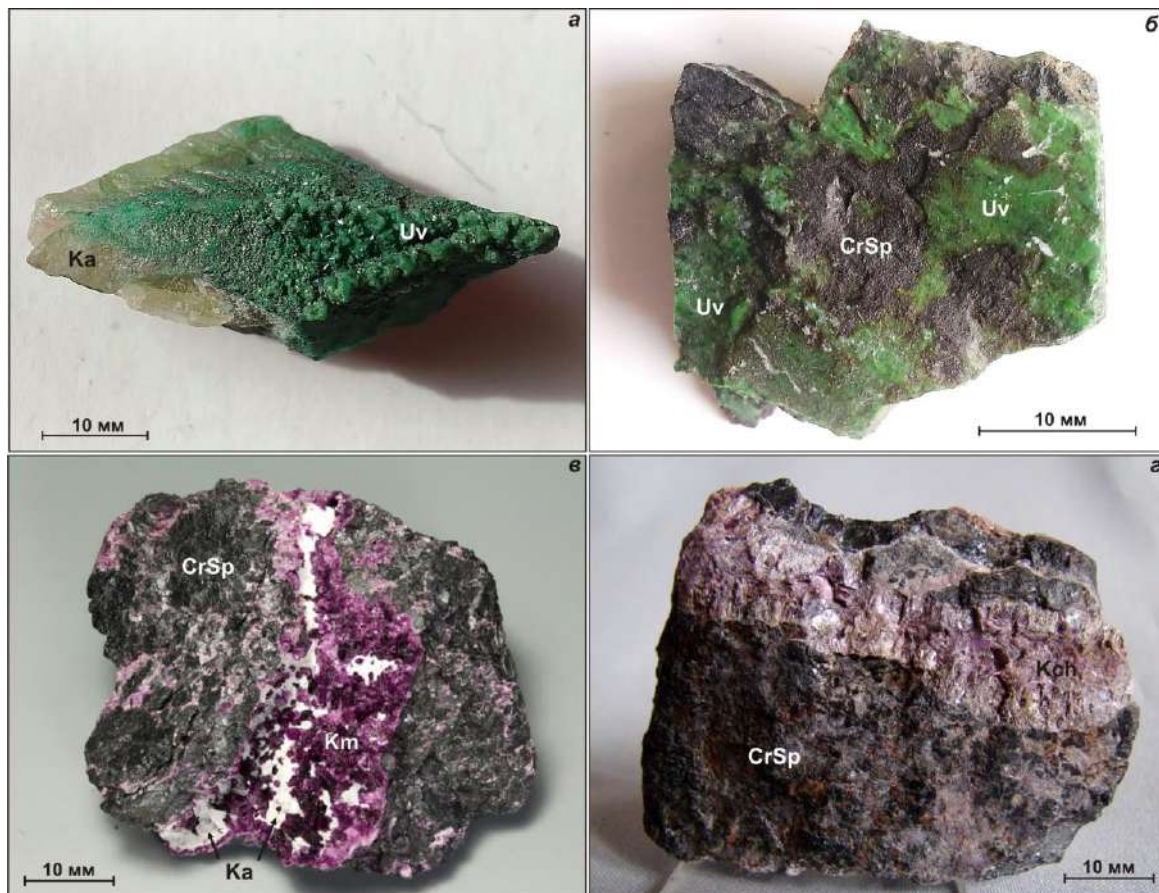
Ультрамафитовые реститовые массивы дунит-гарцбургитового состава являются составной частью мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние несколько десятилетий они привлекают все большее внимание исследователей как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности – своей промышленной хромитоносностью, асбестоносностью и присутствием благороднометаллической минерализации. Однако в настоящее время спорность многих аспектов петрологии реститовых ультрамафитов обусловлена недостаточной изученностью этих интереснейших образований. В частности, недостаточная проработанность минералогических аспектов данных массивов не дает возможности полного обобщения этих объектов на минералогическом уровне. Известно, что одним из главных носителей генетической информации является минерал, а не только порода. В связи с этим, изучив в достаточной степени минералогию объекта, можно реконструировать историю его образования и преобразования.

В геологической литературе нескольких последних десятилетий показаны и убедительно доказаны две эволюционные стадии преобразования химических составов хромшпинелидов [1–4]. Первая стадия связана с высокобарическим динамометаморфизмом и включает процессы деформаций, скупивания океанической литосферы и её аккреции на пассивную окраину континента, в результате чего формируются крупные тектонические пластины, распространяются складчато-надвиговые и шарьяжные дислокации, линейные зоны высокобарического метаморфизма. На данной стадии происходят вынос из шпинелидов Al и Mg и накопление Cr, Fe и Mn.

В результате выноса из рудных хромшпинелидов магния и значительного количества алюминия возрастают их железистость и хромистость. Содержание хрома в метаморфизованных хромшпинелидах может увеличиваться до 15 мас. % и достигать в рудах глиноземистого типа 57 мас. %, а в рудах высокохромистого 64 мас. %. Таким образом, на первой стадии происходит естественное «облагораживание»

хромшпинелидов. Развитие такого механизма «облагораживания» подтверждено экспериментальными исследованиями [5–8].

Вторая стадия связана с наложенными прогрессивными метаморфическими процессами и метасоматическими процессами регрессивной фазы и приводит к преобразованию, перекристаллизации хромшпинелидов с выносом из них Al, Mg и Cr при накоплении Mn и окислении закисного железа в окисное. Пострудные преобразования низких ступеней выражаются, как правило, в серпентинизации вмещающих ультрамафитов с появлением лизардита. Качество руд при этом не претерпевает изменения, и магнетит не образуется. При прогрессивном региональном метаморфизме по вмещающим вкрапленное оруденение дунитам возникают серпентиниты антигоритового и хризотилового составов (штубахиты, войкариты и т.д.) с обильным выделением магнетита. Качество вкрапленных руд ухудшается вследствие образования на месте хромита его железистых разновидностей (феррохромит, хроммагнетит) и хлорита, вплоть до полной потери их промышленной ценности. Отмечено резкое возрастание степени метаморфизма хромитовых руд при интенсивном тектоническом дроблении маломощных рудных тел, особенно сложенных бедновкрапленными рудами [4, 9].



**Рисунок 1.** Хромсодержащие силикаты их хромититов: а – кристаллические выделения уваровита (зеленый цвет) по кальцитовой жиле (Агардагский массив, Тыва); б – агрегативные (пудра) выделения уваровитового граната (Агардагский массив, Тыва); в – зерна кеммерерита (фиолетовый цвет) в кальцитовой жилке (Сарановский массив, Южный Урал); з – жилка кочубейта (клинохлора розовато-сиреневого цвета) в густовкрапленном хромитите (Агардагский массив, Тыва). Uv – уваровит, Km – кеммерерит, Kch – кочубейт, Ka – кальцит, CrSp – хромшпинель

Возникает вопрос о дальнейшей судьбе хрома, высвобождающегося в процессе реализации второй стадии преобразования.

Известно, что в постмагматическом процессе элемент оказывается слабо подвижным и не образует скоплений. Однако, как показывают наблюдения, хром может входить в кристаллическую решетку силикатов, при этом наиболее благоприятными условиями для этого являются наложенные метасоматические процессы. Под воздействием постмагматических пневматолитового-гидротермальных растворов происходит вынос элемента из хромшпинели и его локальная миграция с образованием хромсодержащих силикатов – преимущественно уваровитовых гранатов и хромовых хлоритов (кочубейта и кеммерерита) (рис. 1). Помимо этого, в 2012 г. среди хромититов Южно-Сарановского хромитового месторождения (Урал) впервые в России были выявлены и охарактеризованы оксигидраты хрома – гримальдит и гвианаит [10].

В силу своих физико-химических особенностей хром в гидротермальном процессе имеет повышенную инертность, что обуславливает отсутствие его выноса за пределы хромитовых линз и локальное перераспределение [11]. Данное обстоятельство хорошо объясняет тяготение показанных хромсодержащих силикатов к хромититам и их отсутствие в породах с маломощной вкрапленной хромитовой минерализацией, где гидротермы обогащены компонентами серпентинитов.

Последняя особенность позволяет использовать такие хромсодержащие силикаты (в частности – уваровиты) в качестве минералогических маркеров положительного прогноза обнаружения и локализации богатых линз хромититов.

#### Литература

- 1.Макеев А.В., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
- 2.Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и аксессуарной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32-39.
- 3.Юричев А.Н. Аксессуарные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30-34.
- 4.Юричев А.Н. Критерии регионального и локального прогнозирования потенциальной хромитонности подиформных ультрамафитовых массивов складчатых областей // Руды и металлы. 2016. № 3. С. 5-14.
- 5.Суставов С.Г., Вахрушева Н.В. Хромовый рутил в хромититах Енгайской площади массива Рай-Из // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2010. № 7. С.159-162.
- 6.Туркин А.И., Соболев Н.В. Пироп-кноррингитовые гранаты: обзор экспериментальных данных и природных парагенезисов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1506-1523.
- 7.Brey G.P., Doroshev A.M., Girnig A.V., Turkin A.I. Garnet-spinel-olivine-orthopyroxene equilibria in the FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> system: I. Composition and molar volumes of minerals // Eur. J. Mineral. 1999. Vol. 11. № 4. P. 599-617.
- 8.Yang J., Bai W., Fang Q., Meng F., Chen S., Zhang Zh., Rong H. Discovery of diamond and an unusual mineral group from the podiform chromite ore Polar Ural // Geology in China. 2007. Vol. 34. P. 950-953.
9. Юричев А.Н. Метаморфизм и тектоника: роль в структурно-вещественном преобразовании хромшпинелидов из ультрамафитов // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 9. С. 57-66.
10. Суставов С.Г., Шагалов Е.С., Нурмухаметов Ф.З., Главатских С.П. Первая находка в России оксигидратов хрома гримальдита и гвианаита в Южно-сарановском хромитовом месторождении // Литосфера. 2012. № 3. С. 154-159.
11. Тюлюпо Б.М. Рудные месторождения. Черные металлы. Томск: Изд-во Томского университета, 1976. 176 с.

## ПОРОДЫ Г. АЮ-ДАГ (КРЫМ)

*Юшин К. И. \*, Туров А. В., Утенков В. А. (МГРИ)*

### Аннотация

Результаты исследования краевой части лакколита кварцевых диоритов горы Аю-Даг показывают наличие радиальных даек кварцевых долеритов и габбро, выходящих за пределы лакколита. Возникновение даек объясняется контракцией главного тела лакколита, образованием трещин, заполненных расплавом. Частичное плавление плагиоклаза в дайках объясняется декомпрессией и разогревом расплава

**Ключевые слова.** Лакколит, дайки, кварцевый диорит, кварцевый долерит, габбро, кварц, плагиоклаз, контракция, инконгруэнтная кристаллизация.

Г. Аю-Даг расположена на южном побережье Крымского полуострова в окрестностях поселка Гурзуф. В геологическом отношении Аю-Даг представляет среднеюрский интрузивный массив, вытянутый в северо-западном направлении на 2,5 км и возвышающийся над уровнем моря на 570,8 м, его площадь составляет около 4 км<sup>2</sup>. Несмотря на небольшие размеры, он считается самым крупным интрузивом Горного Крыма и отличается сложным, во многом еще неясным строением.

Одни исследователи рассматривают массив Аю-Дага, как классический лакколит габбро-долеритового состава. Другие считают, что он состоит из двух тесно сближенных вертикальных даек с раздутой верхней частью [2]. Обсуждается вопрос о присутствии в составе интрузива диоритов, зональном строении массива и т.д.

Массив Аю-Дага залегает среди флишевых отложений таврической серии, по которым на контакте с массивом образовалась хорошо выраженная зона экзоконтакта мощностью 10—15 м.

Проведенный авторами микроскопический анализ пород г. Аю-Даг показал, что вмещающие песчаники и алевролиты на контакте с интрузивом сильно изменены и превращены в тонкозернистые темно-серые роговики. Аргиллиты превращены в каолинит-монтмориллонитовые агрегаты, с пятнистой, иногда радиально-лучистой микроструктурой. Микропятнистая структура обусловлена скоплениями гидроксидов железа. Местами сохраняется мелкий обломочный кварц.

По нашим материалам главная порода лакколита – кварцевый диорит с моноклинным пироксеном, роговой обманки и биотитом. Минеральный состав: кварц – 10%, плагиоклаз – ~70, роговая обманка – 20%, пироксен – < 1%, биотит – < 1%, рудный минерал – 1-2%.

Структура гипидиоморфнозернистая. Есть элементы порфириовидности из-за наличия единичных крупных таблиц плагиоклаза (2 мм).

Плагиоклаз – главный минерал. В наиболее крупных таблицах его состав – лабрадор № 65 в центре и № 32 на периферии. Имеется краевая туманная зональность. Кварц сопряжен с менее крупным плагиоклазом и часто окаймляет его торцевые грани. Внутри кварца также есть мелкие таблитчатые включения плагиоклаза с зональностью (№ 40 в центре и 30 на периферии). Пироксен представлен единичными зернами внутри роговой обманки или рядом с ней. Биотит сопутствует роговой обманке, но сильнее изменен (превращен в хлорит). Рудный минерал образует скопление мелких зерен и, как правило, окружен роговой обманкой.

В шлифе наблюдается дифференциация, при которой цветные и рудный минералы образуют одни скопления, а кварц и плагиоклаз – другие. Характерно, что в первых скоплениях весьма заметно последовательное инконгруэнтное замещение рудного минерала и пироксена роговой обманкой, а во вторых – согласованная

кристаллизация начального плагиоклаза и более позднего кварца. При этом мелкий плагиоклаз оказывается включенным в монокристаллический кварц. Это означает эвтектическое завершение магматической кристаллизации.

Вторичные минералы – хлорит, эпидот, серицит, карбонат.

Ниже следует описание пород из секущих тел. В одном из двух тел широкая центральная часть сложена габбро, а внешняя – кварцевым долеритом.

Габбро из широкой части секущей дайки отличается обильными вторичными изменениями. Восстановленный первичный минеральный состав: кварц – <1%, плагиоклаз – 60-65%, роговая обманка – 10-15%, моноклинный пироксен – 5%, ромбический пироксен – 5%, рудный минерал – ≤5%.

Структура крупнозернистая, гипидиоморфнозернистая, однородная.

Плагиоклаз представлен крупными таблицами от 1 до 3 мм. Плагиоклаз почти везде превращён в псевдоморфозы, состоящие из альбита, серицита, тремолита. В более «чистых» зёрнах он раскислен до № 32. Лишь в единственном участке шлифа, где плагиоклаз сопряжён с кварцем, его состав – лабрадор № 55. Моноклинный пироксен встречается в качестве реликтов внутри роговой обманки. Ромбический пироксен находится внутри крупных зерен плагиоклаза, и им же корродируется (рис. 1). Рудный минерал обнаруживает скелетную структуру распада (магнетит – герцинит), хорошо различимую из-за вторичных изменений (рис. 2). Сохраняется магнетит, а герцинит замещается слоистым силикатом, подобным гидрослюде.

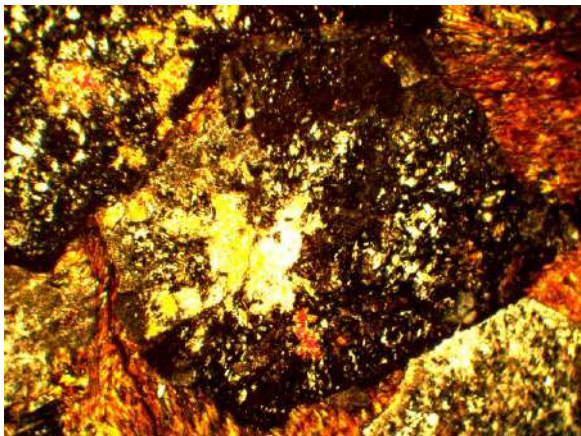


Рисунок 1. Остаток раннего пироксена (желтое) внутри таблиц измененного плагиоклаза. Ув. 4<sup>x</sup>. С ан.



Рисунок 2. Скелетная структура псевдоморфозы по рудному минералу. Ув10<sup>x</sup>. Без ан.

Магматическая кристаллизация начинается с появления Fe-шпинелида, после которого выделяется ромбический пироксен. Далее начинает выделяться плагиоклаз, приобретающего крупные размеры. При этом он инконгруэнтно замещает ромбический пироксен. Параллельно в свободном пространстве растёт моноклинный пироксен, но затем он, также в инконгруэнтной реакции, замещается роговой обманкой. Конечная магматическая стадия проявлена чрезвычайно локально и представлена кварцем в эвтектическом соотношении с плагиоклазом № 55.

Массовые вторичные изменения (раскисление, тремолитизация и серицитизация плагиоклаза, замещение рудного минерала), завершаются появлением гнёзд хлорита.

Кварцевый долерит из краевой части той же дайки также сильно изменён. Восстановленный состав: кварц 15-20%, плагиоклаз 35-40%, моноклинный пироксен – 10%, роговая обманка – 15%, рудный минерал ~5%, стекло – до 15%.

Структура неяснопорфировая из-за наличия отдельных таблиц плагиоклаза и зёрен цветных минералов размером до 2-3 мм. Дифференциация зёрен по размеру здесь выражена ярче, чем в лакколите и, тем более, в габбро.

Плагиоклаз в наиболее крупных таблицах имеет состав битовнита № 75 (в мелких таблицах он представлен андезином № 45). Кварц образует более мелкие зерна с неровными краями. Размер зёрен варьируется от 0,1 до 1 мм. Кварц нередко примыкает к неровным границам плагиоклаза, но включений плагиоклаза он практически не содержит. Ромбический пироксен там, где он не превращён в псевдоморфозы, содержит фрагменты структур в форме тонких параллельных пластин моноклинного пироксена. Моноклинный пироксен (скорее всего, авгит) образует более чёткие призмы, чем гиперстен. Роговая обманка имеет плеохроизм в зелёных тонах. Она активно корродирует пироксен на магматической стадии вплоть до образования псевдоморфоз. Биотит, активно корродирующий роговую обманку, большей частью хлоритизирован. Рудный минерал образует многочисленные зерна в ассоциации с цветными минералами. Поведение стекла пассивное, так как в нём нет признаков растворения плагиоклаза и других минералов.

В породе прослеживается чёткая стадийность кристаллизации цветных минералов (гиперстен → клинопироксен → роговая обманка → биотит). Совместная кристаллизация цветных и бесцветных минералов отчётливо фиксируется, начиная с роговой обманки и мелких таблиц плагиоклаза. Кварц – наиболее поздний в ряду кристаллизации. Стекло затвердевает уже после образования кварца. Его фиксация без кристаллов означает потерю воды и быстрое затвердевание расплава. Отличительная черта породы заключается в отсутствии конечного равновесия кварца и плагиоклаза.

Изначально расплав содержал много воды, из-за чего возникло много вторичных водных минералов. В их число входят идингсит (по гиперстену), агрегат сосюрита, серицит, хлорит. Местами появляется основной скаполит, замещающий кварц. По стеклу образуется каолинит.

Кварцевый долерит мелкозернистый, отобранный из отдельной не зональной секущей дайки. Восстановленный состав: кварц – 20%, плагиоклаз – 50%, пироксен – 5%, роговая обманка – 5%, биотит – <5%, рудный минерал – 1-2%, стекло – ~20%. Это в целом лейкократовая порода.

Структура породы псевдопорфировая. Её общий рисунок определяют кварц и плагиоклаз. Кварц, как правило, крупнее плагиоклаза. Его размер 1-2 мм, поэтому он производит ложное впечатление вкрапленников.

Кварц образует крупные бесформенные зёрна с монокристаллическим строением и частыми включениями таблиц плагиоклаза (рис. 3). Плагиоклаз внутри кварца и за его пределами идиоморфен. По составу это лабрадор № 52. Цветные минералы образуют отдельные кристаллы, превращённые в псевдоморфозы. Мало изменена только роговая обманка. Биотит хлоритизирован, а пироксен, имеющий призматическую форму, замещён карбонатом и хлоритом. Размер зёрен плагиоклаза и псевдоморфоз по цветным минералам 0,5-2 мм.

Кристаллизация начинается с мелкого рудного минерала, после которого выделяются пироксен, амфибол и биотит. Далее кристаллизуется плагиоклаз, к которому присоединяется кварц. Размер кварца, содержащего включения плагиоклаза, достигает 3 мм, из-за чего возникает ложное впечатление порфировидности. Совместная кристаллизация кварца и плагиоклаза представляет температурный минимум, а слоевой рост отображает стабильные *PT*-условия.

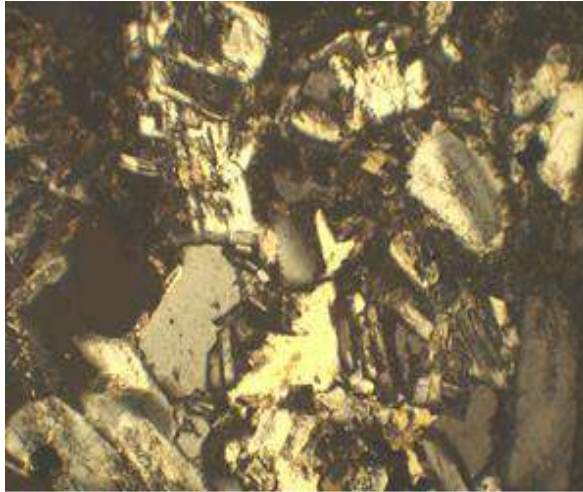
Стекло (изменённое) распределено неравномерно. Есть участки, где в нём много микролитов плагиоклаза № 32-35. Кроме того, в стекле растворяется ранний крупный плагиоклаз (рис. 4). Это происходит вследствие адиабатического разогрева из-за дегазации (падения водного давления).

Таким образом, две последние породы более кремнекислые, чем вмещающие кварцевые диориты лакколита. В них содержание кварца достигает 20%, тогда как в

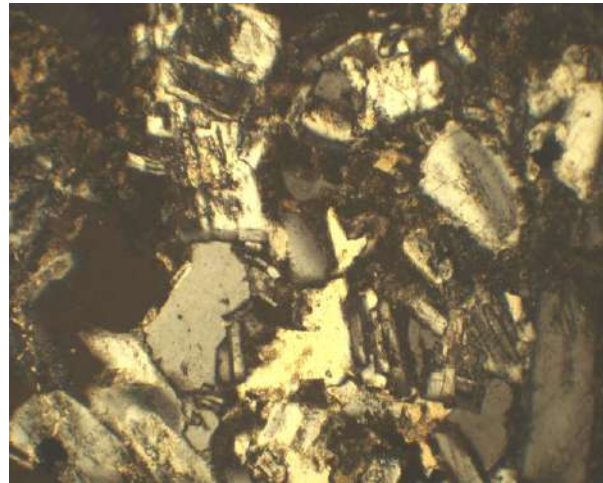
лакколите – 10%. По-видимому, повышение доли кварца сопряжено с дифференциацией расплава и сопутствующим появлением габбро с незначительным присутствием кварца и, соответственно, более низким содержанием  $\text{SiO}_2$ .

Для всех пород характерны фракционная кристаллизация и инконгруэнтные явления, когда цветные минералы ранней стадии частично растворяются в расплаве и замещаются более поздними цветными минералами. Фракционирование расплава с меланократовым началом и лейкократовым завершением кристаллизации согласуется с близповерхностным разделением расплава на основной и кислый [1].

Дайкообразное положение тел кварцевых долеритов (в том числе и вместе с



**Рисунок 3.** Идиоморфные таблицы плагиоклаза внутри кварца. Ув.  $10\times$ . С ан.



**Рисунок 4.** Частичное растворение плагиоклаза в стекле (темное). Ув.  $10\times$ . С ан.

габбро), пересекающих внешнюю границу лакколита, прямо указывает на его контракцию – уменьшения объема при затвердевании. Подобная радиальная контракция рассматривалась М. А. Осиповым [3] применительно к гранитам, где такие трещины обычно залечиваются жилами пегматитов.

Можно сделать вывод о том, что условия затвердевания лакколита и даек были разными. Расплав лакколита кристаллизовался при отводе тепла в боковые породы, на что указывают роговики. Для даек, заполняющих развивающиеся трещины усадки (контракции) в горячем лакколите, нет отвода тепла. Поэтому их кристаллизация идет со щелевой декомпрессией и разогревом остаточного расплава вплоть до повторного адиабатического плавления [1]. Изучение пород г. Аю-Даг показывает взаимосвязь контракции и плавления на завершающей стадии формирования лакколита.

#### Литература

1. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
2. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова // Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. М., Недра, 1973. 192 с.
3. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.



## МИКРОДВОЙНИКИ И РАСТВОРЕНИЕ АЛМАЗА: ДЕФОРМАЦИОННАЯ ШТРИХОВКА, КАНАЛЫ РОЗЕ

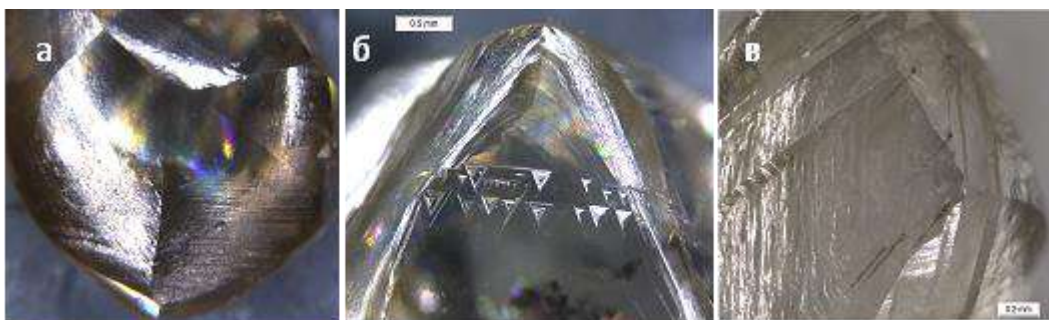
*Васильев Е.А. (Санкт-Петербургский Горный Университет, simphy12@mail.ru), Кудрявцев А.А. (ООО Тескан kudryavtsev.andrey@tescan.ru)*

### Аннотация

Проведено исследование микродвойникования в кристаллах природного алмаза методом дифракции обратно-рассеянных электронов EBSD. Показано, что толщина двойниковых субиндивидов составляет 60-600 нм. Такая толщина не может проявляться в рельефе кристаллов. Показано, что при растворении двойниковые субиндивиды служат границами растворяемого слоя и приводят к возникновению ступенек классических «полисинтетических двойников». По пересечению двойниковых субиндивидов, при растворении кристалла могут возникать каналы травления – каналы Розе. Размер сечения этих каналов не зависит от толщины инициировавших травление плоскостей двойникования.

**Ключевые слова:** алмаз, растворение, EBSD

Пластинки полисинтетических двойников по шпинелевому закону на кристаллах алмаза впервые описаны Брюстером в 1841 году [1]. Двойниковую природу такого рельефа признавали А.Е. Ферсман [1] и Ю.Л. Орлов [2]. Толщина слоев такой штриховки, обособленных в рельефе кристаллов лежит в широких пределах (Рис. 1). Наличие двойниковых субиндивидов в кристаллах алмаза с таким рельефом подтверждается рентгено-дифракционными исследованиями [3]. Двойниковые субиндивиды возникают при деформации кристаллов в лабораторных условиях [4], и поэтому такая штриховка часто называется деформационной. При пересечении плоскостей двойникования  $\{111\}$  могут возникать каналы Розе по направлениям соответственно  $\langle 110 \rangle$ , с поперечными размерами до 0.4 мм [5]. Отдельные слои в кристаллах алмаза с деформационной штриховкой отчетливо наблюдаются в катод- и фотолюминесценции [6]. К областям кристалла с полисинтетическими двойниками приурочена окраска наиболее ценных фиолетовых и розовых кристаллов [7]. Однако такая штриховка наблюдается только на растворенных кристаллах алмаза и никогда – на плоскогранных октаэдрах. На плоских гранях октаэдров наблюдаются линии, декорированные отрицательными тригональными скульптурами (Рис.1, б).

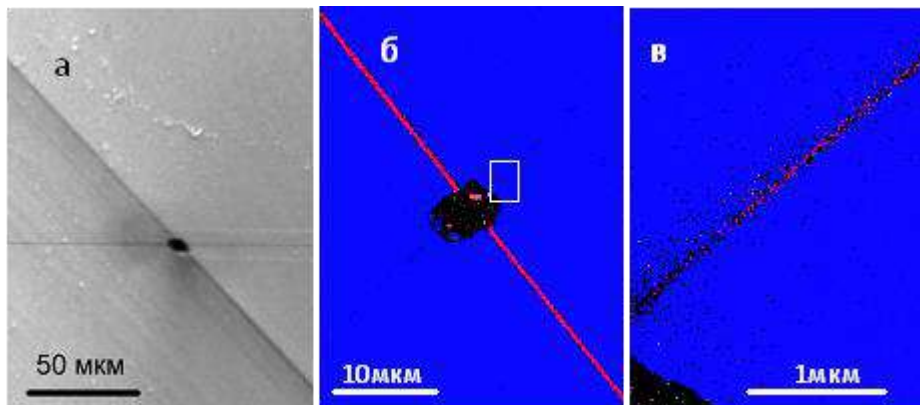


**Рисунок 1.** Примеры кристаллов с «деформационной штриховкой»: а) мелкая штриховка плоскостей скольжения; б) механическое двойникование на плоской и кривогранной поверхности октаэдроида; в) штриховка с каналами травления по пересечению плоскостей механического двойникования.

При некотором растворении ребер октаэдров на кривогранных поверхностях начинают появляться ступеньки, являющиеся продолжением декорированных

тригонами линий. Так как такая штриховка не регистрируется на октаэдрах, возникает вопрос, какова реальная толщина двойниковых субиндивидов и их взаимоотношение с рельефом кривогранных поверхностей? В представленной работе мы попытались ответить на этот вопрос

Образцы с выраженной деформационной штриховкой были распилены, приполированы механически, и доведены пучком ионов Ar<sup>+</sup> (6 KeV) на слайсере SEMPrep2 (Technoorg Linda). Исследование EBSD проводилось на SEM MIRA III (Teskan) с детектором EBSD Symmetry (Oxford Instruments). Ток пучка был 5 nA при напряжении 20 KeV.



**Рисунок 2.** Изображение области алмаза (с Рис.1б в) с каналом травления на пересечении двух слоев механического двойникования: а) КЛ, черный ромб – выход канала; б) карта обратных полярных фигур EBSD с шагом 100 нм, красный цвет соответствует разориентировке 60°; в) карта ОПФ EBSD области, выделенной на (б), с шагом 5 нм. Разная ориентация линий на рисунках а и б, в обусловлена наклоном в 70° при изучении EBSD

Мы исследовали приповерхностных слои на пластинах из нескольких кристаллов алмаза с шагом 5-1 мкм, но двойниковые субиндивиды при таком разрешении не выделили. Понимание причины, по которой двойники не были обнаружены, пришло после изучения методом EBSD алмаза около выхода канала травления. На КЛ изображении (Рис. 2, а) видно, что канал располагается на пересечении двух четких линий. При исследовании этих линий методом EBSD они оказались искомыми двойниковыми субиндивидами с толщиной 600 нм и 60 нм. Субиндивид толщиной 600 нм уверенно регистрируется при шаге карты 100-50 нм (Рис. 2, б), но при шаге 1 мкм уже не выделяется. Приемлемое качество расшифровки картин EBSD субиндивида толщиной 60 нм получилось только при регистрации карты с шагом 5 нм (Рис. 2, в). При меньшем разрешении этот субиндивид выделяется только несколькими точками нулевых решений (Рис. 2, б). Очевидно, что канал не возникает как нарушение сплошности при пересечении двух субиндивидов, а является именно продуктом травления по этой ослабленной зоне. Под травлением, в данном случае мы понимаем разрушение алмаза в метастабильной области РТ параметров, в отличие от растворения, которое происходит в области термодинамической стабильности.

При механическом двойниковании толщина двойниковых субиндивидов в большинстве случаев менее 1 мкм, а возможно, и менее 100 нм. Поэтому сами субиндивиды в рельефе не проявляются, и толщина ступенек деформационной штриховки на поверхности растворенных кристаллов им не соответствуют. Но связь такой штриховки с двойникованием несомненна и доказана ранее [3]. Связь особенностей рельефа с двойниковыми субиндивидами алмаза можно объяснить, если детально рассмотреть растворение кристаллов. Как рост алмаза происходит по тангенциальному механизму (мы не рассматриваем кубоиды), так и растворение

кристалла происходит послойно – по аналогичному тангенциальному механизму. Растворение начинается от ребер и вершин, и при переходе к сдвойникованному алмазу растворимый слой заканчивается – потому что направление слоев меняется (Рис.3).



**Рисунок 3.** Схема образования «деформационной штриховки» при растворении алмаза со слоями механического двойникования.

Таким образом, двойниковые субиндивиды выступают своеобразными стопорами растворения, и индуцируют возникновение ступенек деформационной штриховки. При таком механизме образования штриховки толщина двойниковых субиндивидов не сказывается на величине ступенек. Так как толстые (более 500 нм) двойниковые субиндивиды алмаза встречаются, вследствие необходимости гораздо более высоких напряжений, намного реже чем тонкие, то и зарегистрировать такие структуры классическими дифракционными методами, и даже методом EBSD удастся не всегда. Дальнейшее исследование в этом направлении мы связываем с определением природы деформационной штриховки более мелкого масштаба, которая не дает четких линий в КЛ, позволяющих локализовать область исследования.

### Литература

1. Ферсман А.Е. Кристаллография алмаза. Л.: Изд. АН СССР. 1955. с. 566.
2. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. М.: Наука. 1973. с.221.
3. Titkov S.V., Krivovichev S.V., Organova N.I. () Plastic deformation of natural diamonds by twinning: evidence from X-ray diffraction studies Min. Mag. 2012. V. 76. P.143–149.
4. Howell D., Piaolo S., Dobson D.P., Wood I.G., Jones A.P., Walte N., Frost D.J., Fisher D., Griffin W.L. Quantitative characterization of plastic deformation of single diamond crystals: A high pressure high temperature (HPHT) experimental deformation study combined with electron backscatter diffraction (EBSD). Diam. Relat. Mater. 2012. V. 30. P. 20–30.
5. Gaillou E., Post J.E., Rose T., Butler J.E. Cathodoluminescence of Natural, Plastically Deformed Pink Diamonds. Microsc. Microanal. 2012. V.18. P. 1292–1302.
6. Gaillou E., Post J. E., Bassim N., Fries M., Rose T., Stroud R., Butler J.E... Spectroscopic and microscopic characterization of color lamellae in natural pink diamonds. Diam. Relat. Mater. 2010. V. 19. P.1207–20.
7. Schoor M., Boulliard J.C., Gaillou E., Duparc O.H., Estève I., Baptiste B., Rondeau B., Fritsch E. Plastic deformation in natural diamonds: Rose channels associated to mechanical twinning. Diam Relat Mater 2016. V. 66. P.102–106.

## ХРИЗОТИЛ-АНТИГОРИТОВЫЕ СКАРНЫ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КЛАРА ПИТКЯРАНТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

*Булах М.О.\* (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова,  
РГГРУ им. С. Орджоникидзе, aregon27@mail.ru)*

Представлены новые данные по минералогии доломит- и магнетит-серпентиновых апоскарновых пород участка Хопунвара, о происхождении которых среди исследователей нет единого мнения. Обсуждается возможность их формирования путем преобразования ранних магнезиальных скарнов в результате процессов, связанных с внедрением поздних фаз гранитоидов. Изученный серпентин представлен антигоритом и хризотилом нескольких морфологических типов и характеризуется высоким содержанием фтора.

### Питкярантское рудное поле, апоскарновые серпентиниты

Питкярантское рудное поле (Северное Приладожье, Карелия) объединяет рудные объекты преимущественно скарного типа, приуроченные к северо-западному экзоконтакту Салминского плутона, несущие железное, оловянное и полиметаллическое оруденение с проявлениями боратной и бериллиевой минерализации. На рудопроявлении Клара (участок Хопунвара) шахтами вскрыты тела магнезиальных скарнов, расположенных на контакте верхнего карбонатного горизонта питкярантской свиты с поздними фазами гранитов-рапакиви Салминского интрузива (Шабынин, 1974). Скарны, кальцифиры и вмещающие их доломитовые мраморы интенсивно серпентинизированы. Данный доклад посвящен результатам изучения ритмично-зональных магнетит- и доломит-серпентиновых пород, по положению в метасоматической колонке соответствующих форстеритовым зонам скарнов.

Методы исследований. Количественные данные по химическому составу серпентина и ассоциирующих с ним минералов получены с помощью сканирующего электронного микроскопа “Jeol” JSM-6480LV с комбинированной системой на основе энергодисперсионного спектрометра “Inca Energy-350” на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ (аналитики В.О. Япаскерт, Е.В. Гусева, Н.Н. Кошлякова). Съемка инфракрасных спектров осуществлялась на ИК-Фурье-спектрометре ФСМ 1201 (кафедра минералогии МГУ) в диапазоне  $400 - 4000 \text{ см}^{-1}$  с разрешением 2,0. Дифрактограммы порошковых проб получены на кафедре кристаллографии МГУ. Термографические характеристики определены при нагревании навесок по 60 мг до температуры  $1000^\circ\text{C}$  со скоростью  $20^\circ/\text{мин}$  на дериватографе Q1500 (аналитик - Л.В. Мельчакова, кафедра минералогии МГУ).

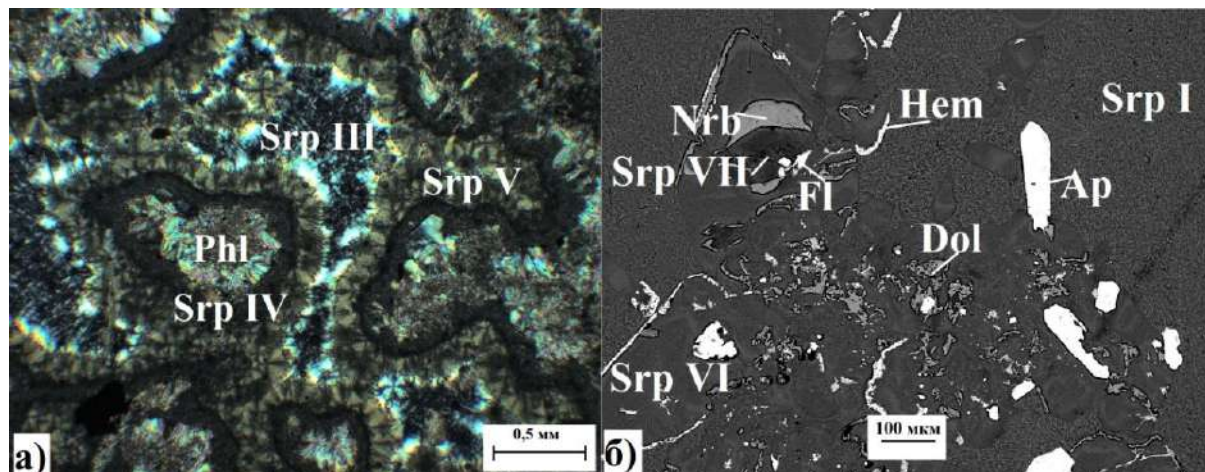
Результаты. Серпентин в описанных породах массивный, фарфороподобный, имеет оттенки от светло-серо-голубовато-зеленого до темно-серо-зеленого. На микроскопическом уровне выделено несколько различных по морфологии типов, составы которых приведены в таблице. Характерной чертой изученного серпентина является высокое содержание F при практически полном отсутствии Ca. Этот факт дает основания заключить, что фтор входит непосредственно в структуру минерала, а не присутствует в виде включений флюорита. Основной объем существенно серпентиновых участков породы сложен в разных ассоциациях серпентином-I, II или III без признаков псевдоморфного замещения ими каких-либо минералов. Серпентин-I мелколучистый, развит преимущественно в хондродит- и норбергит-содержащих доломит-серпентиновых разностях породы. Серпентин-II мелколучисто-волокнистый,

менее однородный по сравнению с серпентином-I и отличается от него повышенным содержанием Al. Появляется в ассоциации с мелкозернистым магнетитом и Cr-содержащим флогопитом-I, формула которого в расчете на 11 атомов O ( $K_{0,95}Na_{0,02}Ba_{0,01}O_{0,98}(Mg_{2,72}Ti_{0,14}Cr_{0,04}Fe^{2+}_{0,03}Al_{0,03})_{2,96}[(Si_{2,79}Al_{1,21})_{4,00}O_{10}](OH_{1,64}F_{0,36})_{2,00}$  (ан. C7/53). Серпентин-III мелкосетчатый, тяготеет к границе ритмичных доломит-магнетит-серпентиновых пород с оталькованными амфиболовыми метасоматитами. В матрице из него заключены флогопит-серпентиновые скопления с концентрически-зональным распределением мелкочешуйчатого серпентина-IV и сферолитов (размером 0,1 – 0,3 мм) серпентина-V вокруг сноповидных агрегатов (до 0,2 мм) железистого высокофтористого флогопита-II, усредненный состав которого соответствует формуле ( $K_{0,84}Na_{0,02}O_{0,86}(Mg_{2,66}Fe^{2+}_{0,38}Al_{0,08})_{3,11}[(Si_{2,84}Al_{1,16})_{4,00}O_{10}](OH_{1,25}F_{0,75})_{2,00}$ . Гребенчато-шнуровидный серпентин-VI замещает изометричные или слегка вытянутые зерна размером 0,10 – 0,15 мм (возможно, форстерит), как правило, тяготеющие к скоплениям доломита, реже – минералы группы гумита (рис. 1б). Имеет изменчивую железистость ( $fe = 0,03 – 0,07$ ) и сопровождается каймами тонкозернистого гематита. Волокнистый серпентин-VII развивается по хондродиту и норбергиту, ассоциирует с порошковатым флюоритом. Ритмично-зональные магнетит- и доломит-серпентиновые агрегаты иногда секут многочисленные тонкие (< 0,05 мм) субпараллельные прожилки, сложенные наиболее высокофтористым волокнистым серпентином-VIII или доломитом и расположенные под косым углом к магнетитовым ритмам.

Таблица. Химический состав (мас. %) серпентина

	I*	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Комп./ № ан.	C9/20	C7/40	C14/17	C14/19	C14/18	C8/24	C9/24	C7/48
SiO <sub>2</sub>	43,33	40,92	42,46	42,39	40,40	42,50	42,86	42,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	4,19	1,04	1,40	4,27	0,09	0,09	0,96
FeO <sub>общ</sub>	3,15	3,45	3,58	3,35	4,14	4,89	1,95	1,50
MnO	0,23	0,17	0,16	0,12	0,20	0,11	0,13	н.п.о.
MgO	39,02	38,48	38,82	38,92	37,23	38,65	41,62	40,83
F	2,89	2,26	3,02	2,99	2,56	1,61	1,63	3,99
Cl	0,10	н.п.о.	0,05	н.п.о.	н.п.о.	0,05	0,17	н.п.о.
H <sub>2</sub> O <sub>расч</sub>	11,23	11,60	11,17	11,22	11,40	11,83	11,94	10,78
O=F <sub>2</sub>	-1,22	-0,95	-1,27	-1,26	-1,08	-0,68	-0,69	-1,68
O=Cl <sub>2</sub>	-0,02		-0,01			-0,01	-0,04	
Сумма	<b>98,96</b>	<b>100,12</b>	<b>99,02</b>	<b>99,13</b>	<b>99,11</b>	<b>99,04</b>	<b>99,71</b>	<b>98,77</b>
<b>Формула в расчете на 7 атомов O</b>								
<sup>IV</sup> Si	2,047	1,914	2,010	2,002	1,918	2,024	2,002	1,997
<sup>IV</sup> Al		0,086			0,082			0,003
Σ(IV)	<b>2,047</b>	<b>2,000</b>	<b>2,010</b>	<b>2,002</b>	<b>2,000</b>	<b>2,024</b>	<b>2,002</b>	<b>2,000</b>
<sup>VI</sup> Mg	2,748	2,684	2,742	2,741	2,634	2,745	2,898	2,867
<sup>VI</sup> Fe <sup>2+</sup>	0,124	0,135	0,142	0,132	0,164	0,195	0,076	0,059
<sup>VI</sup> Mn	0,009	0,007	0,006	0,005	0,008	0,004	0,005	
<sup>VI</sup> Al	0,012	0,145	0,058	0,078	0,157	0,005	0,005	0,050
Σ(VI)	<b>2,893</b>	<b>2,971</b>	<b>2,948</b>	<b>2,956</b>	<b>2,963</b>	<b>2,949</b>	<b>2,984</b>	<b>2,976</b>
OH	3,560	3,666	3,544	3,553	3,616	3,754	3,746	3,406
F	0,432	0,334	0,452	0,447	0,384	0,243	0,241	0,594
Cl	0,008		0,004			0,003	0,014	
fe**	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,03	0,02

Примечания. \*Римские цифры соответствуют обозначениям морфологических типов серпентина, приведенным в тексте. \*\* fe = Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Mg).



**Рисунок 1.** а) Концентрически-зональное распределение серпентина (Srp) вокруг агрегатов флогопита (Phl) (фото в проходящем свете (николи +)); б) реликты норбергита (Nrb) среди серпентина 3-х генераций; флюорит (Fl), апатит (Ap), доломит (Dol), гематит (Hem) (фото в отраженных электронах).

Доломит бурый, красноватый или светло-бежевый; представлен ксеноморфными выделениями или удлинёнными зёрнами до 1 мм. В породах без выраженной ритмичности совместно с серпентином-VI слагает целые участки либо образует мелкие гнезда в серпентине-I; в ритмичных разностях составляет ритмы мощностью 5 – 10 мм. Состав характеризуется повышенным содержанием  $Fe^{2+}$  (до 0,07 а.ф.) и Mn (до 0,12 а.ф.). Встречаются зёрна с зональным распределением Mn и  $Fe^{2+}$ .

Хондрит ( $Mg_{2,94}Fe^{2+}_{0,04}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{3,00}[Si_{0,95}B_{0,07}O_4](F_{1,61}OH_{0,39})_{2,00}$  (ан. С9/13) и норбергит ( $Mg_{4,62}Fe^{2+}_{0,33}Mn_{0,04}Ti_{0,01})_{5,00}[Si_{1,94}B_{0,08}O_4](F_{1,19}OH_{0,81})_{2,00}$  (ан. С9/22) (формулы рассчитаны на сумму октаэдрических катионов) представлены хорошо образованными островершинными кристаллами до 0,8 мм, в разной степени замещёнными волокнистым серпентином-VII и флюоритом, иногда – серпентином-VI.

Из рудных минералов в рассматриваемых породах резко преобладает магнетит в виде мелких (< 1 мм) зёрен в ритмах или рассеянных в однородном серпентине октаэдрических кристаллов и их сростков до 8 мм. Касситерит и шеелит отмечены только в качестве мельчайших включений в магнетите. Как акцессорные минералы установлены пирофанит ( $Mn_{0,54}Fe^{2+}_{0,45}Mg_{0,01})_{1,00}Ti_{1,00}O_3$  (ан. С9/28) (зёрна до 0,07 мм) и бадделеит  $ZrO_2$  (трещиноватые призматические кристаллы до 0,1 мм).

Рефлексы на дифрактограммах макроскопически однородного серпентина широкие и раздвоенные. Линия  $2,52 \text{ \AA}$  указывает на наличие антигорита; в то же время постоянно присутствуют интенсивные отражения с  $d = 4,58 - 4,54, 3,65, 2,59, 2,54, 2,45, 2,09 \text{ ( \AA)}$ , характерные для хризотила (Варлаков, 2000). Пик эндотермического эффекта для проб с преобладанием серпентина-I и II отмечается при температуре  $730 \text{ }^\circ\text{C}$  (общая потеря массы 12,9 %), что также характерно для хризотила. ИК-спектры серпентина-I и III имеют полосы поглощения с максимумами 447, 570, 625 - 630, 988 – 995, 1079, 3678 – 3680  $\text{см}^{-1}$  и полностью соответствуют антигориту. Спектры проб с преобладанием серпентина-II и VI отличаются большей шириной полос, смещением максимума в области  $\nu_{as}(\text{Si-O})$  до 972 – 976  $\text{см}^{-1}$ , наличием плеча близ 1040  $\text{см}^{-1}$  и расщеплением полосы  $\nu(\text{O-H})$  на две линии – 3646 и 3686  $\text{см}^{-1}$ . Сопоставление результатов анализов и оптических наблюдений позволяет отнести серпентин-I, II и VI к смеси антигорита и

хризотила, серпентин-III - V - к антигориту. Серпентин-VII и VIII, скорее всего, представлены хризотилом.

Обсуждение и выводы. Литературные данные свидетельствуют о том, что серпентиниты, развитые по форстеритовым зонам скарнов, сохраняют зернистую микроструктуру исходной породы (Шабынин, 1974) с типичным для псевдоморфоз по оливину петельчатым и гребенчатым строением серпентиновых агрегатов. Серпентинизация такого типа также присутствует на Кларе. Но в изученных образцах структура исходной породы утрачена. Явные признаки замещения ортосиликатов имеются только в случае серпентина-VI и VII. Их неравномерное распределение в однородном серпентине и характер взаимоотношений с ним указывают на процессы перекристаллизации, протекавшие уже после серпентинизации скарнового оливина.

Слюды относятся к разным парагенезисам. Состав и нахождение в ассоциации с магнетитом флогопита-I свидетельствуют об образовании последнего за счет шпинели на ранней постмагматической стадии становления скарнов. Появление высокофтористого флогопита-II с сопровождающими его зональными серпентиновыми агрегатами, вероятно, обусловлено процессом грейзенизации, поскольку аналогичный по составу и морфологии флогопит установлен в грейзенизированных диопсидовых скарнах того же рудопроявления в ассоциации с флюоритом и касситеритом. В то же время, типичные для грейзенов минералы практически отсутствуют.

Антигорит, преобладающий в описанных породах, является высокотемпературной полиморфной модификации серпентина, образующейся при температурах 250 - 600° С (Evans, 2004). За счет особенностей кристаллической структуры, а именно - потери октаэдрических катионов и ОН-групп в местах инверсий сеток, - он содержит в среднем на 5 % меньше бруситового компонента по сравнению со стехиометрическим составом серпентина  $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$  (Evans, 2004). При регрессивном метаморфизме антигорит образуется из оливина; при прогрессивном - за счет lizardita и хризотила с появлением брусита, забирающего избыток Mg и воды. При температурах выше 380° С энергетически более выгодной становится реакция перехода из lizardita с кристаллизацией форстерита в качестве побочного продукта. Поля стабильности антигорита и хризотила перекрываются в диапазоне 250 - 400° С (Evans, 2004), но для образования хризотила более благоприятна щелочная среда (Варлаков, 1999). Таким образом, можно предположить, что описанные хризотил-антигоритовые породы сформировались путем высокотемпературной переработки более ранних серпентинизированных скарнов в результате внедрения поздних фаз гранитоидов Салминского интрузива. Скорее всего, процесс был метасоматическим и происходил с привнесением  $SiO_2$  и других компонентов. Одновременно с преобразованием первичного серпентина в антигорит кристаллизовался оливин, при повышении активности фтора перешедший в минералы группы гумита, которые впоследствии замещались поздними генерациями серпентина. Местами на преобразованные скарны накладывалась грейзенизация, вызвавшая появление зональных флогопит-серпентиновых скоплений.

### Литература

1. Варлаков А.С. Серпентины ультраосновных пород Урала // Уральский минералогический сборник. 1999. № 9. С. 78 – 101.
2. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., Недра. 1974. 288 с.
3. Evans B.W. The serpentinite multisystem revisited: chrysotile is metastable // International Geology Review. 2004. Vol. 46. P. 479 - 506.

## АЛГОРИТМ ПОИСКА РАВНОВЕСИЯ СИЛИКАТНЫЙ РАСПЛАВ – ТВЁРДЫЕ ФАЗЫ

*Бычков Д.А.\* (МГУ, геол. ф-т, каф. геохимии, dmibychkov@gmail.com),  
Коптев-Дворников Е.В. (МГУ, геол. ф-т, каф. геохимии,  
ekoptevmail@gmail.com)*

**Аннотация** Разработан новый алгоритм поиска равновесия минерал – расплав. С одной стороны, он ориентирован на разработанных нами ранее термобарометрах для породообразующих и рудных минералов, с другой стороны, независим от конкретного вида термобарометра. Другим его достоинством является наличие явно выраженной целевой функции, что позволяет рассчитывать равновесие, не опираясь на предыдущее состояние системы и, соответственно, без накопления ошибок.

**Ключевые слова** моделирование, алгоритм, термобарометр, силикатный расплав, равновесие

Главной целью нашего исследования является реконструкция процессов образования крупных расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов. Эта задача является весьма актуальной для современной петрологии в связи с тем, что с крупными расслоенными интрузивами связано большое количество месторождений полезных ископаемых – ЭПГ, сульфидных полиметаллических руд, хромита, магнетита и ильменита. Крупнейшие из них это Бушвельд, Стилутотер, Великая Дайка Зимбабве, Скаергаард, Волковское месторождение.

Кроме того, исследование процессов формирования расслоенных интрузивов способно пролить свет на проблему магматической эволюции. С одной стороны в настоящее время не вызывает сомнений, что ведущим процессом магматической эволюции является кристаллизационная дифференциация. Но динамика этого процесса остаётся остро дискуссионной.

На наш взгляд наиболее перспективным путём реконструкции процессов, происходящих в камерах расслоенных интрузивов, является математическое моделирование. Для построения последовательной модели магматического объекта необходимо сочетание:

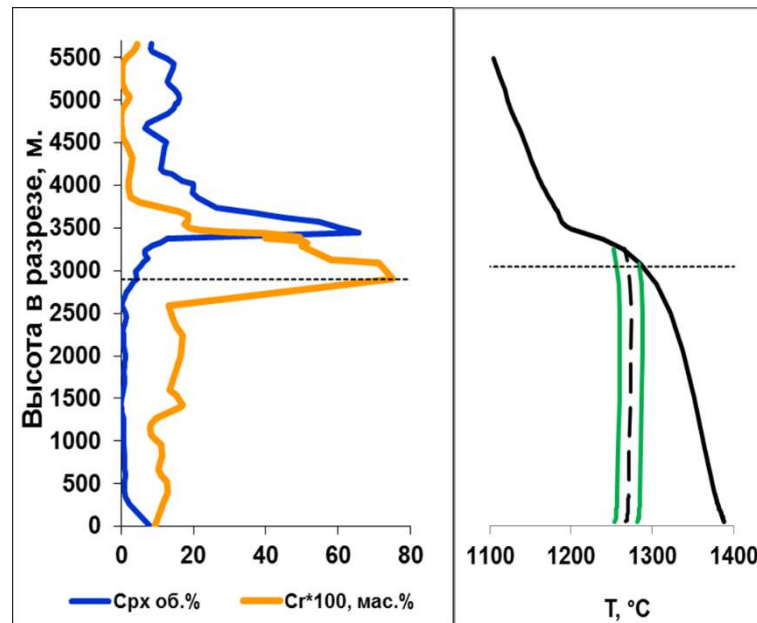
- термодинамического описания равновесия минерал – расплав;
- алгоритма нахождения фазового состава магматической системы для заданного состава, температуры, давления и летучести кислорода
- математического описания потоков тепла и вещества в кристаллизирующемся массиве и вмещающих его породах.

В настоящее время в нашей научной группе разработаны термобарометры, описывающие состав оливина, плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена, пижонита, магнетита, ильменита и хромшпинелидов в равновесии с силикатным расплавом [1, 2, 4, 5]. Кроме того, разработан термобарометр, позволяющий определить температуру и содержание в расплаве сульфидной серы при отделении от него сульфидной жидкости [3]. Имеющиеся термобарометры в сочетании с реалистичной моделью [1], построенной с помощью программного комплекса КОМАГМАТ [6] позволили с высокой точностью рассчитать высоту появления в Бураковском интрузиве кумулятивного хромшпинелида (Рис. 1).

Таким образом, с одной стороны, задачу термодинамического описания равновесия минерал – расплав для главных породообразующих и рудных минералов можно считать решённой. С другой стороны, известные нам современные программы не позволяют находить равновесие минерал – расплав с произвольными термобарометрами.



Кроме того, в единственной программе, позволяющей описывать динамику кристаллизации интрузива алгоритм поиска равновесия построен таким образом, что на каждом шаге расчёта накапливается вычислительная ошибка. Такое положение дел привело нас к решению разработать собственный алгоритм нахождения фазового состава магматической системы.



**Рисунок 1.** Сопоставление распределения содержаний  $Cr_2O_3$  и ортопироксена в вертикальном разрезе Бураковского интрузива с модельной температурой и расчётной температурой ликвидуса хромитинелида [1].

Построение алгоритма решения задачи поиска равновесия, неизбежно разбивается на две подзадачи: определение равновесного фазового состава системы и вычисление состава и количества каждой из сосуществующих фаз. Очевидно, что набор сосуществующих фаз ограничен числом принятых к рассмотрению минералов (числом ликвидусных термобарометров). В реализуемом нами подходе для определения положения минимума поверхности термодинамического потенциала необходимо решить систему уравнений термобарометров при условии сохранения валового состава системы при заданных температуре и давлении. Решение такой системы уравнений предполагает определение набора фаз, их масс и составов. Это решение не может быть найдено аналитически, а для численного решения необходимо сформулировать такую функцию состояния системы, экстремум которой отвечает состоянию равновесия.

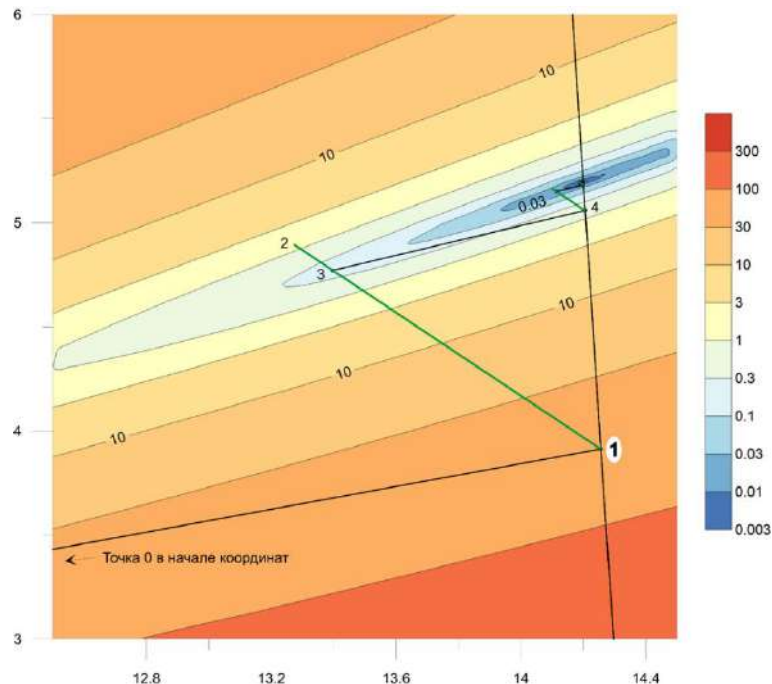
Выбранная нами целевая функция для системы в целом является суммой целевых функций для отдельных минералов. Вид целевой функции для минерала станет понятен из последовательности её расчёта. Начальными условиями для расчёта целевой функции являются заданные температура, давление и фазовый состав системы, в том числе, состав рассматриваемого минерала ( $X_m^j$  - мольная доля минала  $m$  в заданном минерале  $j$ ) и жидкой фазы. Согласно ликвидусному термобарометру, рассчитываем состав минерала, равновесный с заданным расплавом ( $X_m^j$  - мольная доля минала  $m$  в равновесном с расплавом минерале  $j$ , рассчитанная по термобарометру). Сумма квадратов разностей мольных долей миналов между заданным составом минерала и составом минерала, равновесным с заданным расплавом и является искомым частным значением целевой функции  $F_{целев}^j$  для  $j$ -того минерала:

$$F_{целев}^j = \sum_{m=1}^M ({}^{зад} X_m^j - {}^{равн} X_m^j)^2$$

Анализ формы поверхности целевой функции для минералов – твёрдых растворов показал, что она носит овражный криволинейный характер. Нахождение минимума целевой функции с помощью распространённых алгоритмов оказалось неэффективным. В связи с этим для решения задачи равновесия минерал-расплав нам пришлось разработать оригинальный алгоритм.

За начальное состояние системы принимается гомогенный расплав, отвечающий валовому составу системы. Расчёт производится для постоянной массы системы. Уравновешивание системы начинается с наиболее пересыщенного минерала. Наиболее пересыщенным считаем минерал с наивысшей температурой ликвидуса. Температура ликвидуса минерала находится путём подбора такой температуры, при которой сумма миналов минерала, рассчитанная по уравнениям ликвидусных термобарометров, оказывается равной 1.

Поиск равновесия минерал – расплав осуществляется итеративным методом. Каждая итерация состоит из двух этапов: сначала оценка количества минерала и затем уточнение его состава.



**Рисунок 2.** Графическое представления поиска равновесия минерал-расплав. По осям отложено мольное количество миналов. Цветом показано значение целевой функции.

На первом этапе рассчитывается количество минерала, при котором сумма найденных содержаний миналов будет отличаться от 1 не больше, чем заданная погрешность расчётов количества ( $\varepsilon_1$ ). Для этого от исходного количества компонентов расплава отнимаются количества оксидов, входящих в неравновесную фазу. Они отнимаются в пропорции, отвечающей соотношению миналов в минерале и стехиометрическим коэффициентам при соответствующих оксидах. Например, для плагиоклаза состава  $An_{80}Ab_{20}$  эта пропорция составляет:  $SiO_2:AlO_{1.5}:CaO:NaO_{0.5}$  как 2.2:1.8:0.8:0.2. Общее количество минерала с погрешностью, не превышающей  $\varepsilon_1$ , находится методом Ньютона. На этом заканчивается первый этап итерации (отрезок 0-1 на рисунке 2).

В точке 1 состав минерала отвечает составу расплава в точке 0, а состав расплава в точке 1 рассчитан, исходя из условия баланса масс. Таким образом эти две фазы не согласованы.

Содержание второго этапа итерации состоит в изменении найденного на предыдущей итерации состава минерала таким образом, чтобы он минимально отличался от равновесного с расплавом, при сохранении его количества, найденного на предыдущей итерации. Для этого с помощью термобарометров рассчитывается состав минерала, равновесный с расплавом в точке 1. Затем, сохраняя сумму молей минералов минерала, соотношение минералов изменяется в соответствии с найденными концентрациями. В результате, фигуративная точка твёрдой фазы перемещается в точку 2. Для завершения второго этапа очередной итерации нужно на отрезке 1-2 найти положение минимума целевой функции. Перед каждым новым вычислением целевой функции составы минерала и расплава пересчитываются в соответствии с условием баланса масс. Поиск минимума выполняется хорошо известным методом золотого сечения. Минимум считается найденным, если максимальная погрешность оценки количества минералов не превышает  $\epsilon_1$ . Точка 3 отвечает минимуму целевой функции на отрезке 1-2. На этом выполнение второго этапа очередной итерации завершается. Прежде чем перейти к следующей итерации нужно проверить, не найдено ли уже решение поставленной задачи, то есть не найден ли искомый минимум целевой функции. Решение считается найденным, если полученное на очередной итерации значение целевой функции меньше  $\epsilon_2$ .

Аналогичным образом находится равновесие между другими неравновесными минералами и расплавом.

Преимуществами разработанного алгоритма являются его независимость от вида термобарометров, описывающих термодинамическое равновесие минерал – расплав, возможность рассчитать новое состояние системы, не возвращаясь к исходному состоянию гомогенного расплава, и независимость решения от предыдущего состояния системы, то есть отсутствие накопления ошибок.

### Литература

1. Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Ликвидусный термобарометр для моделирования равновесия хромшпинелиды-расплав: метод вывода и верификация // Вестник Московского университета. 2016. № 4. С. 30–39.
2. Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Ликвидусный термобарометр для моделирования равновесия магнетит-расплав // Вестник Московского университета. 2018. № 1. С. 70–79.
3. Коптев-Дворников Е.В., Арьяева Н.С., Бычков Д.А. Уравнение термобарометра для описания сульфид-силикатной ликвации в базитовых системах // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 1–18.
4. Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Геотермометры для широкого диапазона составов базитов // Материалы международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей». Иркутск: Изд-во СО РАН, 2007. С. 178–181.
5. Черных Н.С. Влияние физико-химических параметров на отделение рудных фаз от базитовых магм (по результатам математического моделирования): дис. канд. геол.-мин. наук.- М., 2017.- Режим доступа: <https://istina.msu.ru/download/31973484/1gt8NA:AAIr7ogU29Rp0d-8y3Jqv9TrURs/>
6. Ariskin A.A., Varmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. Vol. 42, no. 1. P. 1–157

## УРАВНЕНИЕ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ В БАЗИТОВЫХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ НОРМАЛЬНОГО РЯДА

*Коптев-Дворников Е.В.\* (МГУ им. М.В. Ломоносова, геол. ф-т, каф. геохимии, ekoptev@geol.msu.ru),*

*Бычков Д.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова, геол. ф-т, каф. геохимии, krok@geol.msu.ru)*

**Аннотация** Представлена новая форма недавно предложенного А.А.Борисовым с соавторами [Alexander Borisov et al., 2018] уравнения для вычисления отношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в силикатных расплавах, отвечающих базитам нормального ряда. Переход от многомерного линейного выражения для  $\lg(X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO})$  к степенной функции для  $X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO}$  привёл к заметному улучшению воспроизведения экспериментальных данных. В диапазоне отношений  $X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO}$  от 0 до 2.6 с вероятностью 95% расчётное отношение форм железа отличается от неизвестного истинного на величину, не превышающую  $\pm 0.02$ . В области более высоких отношений доверительный интервал постепенно растёт, достигая величины  $\pm 0.08$  при отношении  $X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO}$  равном 7.

**Ключевые слова** расчёт,  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , силикатный расплав

При моделировании магматических процессов, в том числе магматогенного рудообразования, важную роль играет соотношение валентных форм железа в силикатных расплавах. Отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  оказывает существенное влияние на появление на ликвидусе хромшпинели, магнетита, ильменита, а также на ликвационное отделение сульфидной жидкости от силикатного расплава, тем самым определяя вероятные уровни накопления этих рудных минералов в расслоенных мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивах [Арьяева Н.С. и др., 2016; Арьяева Н.С. и др., 2018; Коптев-Дворников Е.В. и др., 2012;]. Это отношение определяется, прежде всего, летучестью кислорода в расплаве и составом расплава.

К настоящему времени предложен ряд уравнений, связывающих  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в расплаве с его составом и летучестью кислорода [Sack RO et al., 1980; Kilinc A et al., 1983; Николаев Г.С. и др., 1996 и др.]. Эти уравнения были получены путём статистической обработки экспериментальных данных и, следовательно, сильно зависят от вовлечённой в обработку выборки экспериментальных данных.

В недавно опубликованной работе А.А.Борисова [Alexander Borisov et al., 2018] критически рассмотрены предыдущие подходы и на основе наиболее полной на сегодня выборки экспериментальных данных (результаты 435 экспериментов) предложено новое уравнение для расчёта  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , имеющего вид:

$$\lg(X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO}) = k \lg f_{O_2} + h/T + \sum d_i X_i + d_{SiAl} X_{SiO_2} * X_{Al_2O_3} + d_{SiMg} X_{SiO_2} * X_{MgO} + c \quad (1)$$

где  $T$  – абсолютная температура;  $k$ ,  $h$ ,  $d_i$ ,  $d_{SiAl}$ ,  $d_{SiMg}$  – коэффициенты при соответствующих переменных,  $c$  константа и  $X_i$  – мольная доля  $i$ -ого компонента расплава.

Однако эта выборка включает много составов, выходящих за пределы природных магматических систем. Мы ограничили эту выборку составами базитов

нормального ряда от коматиитовых базальтов до дацитов. Многогранник экспериментальных составов расплавов в координатах концентраций оксидов для выборки из 370 экспериментальных значений, характеризуется следующими величинами (в массовых процентах):  $\text{SiO}_2$  от 36 до 68,  $\text{TiO}_2$  от 0 до 10,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 6 до 30,  $\text{FeO}^*$  от 2 до 22 ( $\text{FeO}^*$  – все железо, пересчитанное на  $\text{FeO}$ ),  $\text{MgO}$  от 0 до 21,  $\text{CaO}$  от 0 до 25,  $\text{Na}_2\text{O}$  от 0 до 8,  $\text{K}_2\text{O}$  от 0 до 9,  $\text{P}_2\text{O}_5$  от 0 до 2. Фигуративные точки составов расплавов выборки представлены на рис. 1. Характер их распределения исключает вероятность наличия ложных корреляций.

Диапазон интенсивных параметров выборки характеризуется: температурой от 1195 до 1635° С, одноатмосферным давлением для всей выборки, летучестью кислорода  $\lg f\text{O}_2$  от -9.97 до -0.68 (на воздухе) (от QFM-3.45 до QFM+7.56).

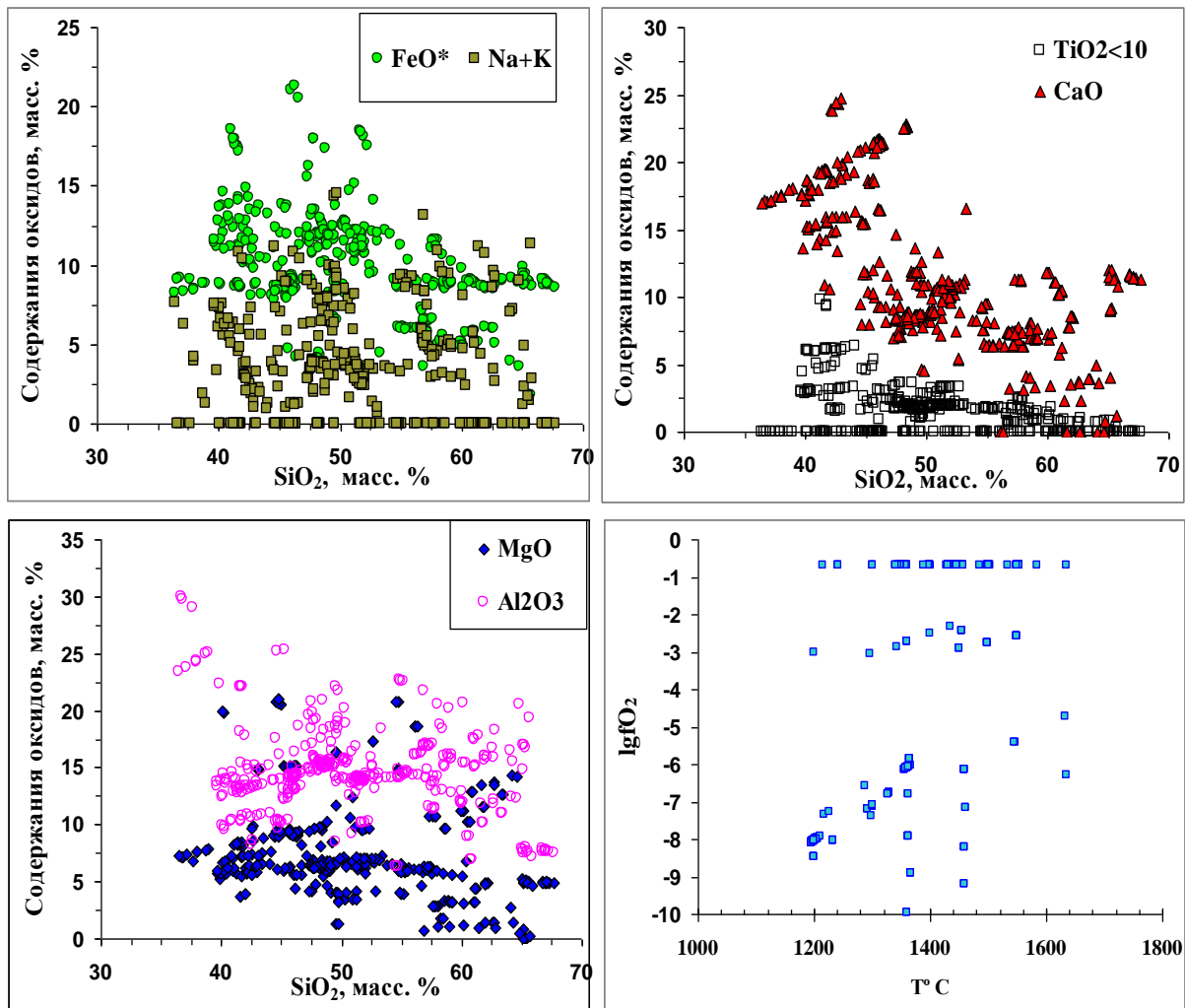


Рисунок 1. Содержания оксидов и летучесть кислорода в экспериментальных расплавах (370 экспериментов в выборке).

Оптимизация уравнения (1) методом многомерной регрессии продемонстрировала прекрасную корреляцию между логарифмами расчётных и экспериментальных отношений  $X_{\text{FeO}_{1.5}} / X_{\text{FeO}}$ , однако не очень хорошую корреляцию между самими отношениями (рис. 2). Применение критерия согласия показало, что распределение остатков не является нормальным

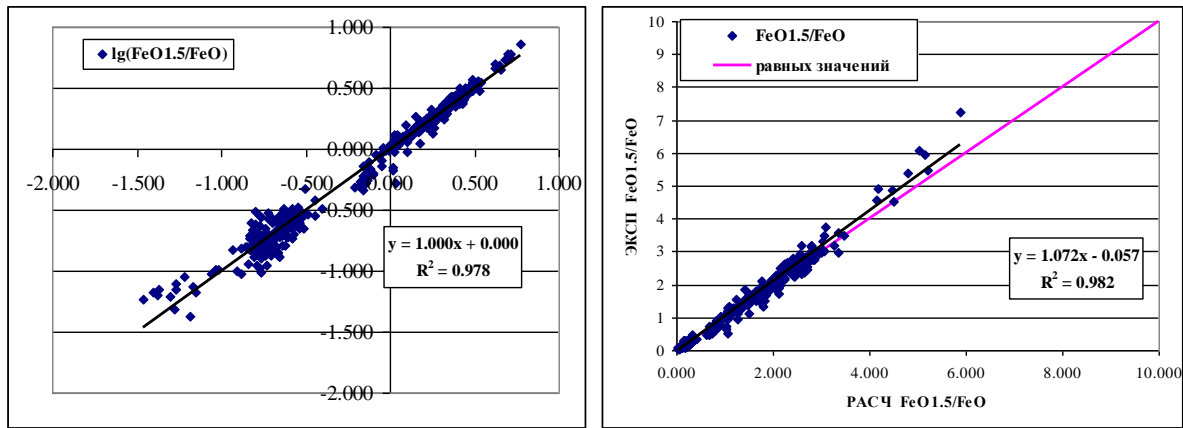


Рисунок 2. Результат оптимизации уравнения (1) методом многомерной регрессии. Черная прямая – линейный тренд, лиловая прямая – линия равных значений.

Мы уже сталкивались с подобными обстоятельствами при выводе уравнения, описывающего равновесие силикатных расплавов с сульфидной жидкостью [Коптев-Дворников Е.В. и др., 2012]. Для преодоления этой ситуации мы, сохранив предложенный А.А.Борисовым набор переменных в уравнении (1), искали коэффициенты путём оптимизации не линейного относительно  $\lg(X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO})$  уравнения, а степенной функции:

$$X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO} = 10^{k \lg f_{O_2} + h/T + \sum d_i X_i + d_{SiAl} X_{SiO_2} * X_{Al_2O_3} + d_{SiMg} X_{SiO_2} * X_{MgO} + c} \quad (2)$$

Оптимизация заключается в минимизации суммы квадратов остатков отношений  $X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO}$  с использованием надстройки «поиск решения» в программе Excel. Результат представлен на рис. 3. Значения коэффициентов и константы приведены в таблице.

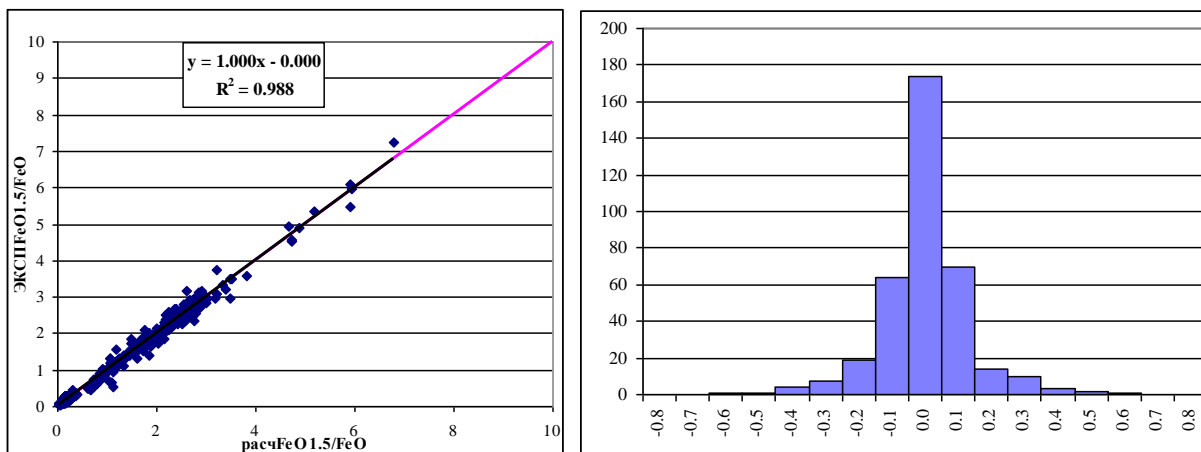


Рисунок 3. Корреляция между рассчитанными и экспериментальными значениями отношений  $X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO}$  (слева), и гистограмма распределения остатков отношений (справа). Условные обозначения см. рисунок 2.

Таблица. Значения коэффициентов при переменных и константы в уравнении (2)

$k$ (при $lgf_{O_2}$ )	0.215865	$d_{TiO_2}$	7.24868	$d_{MgO}$	9.33415	$dk_2O$	12.1616
$h$ (при $1/T$ )	4832.951	$d_{Al_2O_3}$	9.90056	$d_{CaO}$	8.08305	$d_{SiAl}$	-7.39484
	$d_{SiO_2}$ 7.57506	$d_{FeO^*}$	7.55480	$d_{Na_2O}$	9.94092	$d_{SiMg}$	-4.14444
						$c$	-9.85265

Судя по гистограмме на рисунке 3, распределение остатков является нормальным. Это подтверждается и критерием согласия. Нормальность распределения остатков позволяет рассматривать их как случайные отклонения от расчетных величин, вызванные аналитическими погрешностями, отклонениями от равновесия, погрешностями измерения экспериментальных параметров и т.п. и использовать для оценки качества уравнения (2) доверительные интервалы. Преимуществом доверительных интервалов является их нацеленность, в отличие от дисперсии, не на оценку качества единичного измерения, а на определение отклонения расчётной величины от истинного значения при заданной вероятности границ. Полезными свойствами доверительных интервалов являются возможность их определения для зависимостей (в случае нормального распределения остатков) и возможность их сужения путем увеличения числа измерений.

В диапазоне отношений  $X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO}$  от 0 до 2.6 с вероятностью 95% расчётное отношение форм железа отличается от неизвестного истинного на величину, не превышающую  $\pm 0.02$ . В области более высоких отношений доверительный интервал постепенно растёт, достигая величины  $\pm 0.08$  при отношении  $X_{FeO_{1.5}} / X_{FeO}$  равном 7.

**Благодарности** Авторы благодарят Александра Александровича Борисова (ИГЕМ РАН) и его соавторов за публикацию наиболее полной на сегодня выборки экспериментальных данных, которая легла в основу нашего исследования.

### Литература

1. Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Ликвидусный термобарометр для моделирования равновесия хромшпинелиды-расплав: метод вывода и верификация // Вестник Московского университета. 2016. № 4. С. 30–39.
2. Арьяева Н.С., Коптев-Дворников Е.В., Бычков Д.А. Ликвидусный термобарометр для моделирования равновесия магнетит-расплав // Вестник Московского университета. 2018. № 1. С. 70–79.
3. Коптев-Дворников Е.В., Арьяева Н.С., Бычков Д.А. Уравнение термобарометра для описания сульфид-силикатной ликвации в базитовых системах // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 1–18.
4. Sack RO, Carmichael ISE, Rivers ML, Ghiorso MS (1980) Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1980. V. 75. P.369–376.
5. Kilinc A, Carmichael ISE, Rivers ML, Sack RO (1983) The ferricferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. // Contributions to Mineralogy and Petrology. V. 83. P. 136–140.
6. Николаев Г. С., Борисов А. А., Арискин А. А. Расчет соотношения  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в магматических расплавах: тестирование и дополнительная калибровка эмпирических уравнений для различных петрохимических серий // Геохимия. 1996. № 8. С. 713–722.
7. Alexander Borisov, Harald Behrens, Francois Holtz. Ferric/ferrous ratio in silicate melts: a new model for 1 atm data with special emphasis on the effects of melt composition // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2018. V. 173. P. 98-113.

## АРСЕНОПИРИТ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАРАСУН, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

*Кочетова К.Н.\* (МГУ им. М.В. Ломоносова, co4etova.c@yandex.ru),*

Позднеюрское жильное золото-сульфидно-кварцевое месторождение Дарасун вулканогенно-плутоногенной березит-лиственитовой формации размещено в мезозоидах – герцинидах Монголо-Охотского пояса (Спиридонов и др., 2006). Образования герцинского этапа от девонского до пермского возраста слагают фундамент мезозойского складчатого сооружения. Месторождение состоит из двух крупных блоков меньшего западного и значительно более крупного – восточного, которые разделены крупным разломом северо-восточного простирания. Западный блок сложен преимущественно палеозойскими габброидами и габброамфиболитами, а восточный – палеозойскими гранитоидами (Тимофеевский, 1972). И те, и другие прорваны магматическими породами позднеюрского вулканоплутоического комплекса, включающего довольно крупное тело взрывных брекчий. Магматические образования представляют собой секущие их малые по размеру дайки монзонитов и граносиенитов. Многочисленные золото-сульфидно-кварцевые жилы месторождения Дарасун размещены преимущественно в западном блоке. Около золоторудных жил вмещающие породы сильно гидротермально изменены – габброиды замещены лиственитами, гранитоиды – березитами.

На месторождении Дарасун выделяют 3 формации:

1. Кварц-турмалиновая – непосредственно генетически связана с трубками взрывных брекчий. Кварц-турмалиновые жилы имеют зональное строение (Сахарова, 1972). По соотношениям пересечения, замещения и обрастания выделено семь зарождений кварца и турмалина, для последнего характерна чрезвычайно разнообразная окраска (под микроскопом) и состав – от дравита до шерла, ферридравита, ферришерла, от бедного кальцием до обогащённого им.

2. Золото-сульфидно-кварцевая – образована несколькими минеральными ассоциациями – раннего кварца, ранних сульфидов (пирит, арсенопирит, пирротин), карбонат-полисульфидной (хадлькопирит, сфалерит, галенит, блёклые руды ряда теннантит – тетраэдрит, бурнонит...) продуктивной (сложные сульфиды и теллуриды висмута, самородное золото...). Самородное золото ассоциирует со сложными сульфидами – сульфосолями (козалит...) и теллуридами висмута. Для многих минералов формации – пирита, арсенопирита, кварца, карбонатов, блёклых руд, самородного золота – характерна резкая зональность, в том числе по составу, что свидетельствует об изменчивом режиме формирования золоторудных минеральных ассоциаций.

3. Послезолоторудная сурьмяная: жилы и прожилки формации сложены мелкозернистыми агрегатами рисовидного кварца с включениями карбонатов, сфалерита и сульфидов сурьмы и мышьяка. Эти жилы и прожилки пересекли золото – сульфидно – кварцевые жилы и кварц-турмалиновые жилы.

Арсенопирит – характерный минерал всех трёх формаций, особенно обилен в собственно золоторудной. Извлекался из руд при их отработке.

Арсенопирит кварц-турмалиновой формации высоко мышьяковистый, его кристаллы слабо зональны. Арсенопирит золоторудной формации значительно более сернистый, для его кристаллов характерна тонкая зональность (рис. 1) обратного типа – с существенным ростом мышьяковистости от центра к внешним зонам кристаллов:  $Fe(S_{1.17}As_{0.83}) \rightarrow Fe(S_{1.11}As_{0.89}) \rightarrow Fe(S_{1.08}As_{0.92})$ . Химический состав различных зон приведен в таблице 1.



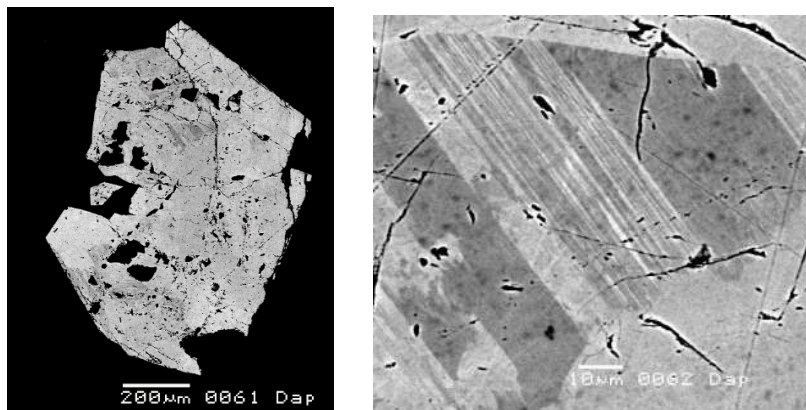


Рис. 1. Сложно зональный арсеницит золото-сульфидно-кварцевой формации. Слева общий вид кристалла, справа ядро кристалла с тонкой сернисто-мышьяковой зональностью. Фото в отраженных электронах

Таблица 1.

Химический состав сложно зонального кристалла арсеницита из золото-кварц-сульфидной формации (рис.1)

	Масс. %				Формульные единицы		
	1	2	3		1	2	3
	центр.	промеж.	внешняя		центр.	промеж.	внешняя
Fe	35.88	35.41	34.90	Fe	1.011	1.009	1.014
Co	0.16	нпо	0.20	Co	0.004	нпо	0.006
Cu	нпо	нпо	0.10	Cu	нпо	нпо	0.002
As	39.23	41.76	42.05	As	0.824	0.887	0.911
S	23.66	22.26	21.07	S	1.161	1.104	1.067
Se	нпо	нпо	нпо	Se	нпо	нпо	нпо
Сумма	98.93	99.43	98.32	Сумма	3	3	3
				S:As	1.41	1.24	1.17
				As:S	0.71	0.80	0.85

Арсеницит сурьмяной формации менее сернистый, чем арсеницит золоторудной формации; его кристаллы обычно тонко и сложно зональные (рис. 2); зональность по составу волнообразная, чередуются зоны более сернистые и более мышьяковистые; типичная картина вариаций от центра к краю:  $\text{Fe}(\text{S}_{1.05}\text{As}_{0.98}) \rightarrow \text{Fe}(\text{S}_{1.01}\text{As}_{0.98}) \rightarrow \text{Fe}(\text{S}_{1.03}\text{As}_{0.96})$ . Химический состав различных зон приведен в таблице 2.

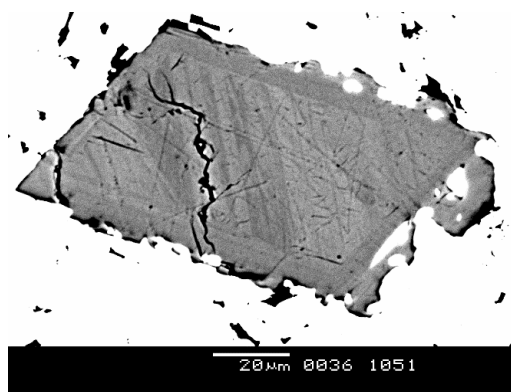


Рис. 2. Сложно зональный кристалл арсеницита сурьмяной формации. Фото в отраженных электронах

Таблица 2.

Химический состав арсенопирита из послезолоторудной сурьмяной формации

	Масс. %				Формульные единицы		
	4	5	6		4	5	6
	центр. темный	промеж. серый	внешняя зона		центр. темный	промеж. серый	внешняя зона
Fe	35,23	34,71	34,59	Fe	0,986	0,988	0,983
Pb	1,93	1,50	2,68	Pb	0,012	0,015	0,021
As	45,11	46,04	45,24	As	0,977	0,977	0,959
S	21,66	20,43	20,85	S	1,055	1,013	1,032
Se	нпо	нпо	нпо	Se	нпо	нпо	нпо
Сумма	104,08	103,17	103,57	Сумма	3	3	3
				S:As	1.13	1.03	1.07
				As:S	0.89	0.97	0.93

Таким образом, можно сделать вывод, об изменчивом характере условий минералообразования, в частности о постепенном накоплении мышьяка к концу формирования золото-кварц-сульфидной и послезолоторудной формации.

### Литература

1. Сахарова М.С. Стадийность процессов рудообразования и вопрос зональности на Дарасунском золоторудном месторождении // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наук. 1972. С. 213-222.
2. Спиридонов Э.М., Брызгалов И. А., Кривицкая Н. Н. Минералогия и генезис вулканоплутонического гидротермального месторождения золота Дарасун (восточное Забайкалье, Россия). 2006, с. 20
3. Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. Тр. ЦНИГРИ, Вып. 98, 1972. с. 295

РОЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИИ  
АМЕТИСТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕЛЬБУР (ЮЖНЫЙ  
ГИССАР, ТАДЖИКИСТАН)

*А. Х. Хасанов (Таджикский Национальный Университет. Душанбе. Таджикистан e-mail: prof\_hasanov@mail.ru)*

*С.Н. Гарибмахмадова. (Таджикский Национальный Университет. Душанбе. Таджикистан, e-mail: svetlana\_gn82@mail.ru)*

*В статье рассматриваются генетические условия образования кварц – аметистовых жил месторождения Сельбур на Южном Гиссаре. Приводится фактический материал об образовании аметиста в результате метасоматических околожильных изменений вмещающих пород, экстракции из них соединений кремнезёма и железа, перерабатываемые в жилах. Подчёркивается, что соединения железа в жилах образуют не только соответствующие минералы (пирит, гематит, лимонит), но и являются главным хромофорным элементом аметиста.*

**Ключевые слова:** кварц – аметистовые жилы месторождение Сельбур – метасоматические процессы – околожильные изменения вмещающие породы.

Месторождение аметиста Сельбур расположено в пределах южного склона Гиссарского хребта. В геологическом отношении регион характеризуется широким развитием  $Pz_{1+2}$  терригенно-карбонатно- кремнистых толщ и вулканитов андезитовой, спилито-диабазовой формации по Ю.А.Кузнецову [1]. Они соответствуют формациям начальных этапов геосинклинального развития. Средний (батолитовый) этап развития в среднем карбоне знаменуется интенсивным подводным излиянием андезито-базальтовой магмы, продукты которой (разнообразные спилиты, порфириды, мандельштейны и их туфы) переслаиваются с терригенно-карбонатными осадками. В инверсионном этапе развития в ( $C_{2+3}$ ) проявились интенсивные тектонические процессы и складкообразование, сопровождаемые мощной гранитоидной интрузивной деятельностью и формированием крупного (в пределах границ Таджикистана около 5000 км<sup>2</sup>) многофазного Южно-Гиссарского батолита.

Разнообразные гранитоиды, несмотря на различия морфологии, петро-геохимических и структурно-текстурных особенностей, могут быть отнесены к единой гранитоидной формации [1]. Радиологический возраст гранитоидов в среднем равен 290-300 млн лет. В обрамлении Южно-Гиссарского батолита примыкает ряд штоков-сателлитов, один из которых-Хачильерский шток обнажается непосредственно в пределах месторождения Сельбур. Он сложен мелкозернистыми биотитовыми двуслюдяными аплитовидными гранитами, гранит-порфирами, в значительной мере подвергнутыми альбитизации и грейзенизации. По химическому составу граниты относятся к породам нормального ряда, они пересыщены кремнекислотой, глинозёмом и резко обеднены полевошпатовой известью и железомagneзиальными компонентами. По содержанию щелочей и незначительному преобладанию калия над натрием они близки к щелочноземельным гранитам по Р.Дэли, отличаясь от них некоторым преобладанием кремнекислоты. Структурные особенности пород свидетельствуют о формировании гранитоидной интрузии в гипабиссальных условиях.

В конце палеозоя и начале мезозоя в субплатформенных условиях вдоль многочисленных разломов проявляются интенсивные вулканические процессы, приведшие к образованию  $P_1$  покрова вулканитов липарито-дацитово-вой формации, мощностью около 2км. В Т-Ж в условиях пенеппенизации региона образуются базальные терригенные и аллитовые отложения. Эндогенные (магматические) процессы в регионе завершаются в юрское время формированием своеобразных субщелочно-базальтоидных кимберлитоподобных даек и трубок взрыва [2]. В дальнейшем последовательно

и являются различные стадии метасоматических явлений [3], которые применительно к данному региону рассмотрены в работе [4]. Заключительная стадия метасоматических процессов, приводящая к локальным альбитизации, окварцеванию, серицитизации и другим околожильным изменениям важное значение имеет при формировании целого комплекса минерализации и оруденения, в том числе жил горного хрусталя и аметиста.

Аметистовое месторождение Сельбур выявлено геологами Шираталинской партии Управления геологии Таджикистана. Различные аспекты его практической разработки изучались рядом геологов – В.Т.Горбатком, А.В.Климкиным [5], О.Коркуновым, Комиссаровым Ю.Б., Шахматовым Н.А., Макарьянцем В.И., С.А.Морозовым, Н.Н.Зевакиным, Н.И.Кривошековой, А.Х.Хасановым [6.8], И.С. Оймамадовым [7] и др.

Аметистовая минерализация, как считают, связана с плутоногенными [9] крутопадающими гидротермальными кварцевыми (с щетками горного хрусталя) и кварц-карбонатными жилами. Они приурочены к тектоническим зонам нарушения СВ простирания. На площади месторождения они размещены весьма неравномерно, серийно в виде семи жильных зон. По морфологии и количественному содержанию аметиста можно выделить два типа кварц-аметистовых жил: 1. Простые линзовидные и плитообразные жилы, сложенные мелкокристаллическим сахаровидным молочно-белым кварцем, лишь местами имеющего сероватый и сиреневый оттенки. Судя по характеру контактовых взаимоотношений с вмещающими породами (главным образом гранитами) они образованы путем заполнения полостей тектонических зон кремнеземом глубинных гидротермальных флюидов. 2. Жилы морфологически более сложные и сравнительно менее распространенные, тяготеющие к брекчированным и интенсивно метасоматически измененным вмещающим породам. Они содержат основную часть добываемого аметиста. Характерно, что степень метасоматического изменения вмещающих пород таких жил гораздо более интенсивно проявлена в висячем боку, чем в лежачем.

Наиболее продуктивные аметистовые жилы располагаются среди темно-серых туфопесчаников, состоящих из переменного количества кварца, плагиоклаза, калишпата, серицита, хлорита и пелитового материала. Как показывают проведенные исследования, в образовании аметистовой минерализации важное значение имеет химический состав и интенсивное метасоматическое изменение вмещающих пород – порфириров, туфопесчаников. При этом особое значение имеет более высокие содержания железа в них, соответственно, в среднем 6.77 и 3.37% по сравнению с гранитами (в среднем 1.20%) (таблица 1.).

**Таблица 1.**

Компоненты	Порфириды		Туфопесчаники		Граниты	
	В е с о в ы е п р о ц е н т ы					
SiO <sub>2</sub>	56.43	60.68	80.60	81.20	75.56	76.08
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.65	0.45	0.52	0.04	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.20	15.61	9.58	9.17	12.40	12.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.58	2.04	2.03	0.83	0.52	0.66
FeO	5.59	3.33	1.44	2.45	0.61	0.61
CaO	5.90	4.27	0.71	0.28	0.48	0.56
MgO	5.17	2.95	0.79	0.75	0.91	0.50
MnO	0.15	0.8	0.02	0.20	0.02	0.02
Na <sub>2</sub> O	3.20	3.86	0.50	0.75	3.67	3.75
K <sub>2</sub> O	1.24	1.63	1.88	1.88	4.50	4.25
H <sub>2</sub> O	1.13	0.26	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.06	0.10	0.08	0.07
CO <sub>2</sub>	-	-	0.17	0.17	-	-
П.П.П	-	3.28	2.00	1.87	0.77	0.74
Σ	-	98.69	100.23	99.99	99.50	100.18

Отчетливо прослеживается прямая зависимость между интенсивностью околожильных изменений и количеством аметистовой минерализации. В жилах отмечаются нередко зональные кварц-аметистовый кристаллы. В составе жил присутствуют также кальцит, анкерит, ортоклаз (адуляр), серицит, хлорит, гематит, пирит, флюорит, лимонит, глинистые минералы и битумы. Комплекс минералов жил по термобарометрическим исследованиям газово-жидких включений [6], образовался при постепенном понижении температуры. Установлено, что гомогенизация включений происходит в жидкую фазу, причем наиболее высокую температуру гомогенизации (410 – 390°) имеют включения в молочно-белом кварце. Включения в аметисте гомогенизируются при температуре около 140°С. Отложение аметиста происходит из кремнекислотно-хлоридно-бикарбонатных флюидов. Наличие различных битумов в составе твердых фаз включений свидетельствует о большой роли элементо-органических соединений [10] в переносе и отложении вещества и формировании продуктивных аметистовых жил месторождения. При формировании кварц аметистовых жил ведущую роль играет гидротермально-метасоматическая переработка вмещающих пород, выщелачивание из них кремнезема и железа и переотложение их в полостях жил [11;2]. Расчет баланса при вносе-выносе компонентов показывает, что вынос кремнезема из боковых пород составляет до 28-30%, железа до 24% [2]. Экстрагированные из вмещающих пород ионы железа переоткладываются в жилах не только в виде соответствующих минералов - гематита, анкерита, пирита, но и служат основным хромоформным элементом аметиста. По этой причине в аметисте месторождения Сельбур отмечено повышенное (до 0.82%) по сравнению с бесцветным кварцем содержание железа [6,2].

По мнению исследователей [12,13] окраска аметиста связана с вхождением в его структуру ионов железа в необычном четырехвалентном состоянии, возникших за счет трехвалентного после ионизирующего облучения.

Установленные особенности проявления аметистовой минерализации месторождения Сельбур при непосредственном участии метасоматических процессов, а также размещение основных продуктивных жил в экзоконтактных зонах Южно-Гиссарского гранитоидного батолита на расстоянии 500-600м от него среди пород с относительно высоким содержанием железа может быть важным поисковым критерием на этот вид камнесамоцветного сырья не только в рассматриваемом, но и в других регионах.

#### Литература

1. Кузнецов Ю. А. – Главнейшие типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964, 387 с.
2. Хасанов А. Х. – Закономерности размещения, геодинамика и возможная алмазаносность кимберлитоподобных трубок взрыва Центрального Таджикистана. – Душанбе: Деваштич, 2004, 168 с.
3. Коржинский Д.С. – Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». – М.: Изд. АН СССР, 1955, 335-456 с.
4. Хасанов А.Х. – Петрология и рудоносность метасоматических комплексов Центрального Таджикистана. – Душанбе: Дониш, 1976, 251 с.
5. Горбатов В.Т., Климкин А.В. Аметист Южного Гиссара и Каратегина //Геология, поиски и разведка месторождений цветных камней Таджикистана. – Душанбе, 1987. – С. 8 - 9.
6. Морозов С. А., Хасанов А. Х., Зевакин Н.Н. Термобарогеохимические условия формирования аметиста Таджикистана //Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 296. – № 1. – С. 200-203.

7. Оймахмадов И.С. Минералогия и термобарогеохимические условия образования аметистовых месторождений Южного склона Гиссарского хребта и Юго-Западного Каратегина (Центральный Таджикистан) – Автореф. канд. дисс., Душанбе, 2006.
8. Хасанов А.Х., Зевакин Н.Н., Кривошекова Н.И. Особенности околожильных изменений боковых пород кварц-аметистовых жил месторождения Сельбур на Южном Гиссаре // Изв. АН РТ, отд. физ.-мат., хим.-геол. наук, – 1991. – №1. – С.50-51.
9. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1976.
10. Слободской Р.М. – Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. – Новосибирск: СО «Наука», 1981, 134 с.
11. Гарибмахмадова С.Н. Материалы научно-теоретич. конф. – Душанбе, 2010, с. 6-9.
12. Балицкий В. С., Хетчиков Л.Н., Дороговин Б.А. Некоторые особенности геохимических условий образования аметистов. //Тр. ВНИИСИМС. – М.: Госгеолтехиздат. – 1970. – Т. 13. – С. 75 - 82
13. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. – М.: Недра, 1982.

**THE ROLE OF METASOMATIC PROCESSES IN THE FORMATION OF  
AMETHISTIC MINERALIZATION OF THE SELBUR DEPOSIT  
(SOUTHERN GISSAR, TAJIKISTAN)**

**A.H.Hasanov, (Tajik National University. Dushanbe. Tajikistan e-mail:  
prof\_hasanov@mail.ru)**

**S.N.Garibmahmadova (Tajik National University. Dushanbe. Tajikistan, e-mail:  
svetlana\_gn82@mail.ru)**

The geological and genetic conditions of streak origination of quartz and amethyst in Selbur Placer of South Hisor are discussed in this article. The factual information about the origination of amethyst in the mentioned placer is provided within the metasomatic and modification of rock streaks and obtaining the silicon and iron substances from them, while keeping themselves in the streaks. It is mentioned that iron substances except the originating of relevant minerals (pyrite, hematite, limonite) in the streaks result to violet coloring of amethyst.

**Key words:** streak quartz and amethyst - Selbur Placer – metasomatic - relevant minerals.