

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 I

*«Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле:
геология, геотектоника, геодинамика,
региональная геология, палеонтология»*

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. 1 : Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле: геология, геотектоника, геодинамика, региональная геология, палеонтология / ред. коллегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. - М. : Издательство РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2019. – 187 с.

ISBN 978-5-6040812-1-1

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 978-5-6040812-1-1 (т. 1)

ISBN 978-5-6040812-0-4

© РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2019

СОДЕРЖАНИЕ

СЕКЦИЯ «ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА»

1. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ АКВАТОРИИ ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА. <i>Хиба Алджабасини* (РУДН), соавтор В.Ю. Абрамов (РУДН)</i>	6
2. РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИКИ ЗЕМЛИ, КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ, ОСАДОЧНЫХ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ. <i>Д.А. Астафьев* (ООО «Газпром ВНИИГАЗ»)</i>	9
3. АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА УПРАВЛЕНИЯ БЕЗОПАСНОСТЬЮ И МОНИТОРИНГА ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ТЕНДЕНЦИЙ В ГОРНЫХ МАССИВАХ. <i>Белогуров В.П.* (Старооскольский филиал МГРИ), Двоеглазов С. И. (Старооскольский филиал МГРИ)</i>	13
4. СОВРЕМЕННЫЕ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ В РАЗНОПОРЯДКОВЫХ РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ РАВИН И ГОР. <i>Борсук О.А.* (МГУ им. М.В. Ломоносова)</i>	18
5. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНОГО КАРКАСА ДОЛЕРИТОВ В СОСТАВЕ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР НА ВОСТОКЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ. <i>Быстрицкий А.О.* (ООО «Байкал Недра Гео»), Фролова А.А., Бабкина А.Д., Коробков И.Г. (АО «СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПГО»)</i>	21
6. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЯХ НА ТАМАНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ. <i>Гайдаленок О.В.* (ГИН РАН), Соколов С.А. (ГИН РАН, МГРИ-РГГРУ), Измайлов Я.А. (СО РГО), Фролов П.Д. (ГИН РАН), Титов В.В. (ЮНЦ РАН), Латышев А.В. (ИФЗ РАН), Тесаков А.С. (ГИН РАН), Трифонов В.Г. (ГИН РАН)</i>	25
7. НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВЗАИМОСВЯЗЬ С ПИ. <i>Гордеев Н.А.* (ИФЗ РАН), Сим Л.А. (ИФЗ РАН)</i>	27
8. КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ УЧАСТКОВ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА. <i>Гусева И.С.* (Университет «Дубна»)</i>	29
9. ОБОСНОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НРС В СКВАЖИНАХ ДИАМЕТРОМ БОЛЕЕ 50 мм. <i>Емельянов Р. В.* (ООО "Си Ар Си Си"), Иляхин С. В. (МГРИ-РГГРУ)</i>	33
10. МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ НЕОДНОРОДНОСТИ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОМ БАЗИТОВОМ СИЛЛЕ РАЙОНА ЛИИНАХАМАРИ, КОЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ. <i>Ерофеева К.Г.* (ИГЕМ РАН, МГРИ-РГГРУ), Самсонов А.В. (ИГЕМ РАН), Степанова А.В. (КарНЦ РАН), Егорова С.В. (КарНЦ РАН)</i>	36
11. О ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФЛЮИДА В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ. <i>Кузин А.М.* (Институт проблем нефти газа РАН)</i>	38
12. ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА - РЕЛИКТ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕНА. <i>Кузнецов Н.Б.* (ГИН РАН, РГУ НуГ им. И.М.Губкина), Шацлло А.В. (ИФЗ РАН им. О.Ю.Шмидта), Колесникова А.А. (ГИН РАН), Рудько С.В. (ГИН РАН)</i>	42
13. ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРЕЦИЗИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ. <i>А.М. Лобанов* (МГРИ-РГГРУ), К.О. Щербакова (МГРИ-РГГРУ)</i>	46
14. ТЕКТОДИНАМИКА ЗОНЫ ВОРОНЦОВСКОГО ПОКРОВА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ) . <i>Маринин А.В.* (ИФЗ РАН)</i>	49
15. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ИНДИГИРСКОГО РАЗРЕЗА УАНДИНО-ЯСАЧНЕНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ. <i>Маскаев М.В.* (ГИН)</i>	53
16. КОЖОЗЕРСКАЯ СВИТА: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА) <i>Межеловская С.В.* (МГРИ), Межеловский А.Д. (МГРИ)</i>	55

17. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД МЫСА СВЯТОЙ НОС (ЛАПТЕВО-СИБИРОМОРСКИЙ РЕГИОН) <i>Моисеев А.В.* (ФГБУН Геологический институт РАН), соавтор Маскаев М.В. (МГРИ)</i>	57
18. ОЦЕНКИ РЕЖИМОВ СЕЙСМОГЕННЫХ ПОДВИЖЕК ПО ПРОДУКТАМ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОРОД В ЗОНАХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ <i>Морозов Ю.А.*, Кулаковский А.Л., Матвеев М.А., Смольская А.И. (ИФЗ РАН)</i>	61
19. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВОЙ РУДНОЙ БАЗЫ ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ СТРУКТУРЫ <i>Муминов С.А.* (Российский университет дружбы народов), Дьяконов В.В. (МГРИ)</i>	65
20. СОЗДАНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕНЕЗА В ПРИЛОЖЕНИИ К ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНОФИЗИКИ <i>Мягков Д.С.* (ИФЗ РАН)</i>	68
21. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОДИНАМИКИ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА <i>Погорелова Е.Ю.*, Азербайджанский Государственный Университет Нефти и Промышленности</i>	70
22. ИЗУЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД В ОБЛИЦОВКЕ ЗДАНИЯ МГРИ <i>Погребс Н.А.* (МГРИ)</i>	75
23. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ <i>Ребецкий Ю.Л.* (ИФЗ РАН)</i>	78
24. ДОМЕЗОЙСКИЙ ОСТОВ КРЫМА – ПРОДОЛЖЕНИЕ ДОБРУДЖИ? <i>Романюк Т.В.* (ИФЗ РАН), Кузнецов Н.Б. (ГИН РАН, РГУНиГ), Рудько С.В. (ГИН РАН)</i>	81
25. ВЫБОР ОПТИМАЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА ПРОВЕДЕНИЯ ТЕСТОВ НА ПРИЕМИСТОСТЬ С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОФИЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ. <i>Рязанова М.В.* (ИФЗ РАН), Дубиня Н.В. (ИФЗ РАН)</i>	85
26. ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ И U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ГЕОЛОГИИ ТАЙМЫРА. <i>Сатановский К.К. (МГРИ)*, А.А.Багаева (ВСЕГЕИ), Салтанов В.А. (ВСЕГЕИ), К.В.Борисенков (ВСЕГЕИ), А.Б.Кузьмичев (ГИН РАН), М.К.Данукалова (ГИН РАН)</i>	89
27. ПОВЫШЕНИЕ ДОСТОВЕРНОСТИ И ТОЧНОСТИ ОЦЕНКИ ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ УНИКАЛЬНЫХ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ). <i>Поляков Е.Е. (ООО «Газпром ВНИИГАЗ»), Семёнова К.М.* (ООО «Газпром ВНИИГАЗ»)</i>	91
28. ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА ОБРАЗОВАНИЯ ГИГАНТСКОГО МАСШТАБА СИБИРСКОЙ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ. <i>Спиридонов Э.М. (МГУ имени М.В. Ломоносова)</i>	95
29. ХАРАКТЕР КОНТАКТОВ ГАББРОИДНОГО ИНТРУЗИВА АЮ-ДАГ, ГОРНЫЙ КРЫМ. <i>Спиридонов Э.М.* (МГУ имени М.В. Ломоносова), Путинцева Е.В. (СПбГУ), Филимонов С.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова)</i>	97
30. МИКРОСТРУКТУРНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ВНУТРИРУДНОЙ ТЕКТОНИКИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ АНТЕЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ ОСКОЛКОВОЙ РАДИОГРАФИИ. <i>Тубольцев И.С.* (ИГЕМ РАН, МГРИ-РГГРУ, john_rus97@mail.ru), Устинов С.А. (ИГЕМ РАН, МГРИ-РГГРУ), Петров В.А. (ИГЕМ РАН)</i>	101
31. МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАНАРНЫХ СИСТЕМ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ. <i>Устинов С.А.* (ИГЕМ РАН), Петров В.А. (ИГЕМ РАН)</i>	105
32. ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКА НОВЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УСТЮРТСКОГО РЕГИОНА <i>Юлдашева М.Г.* (АО «ИГИРНИГМ»), Калбаева Н.Х. (АО «Узбекгеофизика»)</i>	109
33. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВИЛЕНГСКОЙ СВИТЫ (ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС, ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА) <i>Межеловская С.В. (МГРИ-РГГРУ), Межеловский А.Д. (МГРИ-РГГРУ), Юшин К.И.* (МГРИ-РГГРУ)</i>	113

СЕКЦИЯ «РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ»

34. СИСТЕМНОЕ НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЛОЖНО ПОСТРОЕННЫХ РЕГИОНОВ И ПРОГНОЗ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ С ПОЗИЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (НА ПРИМЕРЕ РЕГИОНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА И КАСПИЙСКОГО МОРЯ) <i>Алиева С. А.* (АзГУНИП)</i>	116
35. СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ ПОДСЧЕТА ЗАПАСОВ НЕФТИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗА СЧЁТ УЧЕТА СИСТЕМЫ ТРЕЩИН <i>Аль-Кебси А. А. М. А.* (СПбГУ)</i>	119
36. 300 ЛЕТ КУЗНЕЦКОМУ УГОЛЬНОМУ БАССЕЙНУ <i>Амелина О. И.*, И.О. Бакланов, Шпекторова, О.А Ткачева Е.А. ФГБУ «Росгеолфонд»</i>	123
37. ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ БУТОВСКОГО КАРЬЕРА ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА <i>Давыденко С. Ю.*, Ерофеева К.Г. (МГРИ), Маленкина С.Ю. (ГИН РАН)</i>	126
38. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕННЫХ ОТЛОЖЕНИИ В РЕГИОНЕ ГВИНЕЙСКОГО ЗАЛИВА: КОТ Д'ИВУАР <i>Диоманде М.*, Абрамов В.Ю (РУДН)</i>	129
39. ГИС-ПРОЕКТ СВОДНОЙ КАРТОГРАММЫ ГЕОЛОГО-СЪЕМОЧНЫХ РАБОТ ТЕРРИТОРИИ РФ И БЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА КАК ОСНОВА ОЦЕНКИ ИЗУЧЕННОСТИ И ПЛАНИРОВАНИЯ ГОСУДАРСТВЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ НЕДР <i>Ильин А. С.*, Ткачева Е.А. («Росгеолфонд»)</i>	132
40. ФОРМИРОВАНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ КОЛЛЕКЦИЙ ПО КЕРНУ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН <i>Клавдиева Н. В.*, Черных Е.М., Анохина Т.В (ФГБУ «ВНИГНИ»)</i>	134
41. ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ПЕРЕХОДНЫХ УРОВНЯХ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ <i>Колесникова А. А.*, Покровский Б.Г., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В (ГИН РАН), Шаццлло А.В., Романюк Т.В. (ИФЗ РАН)</i>	138
42. РАЗНООБРАЗИЕ МИКРООРГАНИЗМОВ В БЕРЁЗОВСКОМ ПРОГИБЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НЕПОСРЕДСТВЕННО ПЕРЕД «КЕМБРИЙСКИМ» ВЗРЫВОМ <i>Колосов П. Н.* (ИГАИБ Со РАН)</i>	140
43. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕЛОВЫХ ФОСФОРИТОВЫХ ПЛИТ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ <i>Маленкина С. Ю.* (ГИ РАН)</i>	144
44. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ГОРИЗОНТАХ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ - НИЖНЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ВОСТОКА УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА <i>Никашин К. И.*, Зарипова Г.М., Зорина С.О. (ИГНТ КФУ)</i>	148
45. О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ВОЗРАСТА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ ИЛЬЯ ПРОРОК НА Р. БОЛЬШАЯ КОША (ТВЕРСКАЯ ОБЛАСТЬ) <i>Петров А. Ю.* Максимов Ф.Е, Григорьев В.А., Левченко С.Б. , Старикова А.А. (СПГУ), Константинов Е.А., Карпущина Н.В. (ИГ РАН)</i>	152
46. ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА ЗОЛОВЫХ ПЕСКОВ СЕВЕРНОЙ АФРИКИ И ОАЭ <i>Рахимова Е. В., * Наравас А.К (МГРИ),Дернова Е.О. (ФГУП «ВНИГНИ», МГРИ), Махмуд А.Ш. (Университет Файюма, Файюм, Египет)</i>	156
47. ГЕОСИНКЛИНАЛЬ КАК РЕЗУЛЬТАТ ТАНГЕНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ <i>Садовников Геннадий Николаевич*,Гришмановская С.С. (МГРИ)</i>	160
48. ПРОПУЩЕННЫЙ ЮБИЛЕЙ (К 60-ЛЕТИЮ ПЕРВОГО ВЫПУСКА СПЕЦИАЛЬНОСТИ ПС В МГРИ) <i>Садовников Геннадий Николаевич*, Туров А.В. (МГРИ)</i>	163
49. БАКТЕРИАЛЬНАЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЯ КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ГЕНЕЗИСА ЛАТЕРИТНЫЙ БОКСИТОВ <i>Слукин А. Д.* (ИГЕМ РАН), Боева Н.М., Шипилова Е.С. (ИГРГ РАН), Жегалло Е.А., Зайцева Л.В. (ПИ РАН)</i>	165
50. ИСКОПАЕМЫЕ ПОЗВОНОЧНЫЕ ТАВДИНСКОЙ СВИТЫ ЮГА ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ (ЭОЦЕН, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) <i>Стрельцов А. А.* (МАОУ Лицей№ 8), Трубин Я.С. (НОЦ ГНГ)</i>	169
51. НИЖНЕЮРСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА Г. ПАТИЛЬ (КРЫМСКИЙ УЧЕБНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН) <i>Туров А. В.*, Агафонова Г.В, Андрухович А.О., Комаров В.Н, Рахимова Е.В. (МГРИ)</i>	173
52. АУТИГЕННЫЙ САНИДИН ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ГЖЕЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИРПИЧНЫХ ГЛИН <i>Яшунский Ю. В.* (ГИН РАН), Федоров А.В. (МГРИ)</i>	177



53. ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ РАННЕГО ДЕВОНА И НОВЫЙ РОД АМФИПОР В ОТЛОЖЕНИЯХ ГОР АУМИНЗА
(ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)
Рахимов А. Д. («ИМР», Узбекистан) 181*
54. ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ ПО ИЗВЕСТКОВОМУ
НАННОПЛАНКТОНУ
Матлай Л. М. (ИГН НАН Украины) 185*

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ АКВАТОРИИ ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА

Хиба Алджабасини (Российский университет дружбы народов,
zaina40@hotmail.com),*

В.Ю. Абрамов (Российский университет дружбы народов, geophy-rudn@mail.ru)

Аннотация

В статье приводятся основные закономерности сейсмической активности в пределах акватории Персидского залива в период XX и XXI веков. По данным сейсмических каталогов проведен анализ событий, определены характеристики событий, установлены механизмы их активизации. На основе результатов проведенных исследований дан прогноз ближайшего периода сейсмической активизации.

Ключевые слова: сейсмичность, Персидский залив, землетрясение, сейсмическая энергия

Персидский залив – это залив между Ираном и Аравийским полуостровом. Соединён Ормузским проливом с Оманским заливом, Аравийским морем и Индийским океаном. В пределах Персидского залива установлено порядка 70 месторождений углеводородов, это один из крупнейших мировых нефтегазоносных бассейнов. Из всех месторождений чуть меньше половины – это шельфовые морские месторождения, где капитальные вложения измеряются несколькими сотнями миллиардов долларов. Поэтому в целях эффективной разработки таких месторождений необходимо применять комплексный подход, учитывающий и разработку, и инфраструктурные особенности и природные.

На планете существуют два больших сейсмических пояса: Средиземноморско-Трансзиатский и Тихоокеанский, к первому и относится рассматриваемый объект. Только за период 2005-2017 гг. в пределах акватории Персидского залива произошло порядка 860 землетрясений магнитудой выше 4,5. Экономические потери от таких природных явлений колоссальны. В связи с этим необходима разработка мероприятий по снижению последствий от землетрясений. При строительстве новых сооружений, в том числе и морских платформ, необходимо применять укрепляющие конструкции. Сейсмологический мониторинг позволяет прогнозировать сейсмические события повышенной активности, что в свою очередь дает представление о потенциально опасных объектах строительства, а также минимизировать потери нефти и разрушения морских платформ при наступлении природного явления [1].

В работе выполнено обобщение всех сейсмических событий в период XX и XXI веков в пределах акватории Персидского залива. Активный сейсмический мониторинг начался после 1973 года, поэтому анализировались более детально данные, начиная с этого периода. На рисунке 1 приведен график совокупности выделившейся энергии по годам.

Установлены следующие закономерности. В среднем происходит порядка 60-70 землетрясений в год. Периоды повышенной сейсмической активности в среднем составляют 2-3 года. Период затишья – 7-9 лет. Анализируя распределения очагов землетрясений по площади, можно установить следующий факт: при увеличении или при существенном уменьшении количества землетрясений пространственное положение зон расположения их эпицентров остается неизменным. Также увеличение энергии или ее уменьшение не влияет на расположение эпицентров землетрясений. Грубо говоря, линия очагов остается неизменной. Это связано с тектонической обстановкой региона и скоростями движения тектонических разломов в пределах Загросского краевого прогиба.

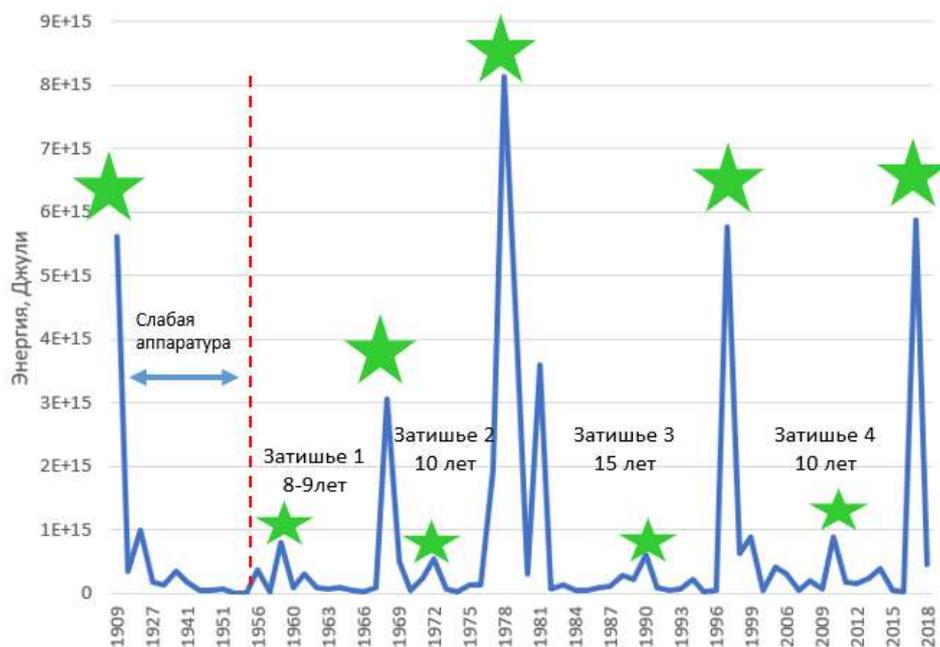


Рисунок 1. График совокупности выделившейся энергии с 1900 по 2018 года в пределах акватории Персидского залива.

Последний пик сейсмической активности пришелся на 2017 и 2018 года. Максимальная магнитуда в этот период составила 6,8-7,4. Глубина очага примерно постоянна и составляла 10-13 км. Причем для землетрясений магнитудой выше 6 выявлена закономерность: чем ниже глубина очага, тем значительнее сила события, тем выше магнитуда. Большинство землетрясений, происшедших в пределах акватории Персидского залива, относят к мелко-фокусным.

Исследования мелко-фокусных землетрясений показали, что представляется возможным оконтурить потенциальные области готовящихся землетрясений и оценить степень созревания очагов, а также магнитуду готовящегося событий [2]. Построена карта сейсмического районирования по данным сейсмических каталогов (рис. 2). Выделены зона высокой степени сейсмической активности, средней, низкой и крайне низкой, а также слабой. Юго-восточная часть подвергается наибольшему сейсмическому риску. Западный борт Персидского залива характеризуется слабой сейсмической активностью. В зону высокой степени сейсмической активности попадет 21 месторождение нефти и газа, причем 17 из них – это шельфовые, разработка которых сопряжена с большими рисками и капитальными вложениями.

Такой подход необходимо использовать при долгосрочном и среднесрочном прогнозе землетрясений акватории Персидского залива с целью минимизации экономических потерь при данной природной катастрофе. Ретроспективные исследования сильнейших землетрясений, приведенные в работе, показали достаточно точное выявление пространственного положения очаговых зон и магнитуд готовящихся событий.

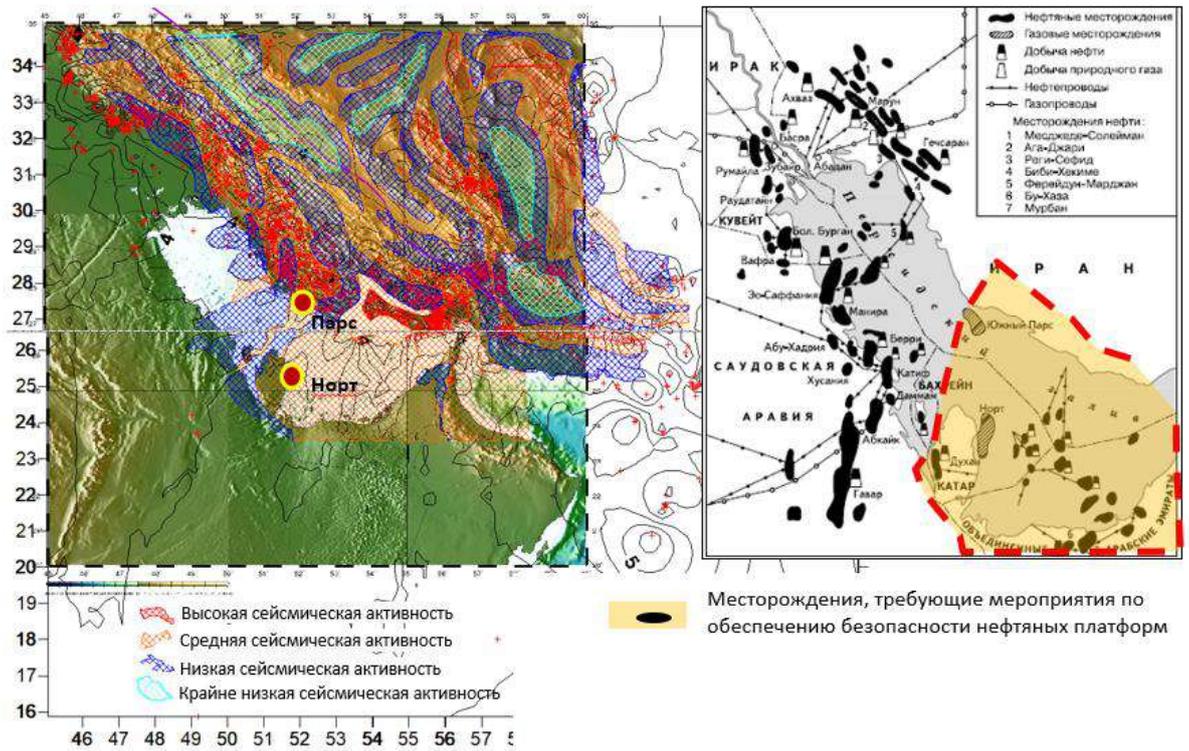


Рисунок 1. Карта сейсмического районирования в пределах акватории Персидского залива совместно картой расположения объектов нефти и газа.

Литература

1. Трифионов В.Г. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии. – М.: Геос, Москва, 2012. – 100 с.
2. Сывороткин В. Л. Землетрясения // Пространство и Время. 2011. №2. С.124-137.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИКИ ЗЕМЛИ, КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ, ОСАДОЧНЫХ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Д.А. Астафьев*

(ООО «Газпром ВНИИГАЗ», D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru)

Аннотация

Комплексный анализ и обобщение геолого-геофизических данных регионального, глобального и планетарного уровней изученности регионов, а в их пределах рифтовых систем, осадочных и нефтегазоносных бассейнов, орогенов, континентов, океанов и Земли в целом привели к важнейшим открытиям, касающимся глубинного строения и геодинамического механизма эволюции планеты Земля. Открыты обособленные автономно эволюционирующие глобальные коромантийные образования в виде реально действующих конвективных ячеек Бенара g-типа, представляющих собой высший ранг тектонической делимости и масштабности геодинамических процессов в коромантийной оболочке Земли. Обосновано наличие планетарной магмофлюидодинамической системы, стимулирующей геодинамический процесс, объяснено глубинное строение рифтов, осадочных и нефтегазоносных бассейнов, орогенов и континентов – как явлений планетарной масштабности, связанных с действием конвекции и объемной геодинамики Земли.

Ключевые слова: земная кора, мантия, ядро, геодинамика, континенты, океаны, конвекция, магмофлюидодинамическая система, рифты, осадочные бассейны, орогены.

Целью доклада является представление новой концепции строения и геодинамики Земли, основанной на выделении тектонических элементов высшего ранга тектонической делимости и масштабности геодинамических процессов в коромантийной оболочке, а также обоснованного глубинного строения, эволюции, места и роли рифтов, осадочных и нефтегазоносных бассейнов (ОБ и НГБ), орогенов и континентов в целом.

В связи с накоплением высококачественных геолого-геофизических данных по строению ОБ и НГБ, континентальных и окраинно-континентальных рифтовых систем, орогенов, многочисленных сейсмотомаграфических профильных и площадных материалов высокого разрешения [2], данных GPS съёмок, генерализованных карт тектонического и геодинамического районирования Земли появилась возможность комплексного их анализа и обобщения с достижением синергического эффекта получения новых знаний о глубинном строении и геодинамическом механизме Земли, континентов, океанов, ОБ и НГБ, орогенов, понимания их места и роли во взаимосвязи с планетарной геодинамикой Земли [1]

Так исследование сейсмотомаграфических разрезов позволило на фоне оболочечного строения литосферы и мантии обосновать наличие радиальных и субрадиальных (столбчатых, колоннообразных) структур на всю толщину коромантийной оболочки (КМО) – 2900 км, представляющих собой на сейсмотомаграфических профилях P и S волн чередование высоко-, средне- и низкоскоростных полос. Они характерны для тектонически активных поясов и областей субдукции, континентальных и окраинно-континентальных рифтов, орогенов, формирующихся ОБ и НГБ.

Обобщение генерализованных карт геологического содержания – тектонической карты Мира, карты рельефа раздела ядро-мантия, сейсмотомаграфических разрезов, профилей ГСЗ, МОГТ ОГТ и результатов GPS-ГЛОНАСС съёмок позволило установить для современного геодинамического состояния Земли наличие организованных группировок (ансамблей) коромантийных секторов (в отличие от разрозненных литосферных плит), представляющих собой конвективные ячейки Бенара g-типа. Они сформировались в процессе сборки и последующего распада суперконтинента – пангеи Вегенера. Так в

настоящее время обособились и существуют три группировки континентальных и океанических коромантийных секторов: Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанская; Американско-Гренландская и обособленная Антарктическая (рисунок 1). Такие коромантийные образования представляют собой высший ранг тектонической делимости и масштабы геодинамических процессов в КМО системы «Планета Земля». Показано, что выделенные группировки коромантийных секторов, объединяемые (стягиваемые) поясами субдукции-дайвинга и современной орогении, являются земными конвективными ячейками Бенара g-типа. При этом движение группировок коромантийных секторов происходит по разделу ядро-мантия, а не по астеносфере (рисунок 2).

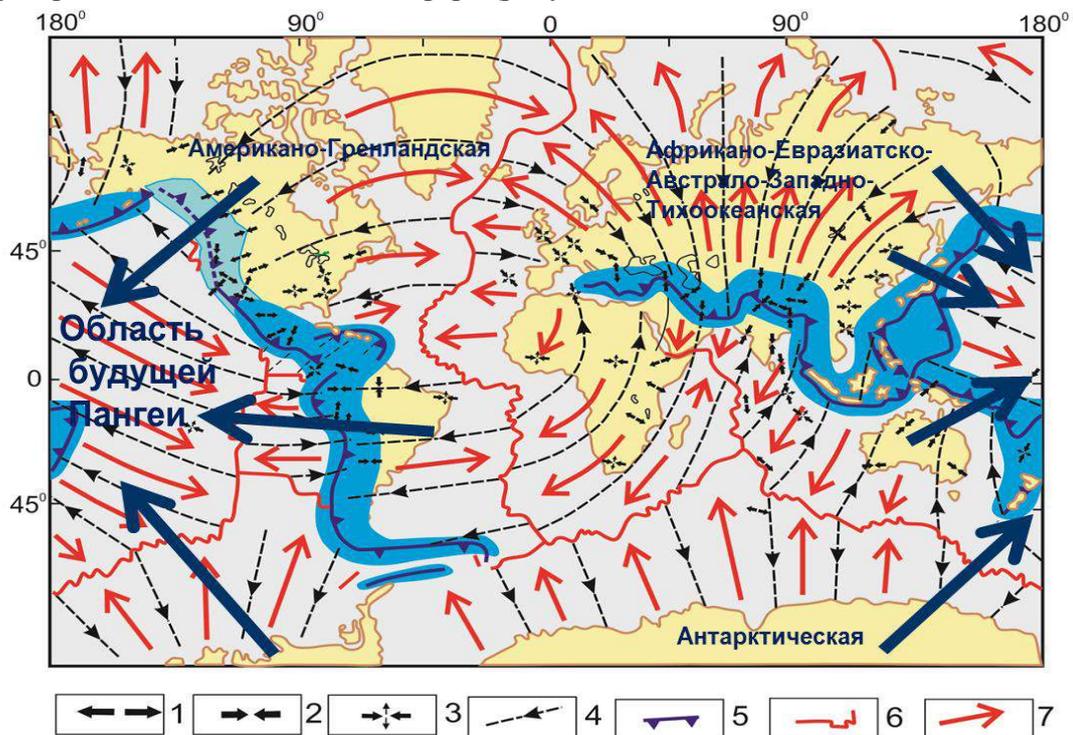


Рисунок 1. Схема новой иерархии в тектонической и геодинамической делимости Земли (с использованием генерализованной карты напряжений в литосфере по международной программе «Литосфера» – М.Л.Зобак, 1992). 1-растяжение, образование сбросов; 2-сжатие с образованием взбросов и надвигов; 3-сжатие с образованием диагональных сдвигов; 4-траектории абсолютного движения литосферных плит согласно модели Минстера-Джордана (направления указаны стрелками); 5-пояса интенсивного дайвинга; 6-пояса интенсивного апвеллинга; 7-направления движения вещества в слое D'' и в верхних слоях жидкого ядра.

Внешними границами земных конвективных ячеек являются пояса апвеллинга-спрединга в океанах, где происходит обновление КМО. В указанных группировках реализуется глобальный геодинамический механизм – магматизм, деструкция и аккреция областей КМО, рифто-, бассейно- и орогенез, континентогенез в целом, а между группировками (в результате различных скоростей деструкции КМО, магматизма и транзита магматических расплавов через слой D'' и внешние слои жидкой оболочки ядра на постоянно действующую подпитку апвеллинга в океанах)

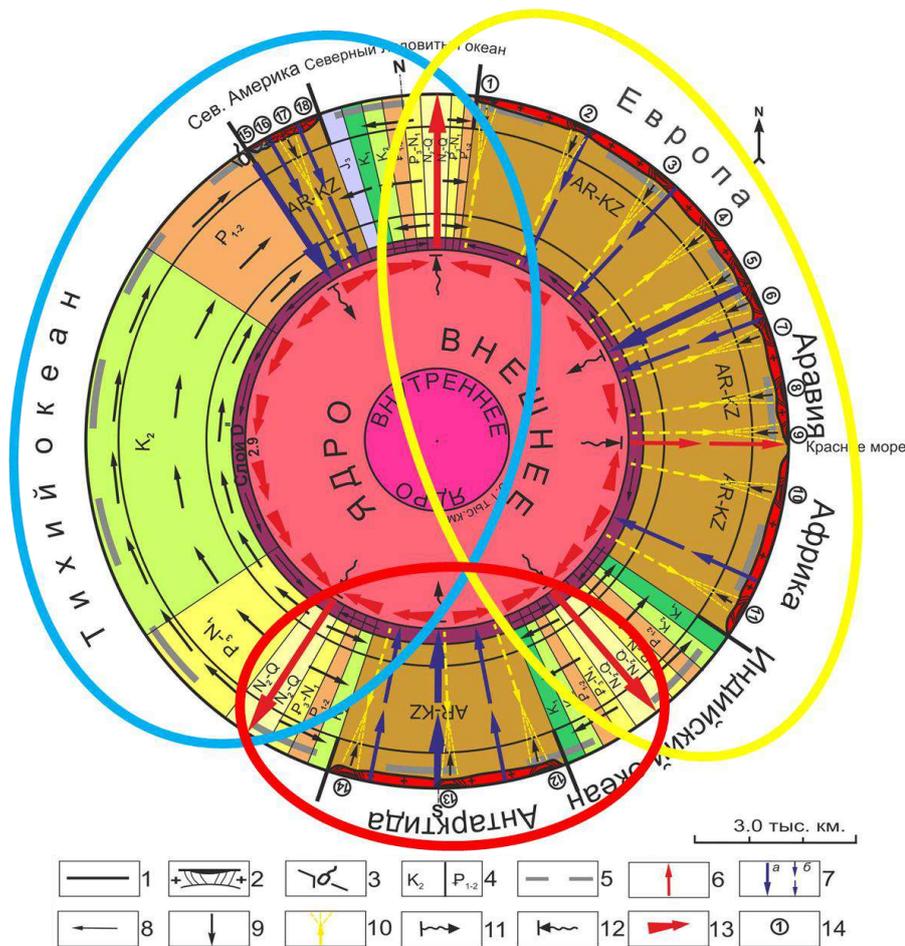


Рисунок 2. Геодинамический разрез Земли по меридиану 40-1400.

Желтым контуром выделена наиболее крупная Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанская конвективная коромантийная ячейка (коромантийный сектор). Смежными конвективными ячейками являются Американско-Гренландская (голубой контур) и Антарктическая (красный контур). Земная кора: 1 – океаническая; 2 – континентальная с нефтегазоносными и возможно нефтегазоносными бассейнами (НГБ и ВНГБ); 3 – зоны субдукции; 4 – субвертикальные возрастные границы в коре и мантии; 5 – астеносфера; 6-10 – направления движения мантийного вещества: 6 - в зонах активного апвеллинга и спрединга; 7 – а) в зонах активного дайвинга, б) в зонах медленного дайвинга под континентами; 8 – в слое D"; 9 – под НГБ и ВНГБ на континентах; 10 – встречный погружению восходящий к поверхности Земли магматизм; 11 – зоны активного поступления вещества во внешнее ядро в процессе химико-плотностной дифференциации; 12 – зоны активной отдачи вещества в мантию из жидкого ядра; 13 – движение вещества в верхних слоях жидкого ядра; 14 – цифры в кружках: 1 – Баренцевоморский НГБ, 2 – Среднерусский НГБ (Московской синеклизы), 3 – Днепровско-Припятский НГБ, 4 – Северо-Кавказский НГБ, 5 – Черноморский НГБ, 6 – Эрзурумский ВНГБ, 7 – Ванский ВНГБ, 8 – Персидского залива НГБ, 9 – Красноморский НГБ, 10 – Восточно-Африканский НГБ, 11 – Мозамбикский НГБ, 12 – Моря Росса ВНГБ, 13 – Полярный ВНГБ, 14 – Моря Космонавтов ВНГБ, 15 – Бофорта НГБ, 16 – Игл-Плейн НГБ, 17 – Юкон-Флетс-Кандик ВНГБ, 18 – Сент Элиал НГБ.

реализуется планетарная геодинамика, обеспечивающая раскрытие и закрытие океанов, формирование и распад суперконтинентов.

Изучение магматизма в разных геодинамических обстановках, континентального и океанического рифтогенеза, дегазационных процессов во взаимосвязи с глубинным строением и геодинамикой тектонических элементов разного ранга позволило обосновать наличие для Земли планетарной магмофлюидодинамической системы, обеспечивающей устойчивый конвективный процесс вещества КМО, дегазацию и эффективный отвод эндогенной энергии. Учитывая твердофазность коромантийного вещества по сейсмологическим параметрам и наличие дискретной квазижидкой фазы в виде временно расплавленных и твердеющих магматических образований, являющихся составными частями планетарной магмофлюидодинамической системы, сделан вывод, что в движении участвуют не литосферные плиты, перемещающиеся по астеносфере, а целиком коромантийные сектора, перемещающиеся в конвективных ячейках по слою D'' и, вероятно, по внешним слоям жидкого ядра. В общепланетарном геодинамическом процессе формирования и распада суперконтинентов (цикле Уилсона) участвуют группировки коромантийных секторов, движение которых подчинено доминирующим дайвинг-деструктивным поясам и областям. В период существования пангеи Вегенера на Земле функционировала одна общая конвективная ячейка с доминирующим дайвинг-деструктивным поясом Палеотетис (теперь Альпийско-Гималайский складчато-надвиговый пояс с Южно-Каспийской, Черноморо-Средиземноморской и Карибской геосинклинальными областями), удерживающая в то время все известные на сегодня континентальные коромантийные сектора.

Активизация Кордильеро-Андийского и Восточно-Евразийско-Австралийского дайвинг-деструктивных поясов привела к распаду пангеи Вегенера, раскрытию Атлантического, Индийского и Северно-Ледовитого океанов, и напротив сокращению площади Тихого океана, коромантийные оболочки которого ускоренно подвергаются деструкции в указанных дайвинг-деструктивных поясах, а их коромантийное вещество в процессе конвекции через обменные процессы в слое D'' и внешних слоях жидкого ядра поступает на постоянно действующую подпитку апвеллинга в срединно-океанических рифтах и наращивание новых возрастных слоев океанических коромантийных оболочек на всю их толщину – 2900 км. Континентальные рифтовые системы, ОБ и НГБ, орогены и в целом континенты – всё это следствия наличия в КМО Земли конвективного процесса в выделенных группировках коромантийных секторов. При этом происходит планетарный дрейф группировок коромантийных секторов, а внутри них деструкция, рифтогенез, формирование надрифтовых депрессий, аккреция, орогенез земной коры над областями деструкции-дайвинга, частичный её возврат в мантию, сокращение площади континентов и почти синхронное их наращивание на активных окраинах континентов. С учетом наличия планетарной магмофлюидодинамической системы Земли, роли ядра, продолжающего выделять эндогенную энергию за счет эксцентриситета и трения в связи с наличием общего с Луной барицентра, можно считать, что для планеты Земля в полной мере реализуется объемная геодинамика, механизм которой в главных составляющих раскрыт. Концепция объемной геодинамики Земли позволяет обеспечить прогресс в сейсмологии (прогноз землетрясений), в нефтегазовой и рудной геологии (прогноз месторождений и уточнение ресурсов полезных ископаемых) и других науках о Земле.

Литература

1. Астафьев Д. А. Осадочные и нефтегазоносные бассейны Земли в системе глобальных коромантийных структур и геодинамических процессов. Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т.1. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 27-31.
2. David C. Rubie, Rob D. van der Hilst. Processes and consequences of deep subduction: introduction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127 (2001) 1–7.

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА УПРАВЛЕНИЯ БЕЗОПАСНОСТЬЮ И МОНИТОРИНГА ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ТЕНДЕНЦИЙ В ГОРНЫХ МАССИВАХ

*Белогуров Виктор Петрович**,

(Старооскольский филиал «Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе», г. Старый Оскол, v.belogurov@gmail.com),

Двоеглазов Семен Иванович,

(Старооскольский филиал «Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе», г. Старый Оскол, dvoeglazovsi@mail.ru)

Аннотация

Предлагается концепция создания горно-информационной автоматизированной системы для предотвращения техногенных горных ударов и оповещения об опасных геодинамических тенденциях. Ядро системы – постоянно действующая математико-картографическая модель для оценки зон риска и прогнозирования удароопасности. Модель живёт и развивается на основе текущих данных мониторинга напряжённо-деформированного состояния горных пород и опасных геодинамических тенденций в породном массиве. Объектом системы является природно-техногенный комплекс, в котором горные предприятия обеспечивают свою безопасность в соответствии с Федеральными нормами и правилами, а центр системы ведёт мониторинг массива вне зон их компетенции и стимулирует повышение уровня безопасности предприятий информационно, экспертно-консультационно и технически.

Ключевые слова: Горные удары, мониторинг состояния породных массивов, геодинамические явления, математико-картографическое моделирование

Управление промышленной безопасностью горных предприятий на Федеральном уровне регламентирует «Положение по безопасному ведению горных работ на месторождениях, склонных и опасных по горным ударам» [1], утверждённое приказом Ростехнадзора от 02.12.2013 №576 и зарегистрированное в Минюсте России в 2014 г. Положение устанавливает обязательные требования к безопасному ведению горных работ (за исключением некоторых видов добычи полезных ископаемых, осуществляемых открытым способом без применения взрывных работ). В Положении, утверждённом и зарегистрированном в 2014 году, отсутствует упоминание терминов: «информационные технологии» и «компьютерные модели»; «автоматизация» и «роботизация». Данная работа направлена на строгое выполнение Федеральных норм и требований [1] с ответственным применением современных геоинформационных технологий и компьютерных моделей для геодинамического районирования недр по методике [2]. При этом предусматривается целенаправленное повышение уровня безопасности горнодобывающих предприятий (Предприятий) за счет внедрения автоматических измерительных приборов и методов расчета напряжённо-деформированного состояния (НДС) горных пород [3], средств автоматизации и роботизации Предприятий [4].

Объектом исследования является видоизменяемый природно-техногенный горнорудный комплекс. Научная цель исследования направлена на пополнение системы знаний о закономерностях и методах освоения и сохранения недр Земли. Производственно-техническая цель – разработать и внедрить автоматизированную систему управления безопасностью и мониторинга опасных геодинамических тенденций (АСУиМ) на территории Курской магнитной аномалии (КМА). **Главная (конечная) цель функционирования АСУиМ** – сохранить жизнь горняка и уменьшить экономические

потери даже при опасных динамических явлениях, предотвратив техногенные горные удары и заблаговременно подготовившись к горно-тектоническим ударам, избежать которые мы не властны.

Целью работы является обоснование перспектив и концепция создания АСУиМ.

Задачи исследования. Для выполнения цели работы необходимо решить три задачи: выбрать методику исследования (1), обосновать перспективы создания АСУиМ (2) и определить основные положения функционирования системы (3).

1. Методика исследования

Прогнозирование горных ударов относится к классу задач нерешаемых (трудно решаемых) математическими методами. Для таких задач следует применять принципиально новый подход – математико-картографическое моделирование (МК-моделирование), органически сочетающее математические вычисления с картографическими преобразованиями [5].

Для решения задач оценивания зон риска на земной поверхности наилучшим образом подходит универсальные полнофункциональные ГИС программной системы ArcView-ArcGIS (производство ESRI.com, Ca, USA) с модулями пространственного анализа Spatial Analyst и Geostatistical Analyst. Задачам технологического управления Предприятиями и оценки состояния массива горных пород лучше всего соответствует специализированная ГИС МАЙНФРЕЙМ (производство ГоИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия) и инновационный подход к использованию этой системы, предложенный в работе [6]. МАЙНФРЕЙМ передает данные о геометрии объектов недр (картографическая модель) [7] в SIGMA GT, где происходит расчет НДС (математическая часть модели) [8], а результаты возвращаются в МАЙНФРЕЙМ [7] и используются при проработках вопросов проектирования и планирования горных работ **с учетом безопасности**. МАЙНФРЕЙМ сейчас единственная в мире система среди известных горногеологических информационных систем (Datamine, Micromine и пр.), которая умеет сочетать технологическое управление с вопросами безопасности ведения горных работ. Задача связать ArcGIS – универсальное средство для решения проблем экологической и горной безопасности на поверхности Земли – с МАЙНФРЕЙМ, которая может учитывать массив горных пород и стать перспективной для решения проблем безопасности в условиях риска проявления горных ударов.

Ядро системы – постоянно действующая математико-картографическая модель для оценки зон риска и прогнозирования удароопасности (далее, МК модель). Она живёт и развивается на основе текущих данных мониторинга НДС горных пород и выявление опасных геодинамических тенденций в породном массиве. Основной задачей МК модели является геодинамическое районирование массива и определение на нем зон повышенного риска. Достоверность разработанных МК моделей должна проверяться по критерию RR, который имеет строго обоснованную границу ($RR=1$), позволяющую отделить модели, пригодные для прогнозирования от непригодных ($RR>1$) и подлежащих выбраковке [9].

Методические указания [2] определяют следующую последовательность работ по геодинамическому районированию месторождения: выявление блочной структуры горного массива, установление динамического взаимодействия блоков, перенос границ тектонических блоков в горные выработки, выделение тектонически напряжённых и разгруженных зон в горном массиве, установление напряжённого состояния нетронутого массива горных пород с учётом его блочного строения и динамики взаимодействия блоков, профилактика горных ударов на основе изучения геодинамики месторождений.

2. Перспективы создания АСУиМ

Работа направлена на создание автоматизированной системы управления безопасностью и мониторинга опасных геодинамических явлений на территории КМА в целом, вне территории предприятий, добывающих руду в пределах своих горных отводов. Эта система сокращенно именуется АСУиМ. Она должна отслеживать возможность

подвижки блоковых структур и возникновения горно-тектонических ударов на всей территории КМА и предупреждать об этом предприятия, попадающие в зону риска. Эта АСУиМ должна также «управлять», то есть обеспечивать повышение уровня безопасности предприятий, близких к зонам риска горно-тектонических ударов, например, за счёт роботизации наиболее опасных процессов добычи и комплексной автоматизации измерения параметров, необходимых для расчета напряженно-деформированного состояния (НДС) горных пород в выработках, работающих без человека автоматических станций контроля АСК НДС.

Разработка АСУиМ должна включать следующие задачи

1. Разработать цифровую МК модель геодинамических процессов на территории Курской магнитной аномалии (КМА);
2. Создать сеть мониторинга за напряжённо-деформированным состоянием (НДС) массивов горных пород;
3. Организовать службы предупреждения об опасных геодинамических явлениях и подготовки рекомендаций по повышению уровня безопасности основных горнодобывающих предприятий КМА (далее, Предприятий) и оповещения о ЧС.

План выполнения работы:

Стадия 1. (2020)

Разработка картографической модели КМА (со слоями: топография, тектоника, палео- и современная геология); определение требований к опорным точкам региональной сети геодинамического мониторинга.

Определение параметров первичной программы мониторинга на региональной сети.

Оценка начальных значений параметров напряжённо-деформированного состояния НДС массивов горных пород на заданной территории КМА (по результатам наблюдений 2020 г. на региональной сети).

Разработка рекомендаций предприятиям по повышению уровня их безопасности (по результатам первичной оценки НДС).

Стадия 2. (2021)

Создание регионального и первоочередных локальных центров геодинамического мониторинга.

Оценка напряжённо-деформированного состояния и современных геодинамических процессов на заданной территории КМА.

Создание геодинамической МК модели техноприродных систем.

Разработка рекомендаций предприятиям по повышению уровня их безопасности (по результатам анализа геодинамической МК модели).

Стадия 3. (2022)

Аудит геодинамической МК модели техноприродных систем на заданной территории КМА.

Выделение возможных зон риска появления экстраординарного сдвижения горных пород и опасных техногенных объектов.

Разработка автоматизированной системы контроля опасных геодинамических процессов для выделенных техногенных объектов на заданной территории КМА.

Создание Центра принятия решений (ЦПР) АСУиМ и Служб оповещения об опасных геодинамических процессах, повышения уровня безопасности Предприятий и принятия экстренных мер при возникновении (угрозе возникновения) чрезвычайных ситуаций техногенного или природного характера.

Стадия 4. (2023)

Аудит геодинамической МК модели техноприродных систем на заданной территории КМА.

Выделение возможных зон риска появления экстраординарных движений и опасных техногенные объектов.

Разработка автоматических станций контроля опасных геодинамических процессов для подземных горных выработок.

Разработка автоматических станций контроля опасных геодинамических процессов для открытых горных работ.

Стадия 5. (2024)

Опытная эксплуатация системы

Устранение выявленных недостатков

Определение окончательной программы мониторинга

Приемо-сдаточные испытания. Подписание документов о приёмке АСУиМ в эксплуатацию.

3. Основные положения функционирования системы

Служба оповещения об опасных геодинамических явлениях, подготовки рекомендаций по повышению уровня безопасности Предприятий и оповещения о возникновении (угрозе возникновения) чрезвычайных ситуаций техногенного или природного характера (Служба) создается на ранних стадиях разработки АСУиМ и продолжает работать постоянно.

К текущим полномочиям Службы относятся:

- участие в исследованиях по проблеме оценке зон риска и сигнализации об опасности горно-тектоническим ударов;
- участие в исследованиях по проблеме прогноза и предотвращения горных ударов;
- осуществление взаимодействия с Государственными службами слежения за опасными геодинамическими явлениями, горными предприятиями и экспертами;
- ведение документации по вопросам горных ударов;
- участие в разработке перспективных планов развития горных работ, проектов вскрытия, подготовки и отработки новых месторождений;
- обобщение накопленного опыта по предотвращению горных ударов КМА,
- сбор сведений о горных ударах на территории России (причины и поводы возникновения, развитие и завершение явления, деятельность служб, результаты расследования), анализ информации и выводы для повышения эффективности АСУиМ.

Принципы взаимодействия Службы с Предприятиями.

• Об опасных явлениях в пределах своей компетенции, Предприятия сообщают Службе АСУиМ, а об опасных явлениях, которые происходят на территории КМА вне зон компетенции Предприятий, Служба сообщает Предприятиям.

• Центр принятия решений АСУиМ создаёт и актуализирует список экспертов, которые привлекаются к оценке ситуации и выработке рекомендаций по предотвращению горных ударов в сложных ситуациях, связанных с выбором лучшего решения из альтернативных.

Выводы

1. Математико-картографическое моделирование, в отличие от только математического, позволяет находить решение задачи оценивания риска, которое принимается органами надзора, как это было показано в работе [5].

2. Учитывая принципиальную новизну предлагаемой горно-информационной системы АСУиМ следует относиться к этапам и срокам создания системы как к перспективе, а не как

к плану НИОКР, подлежащему обязательному выполнению.

3. Достоверность разрабатываемых моделей рекомендуется проверять по критерию RR, для которого доказана граница $RR=1$, разделяющая модели на пригодные и непригодные. Выбраковка моделей по условию $RR>1$ рекомендуется для всех математических моделей в различных предметных областях. В сфере обеспечения готовности к ЧС такую выбраковку следует считать обязательной.

Литература

1. Положение по безопасному ведению горных работ на месторождениях, склонных и опасных по горным ударам. Утв. Приказом Ростехнадзора от 02.12.2013 № 576. Зарегистрировано в Минюсте России 04.04.2014 № 31822
2. Геодинамическое районирование недр: Методические указания. /Под ред. Петухова И.М. и Батугиной И.М. – Л, 1990. – 129с. URL: <https://www.twirpx.com/file/930259/> (Режим доступа: свободный после бесплатной регистрации на сайте twirpx. Дата обращения: 12.05.2018)
3. Цыцорин И.А. Методы оценки напряженно-деформированного состояния массива горных пород // Публикуется в данном сборнике
4. Белогурова А.В. Инновационные подходы к автоматизации и роботизации в горном деле // Публикуется в данном сборнике
5. Белогуров В.П. ГИС-технология оценки зон риска при прорыве дамбы хвостохранилища горно-обогатительного комбината // Публикуется в данном сборнике
6. Лукичев С.В., Наговицын О.В., Семенова И.Э., Белгородцев О.В. Mineframe – подходы к решению задач проектирования и планирования горных работ // Инновационные направления в проектировании горнодобывающих предприятий. Сб. науч. тр. – Санкт-Петербург: Санкт-Петербургский горный университет. 2017. С. 50-59.
7. Kozyrev A. A., Lukichev S. V., Nagovitsyn O. V., Semenova I. E. Technological and geomechanical modelling for mining safety improvement // *Application of Computers and Operations Research in the Mineral Industry – Proceedings of the 37th International Symposium, APCOM 2015*. 2015. P. 411-419.
8. Lukichev S. V., Nagovitsyn O. V., Semenova I. E., Belogorodtsev O. V. Mine planning and design in MINEFRAME // *Gornyi Zhurnal*. 2015. Vol. № 2. P. 122– 131.
9. Белогуров В.П. Критерий пригодности моделей для прогнозирования количественных процессов. — Автоматика. — 1990. — №03. — с. 23-28. URL: <https://www.twirpx.com/file/2526655/> (Режим доступа: свободный после бесплатной регистрации на сайте twirpx. Дата обращения: 12.05.2018)

СОВРЕМЕННЫЕ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ В РАЗНОПОРЯДКОВЫХ РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ РАВНИН И ГОР

Борсук О.А. (МГУ им. М.В. Ломоносова, borsuko39@gmail.com)*

Аннотация

Представлены результаты изучения современных литодинамических потоков разнопорядковых бассейнов – от элементарных водосборов (порядка) до трансконтинентальной речной системы – бассейна р. Лены. Исследовались гранулометрический состав осадков, петрографический состав обломочных частиц, их окатанность и форма с использованием статистических методов: коэффициентов вариации и корреляционного анализа. Выявлена роль климатического и структурно-литологического факторов в дезинтеграции горных пород в триаде: выветривание – транзит – аккумуляция. Найдена зависимость средней крупности руслового аллювия от уклонов для крупных рек (бассейн р. Лены). Получены изменения коэффициентов вариации крупности аллювия для рек разных порядков. Выявленные закономерности могут послужить базой для палеогеографических реконструкций.

Ключевые слова: литодинамические потоки, грубообломочные отложения, литологические характеристики, речные бассейны.

Литодинамические потоки возникают при условии разрушения земной поверхности, слагающего ее субстрата, скального или несцементированного (рыхлого). В представленной работе рассмотрены три основные стадии образования и перемещения грубообломочного материала – выветривание – транзит-аккумуляция на склонах и днищах долин, в руслах водотоков.

Исследования были проведены в 600 разнопорядковых, выделенных по формализованной системе разделения, водотоков и их бассейнов В.П. Философова - А. Стралера в экспедициях Географического факультета МГУ в различных районах России и сопредельных стран. При обработке полевых материалов были использованы статистические методы. Вычислялись коэффициенты вариации средних значений различных литологических характеристик и корреляции между морфометрическими характеристиками рельефа, прежде всего уклонами и гранулометрическими характеристиками материала литоморфодинамических потоков.

Были изучены морфологические характеристики грубообломочных частиц. Базовыми литературными источниками при проведении исследований были работы Л.Б. Рухина [5], Н.И. Маккавеева [4], Р.С. Чалова [6], Н.И. Лунева [3]. Некоторые собственные результаты исследований были опубликованы в двух работах автора [1,2].

Первая стадия – выветривание прямо зависит от степени расчлененности рельефа: чем больше экспонированная процессами денудации поверхность, тем большие объемы разрушенного материала поступают на склоны и в русла водотоков. Очевидно, что природные условия – климатические и геологические, определяют объемы и скорости перемещения вещества на разных этапах формирования литодинамических потоков. Процессы выветривания не только создают элювий, но они еще и продолжают свою работу по разрушению обломочного материала на склонах и в руслах рек.

Общими для всех речных сетей является соотношение низко – и высокопорядковых водотоков и их бассейнов. Низкопорядковые бассейны (I-III порядков) малые и очень малые занимают 70 – 80 % всего объема в любой крупной речной сети. Закономерности в распределении литологических характеристик в литодинамических разнопорядковых потоках изложены ниже.

Потоки вещества на склонах, начиная с самых верхних звеньев эрозионных систем, создают на днищах линейные потоки. На днищах малых водотоков в низкопорядковой эрозионной сети идет формирование материала при ведущей роли снесенных со склонов отложений. Крупность аллювиального материала линейно зависит от уклона, корреляционная связь для рек Ленского и Амурского бассейнов – 0,66-0,77. Для изверженных пород эта связь более тесная, для осадочных пород она ослабевает. На первых этапах руслового транзита обломочный материал лишается тонких алеврито-пелитовых фракций. Вниз по течению измельчение аллювия прослеживается в виде устойчивой тенденции, но в зависимости от питающих обломочным материалом склонов может варьировать в широких пределах. Велики коэффициенты вариации всех литологических характеристик аллювия – от 0,40 до 1,00. Осреднение аллювия от точки к точке в потоке невелика. Окатанность обломочного материала для водотоков I-III порядков варьирует от 0,8 до 1,5 баллов. Гальки 3 класса окатанности редки, 10-20% - неокатанный или весьма слабо окатанный щебень. Существует корреляционная связь окатанности обломочных частиц с уклонами водотоков. Форма галек в низкопорядковых (I-II) бассейнах отражает природные литологические и ландшафтные условия территории.

Активный транзит обломочного материала с образованием русловых форм характерен для водотоков IV и более высокого порядков. Для подавляющего большинства русел грядовое перемещение наносов – основная форма их движения. На этих водотоках отчетливо прослеживается селекция транспортируемого аллювия, отбор и распределение его по размерам, удельному весу, петрографическому и минералогическому составам. На водотоках IV-VIII порядков уменьшается доля склонов, непосредственно питающих обломочным материалом русло, соответственно падает процентное содержание неокатанного материала, поступающего со склонов в реку. Для горных рек – массовое перемещение наносов без образования гряд. Возможны сели.

На водотоках IV-VIII порядков отчетливо прослеживается связь крупности аллювия с порядками водотоков и их уклонами. Но эта связь неоднозначна, т.к. именно водотоки IV-VIII порядков являются теми звеньями эрозионной сети, по которым продвигаются волны регрессивной эрозии и аккумуляции. Петрографический состав галечного аллювия более осреднен, чем в руслах потоков низкопорядковой речной сети ($C_v = 0,60-0,70$). Окатанность галечного материала зависит, во-первых, от петрографического состава галек и уклонов водотоков. Коэффициент корреляции окатанности галек и уклонов водотоков достигает 0,80-0,85. На реках VII-VIII порядков эта связь оказывается более сложной, что находит объяснение в прохождении по водотокам волн регрессивной эрозии.

Крупные реки прежде всего кумулируют сток с огромной территории. В гумидной зоне вниз по течению реки растут расходы воды, объем стока, высота паводков и половодий. Значительная протяженность рек приводит к изменениям климатических характеристик вдоль долины, геолого-геоморфологические особенности территории находят отражение в строении долин и аллювия. Для всех изученных крупных рек бассейна р. Лены характерен вогнутый продольный профиль, для большей части исследованных участков отчетлива связь крупности руслового аллювия с уклонами. Последние определяются геолого-геоморфологической обстановкой. По руслам рек Лены, Киренги, Алдана, Вилюя прослеживается изменение соотношения устойчивых и неустойчивых пород в петрографическом спектре аллювия, роль питающих провинций и приточности. Вниз по течению нарастает окатанность галек, меняется форма обломочных частиц – они становятся более изометричными при транзите в галечном русле.

На крупных реках при сочленении с притоками одного порядка или на один порядок меньше отчетливо прослеживается разделение руслового аллювия по ширине потока, по крупности и петрографическому составу и соответственно окатанности. (Верхняя Обь, Лена)

Коэффициенты вариации C_v средней крупности аллювия меняются по порядкам гидросети – от 1,00-0,70 для малых и очень малых рек I-III порядков до 0,15-0,09 – для рек XII-XIII порядков (Лена и Алдан).

Порядок водотока	Коэффициент вариации
III	0,70
IV	0,36
V	0,65
VI	0,66
VIII	0,67
IX-X	0,38-0,40
XI-XII	0,13-0,16
XII-XIII	0,09

Рисунок 1 Коэффициенты вариации средней крупности аллювия рек разных порядков

Литература

1. Борсук О.А. Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях. М.; Изд. Наука, 1973. 111с.
2. Борсук О.А. Закономерности в распределении литологических характеристик современного руслового аллювия на разнопорядковых реках Восточной Сибири. М.; ПринтКоВ, 2015, 95с.
3. Лунев Н.И. Дифференциация осадков в современном аллювии. Уч. зап. Пермского ун-та, №174, 1967, 216с.
4. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.; Изд. АН СССР, 1955, 347с.
5. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.; Недра, 1960, 704с.
6. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.; Изд-во ЛКИ/ URSS, 2008, 608с.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНОГО КАРКАСА ДОЛЕРИТОВ В СОСТАВЕ БАЗИТОВЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР НА ВОСТОКЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

*Быстрицкий А.О. (ООО «Байкал Недра Гео», aobystritskiy@yandex.ru),
Фролова А.А., Бабкина А.Д., Коробков И.Г. (АО «СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПГО»,
frolova1212@mail.ru, babkinaaljona@rambler.ru, i.korobkov57@mail.ru)*

Аннотация

Исследование геолого-геофизического материала в пределах всего восточного борта Тунгусской синеклизы позволило создать эволюционный ряд моделей формирования интрузивных массивов долеритов, относящихся к различным петромагнитным группам (ПМГ) в составе единых вулканоструктур.

Ключевые слова: вулканоструктуры, интрузии долеритов, петромагнитные группы, восточный борт Тунгусской синеклизы.

Само формирование интрузивных тел траппов представляет собой многостадийный процесс. Он начинается с внедрения расплавов и заполнения ими магматических камер и заканчивается полной кристаллизацией и затвердеванием остаточных порций расплава во внутренних частях интрузий. На всём протяжении этого процесса расплав претерпевает сложную физико-химическую эволюцию, нередко с расщеплением внедрившейся исходной магмы на ряд дериватов разнообразного состава. Наряду с внутрикамерной дифференциацией расплава, находящегося в постоянном движении, происходит его механическое взаимодействие с вмещающими породами, которое в различных условиях протекает неодинаково [1]. Главными факторами условий формирования интрузий являются: 1) механическая и химическая активность магмы, определяемая её составом и физико-химическим состоянием (подвижность и насыщенность летучими); 2) структура и кинематика вмещающих толщ в момент внедрения, зависящая от степени дислоцированности и физико-механических свойств пород; 3) глубина формирования интрузий.

Важным также является объём внедряющегося материала, которым определяются размеры магматических тел и запасы содержащегося в них тепла, оказывающего существенное влияние на процесс формирования интрузий и, прежде всего, на ход внутрикамерной дифференциации.

По нашим построениям сам механизм внедрения и эволюционный модельный ряд интрузий различных ПМГ имел следующее выражение.

На первоначальных этапах образования интрузивных каркасов вулканоструктур остывающий магматический расплав приобретал прямую полярность намагничения, что привело к широкому развитию интрузивных тел I ПМГ (рис. 1а). Формирующие их порции расплава, обладая повышенным давлением своей газо-флюидной составляющей, всегда устремлялись вверх в области наименьшего литостатистического давления, где занимали наиболее высокие гипсометрические уровни верхнепалеозойского (верхнепермского) разреза, нередко извергаясь на его дневную поверхность, которая, как показывают литолого-фациальные исследования и палеогеографические построения, представляла собой заболоченную низменную приморскую равнину.

Попадая в эту пористую переувлажнённую среду, магматический расплав подвергался вскипанию с выбросом гейзеров и собственно взрывных обломков. Иногда послонные субгоризонтальные внедрения перегретого водяного пара в совокупности с газо-флюидными компонентами расплава могли приводить к появлению интрузивных мелкообломочных туфов. Их маломощные (1–5 м) и невыдержанные по простиранию прослои иногда

фиксируются в краевых частях рассматриваемых интрузий. Обширные поля этой первой петромагнитной группы картируются на современной дневной поверхности и под бронирующим чехлом туфолавовых образований.

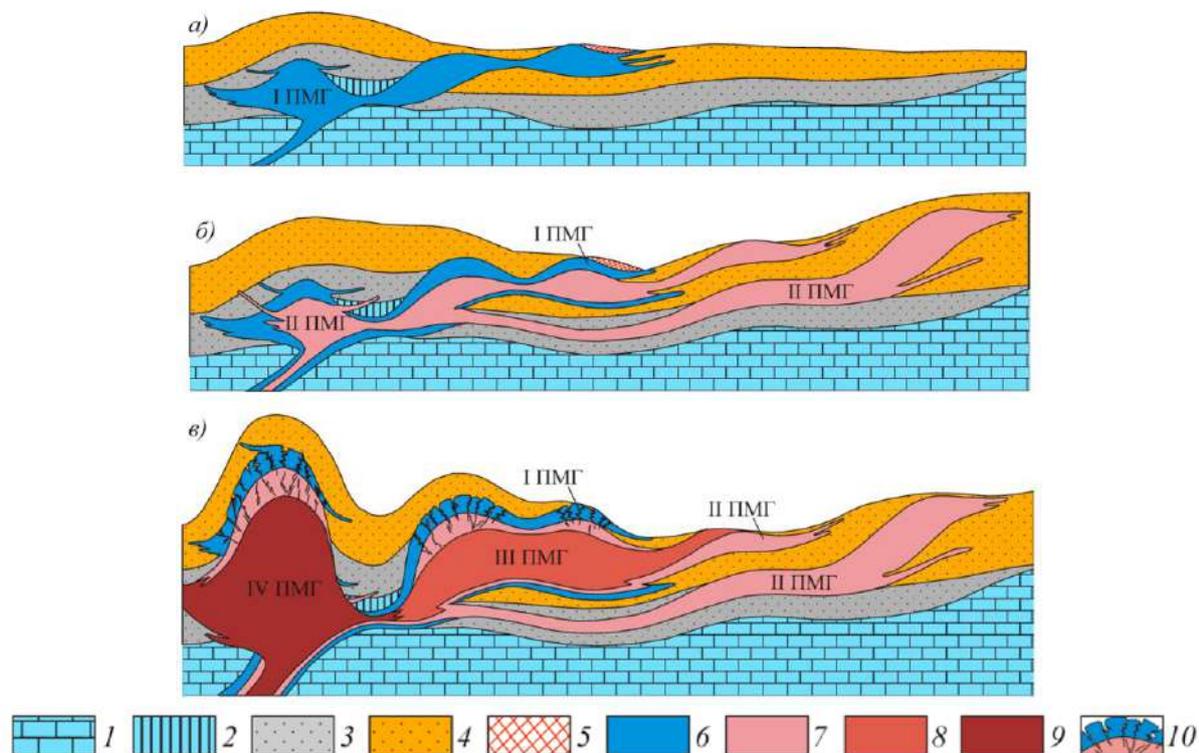


Рисунок 1. Модель формирования интрузий различных петромагнитных групп

1 – терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; 2 – латерально перемещенные блоки пород нижнего палеозоя; 3–4 – терригенные осадки пермо-карбона: 3 – C_{2-3} ; 4 – P_{1-2} ; 5 – туффизиты; 6–9 – интрузивные тела долеритов различных петромагнитных групп (ПМГ): 6 – I ПМГ; 7 – II ПМГ; 8 – III ПМГ; 9 – IV ПМГ; 10 – нарушения (трещины, разрывы) в интрузиях долеритов, вызванные последовательным внедрением новых порций расплава

На последующих этапах магматической деятельности, когда произошла планетарная смена магнитных полюсов, формируются интрузивные тела уже с обратной полярностью намагниченности. Образующий их расплав по той же системе подводящих каналов проникает в ещё не остывшие центральные части тел I ПМГ, раздвигая их и формируя на выходе интрузивы II петромагнитной группы (рис. 1б). Часто, не имея возможности прорваться через остывшие верхние части интрузий I ПМГ, этот расплав внедряется по латерали за их пределы, где получает возможность подняться за счет снижения литостатического давления вышележащих пород на более высокий гипсометрический уровень.

Выполненные многолетние исследования керн поисково-картировочных и структурных скважин, а также полевые наблюдения обнажений, свидетельствуют о том, что в целом механическая активность внедрения недифференцированных и слабодифференцированных интрузий, относящихся к I и II ПМГ, была относительно невысокой. Доказательством этого служат их чёткие ровные и слабоволнистые контакты с вмещающими породами, отсутствие мощных зон автобрекчирования в пределах верхних эндоконтактов, а также текстурная целостность экзоконтактовых отложений. Фиксируемая степень раскристаллизации тел обеих этих групп отвечает катангскому типу дифференциации [2].

На заключительных этапах продвижение общего фронта магмогенерации от центра Тунгусской мегавулканоструктуры на её восточный фланг вызвало и увеличение объёмов магматических расплавов, формирующих крупные интрузии ангарского (III ПМГ) и

кузьмовского (IV ПМГ) типов дифференциации. Всё это привело к внедрению новых значительных порций расплавов в ещё до конца не остывшие камеры, вызывая их расширение за счёт взлома и воздымания кровли (рис. 1в). Этот механизм, в свою очередь, обусловил возникновение в застывших верхних корках интрузивных массивов интенсивных процессов автобрекчирования за счёт образования многочисленных эндосинкинематических трещин. Механическая активность внедряющейся магмы зависела также и от её реологических свойств. В наших построениях представляется, что участки расплава в краевых частях магматических камер, обладали за счёт частичного остывания и протокристаллизации отдельных минеральных фаз большей вязкостью по сравнению с вязкостью расплава внутренних частей интрузий. К тому же, внутренние части камер периодически испытывали давление со стороны новых подпитывающих порций расплава. Рост этого давления приводил в движение и подвергал механическому разрушению уже и вмещающие породы, образуя зоны брекчирования в экзоконтактах. При дальнейшем охлаждении дроблению подвергалась и сама эндоконтактовая корка, сложенная микродолеритами. Их обломки, перемещаясь в пластинчатой массе ещё не затвердевшего окончательно расплава, образовывали типичные автобрекчии. Следует также отметить, что дифференцированным интрузиям нередко сопутствуют небольшие дайки многократного внедрения. Их образование связано с эндосинкинематическими явлениями, возникающими при термических сокращениях объёмов крупных интрузивных тел. Суть этих явлений заключается в формировании порций остаточных расплавов, последовательно образующихся в процессе дифференциации магмы в камере интрузии, и последующем их проникновении за пределы материнских тел. При этом, путями проникновения служили первичные трещины отдельности, возникающие в периферийных частях интрузивных тел при их остывании. Остаточные расплавы, формирующиеся во внутренних частях интрузивных тел, отжимаются по трещинам и образуют жильные тела и дайки среди ранее затвердевших пород той же интрузии. При наличии крупных объёмов остаточного расплава и интенсивном развитии процессов, способствовавших его выжиманию, он мог заполнять не только трещины внутри самой интрузии, но и проникать во вмещающие породы на значительные расстояния. Процесс такого проникновения по одним и тем же путям мог происходить неоднократно. В этих случаях формировались многократные дайки, представляющие собой тела, сложенные продуктами последовательно дифференцировавшейся магмы. Главная особенность жильных тел и даек эндосинкинематического происхождения заключается в отсутствии у них зон закаливания в эндоконтактах. Последовательные инъекции остаточных расплавов в ранее закристаллизовавшиеся породы происходят уже вскоре после их затвердевания.

В отличие от эндосинкинематических даек, многократные интрузии, представленные продуктами различных генераций, внедрявшихся в разные этапы и фазы магматической деятельности, обладают чёткими интрузивными контактами, характеризующимися обязательным присутствием корок закаливания, сложенных микродолеритами.

Таким образом, становление дифференцированных массивов, относящихся к III и IV ПМГ, происходило в условиях высокой активности внедрения магматических расплавов. Рассмотрение характера взаимоотношений вмещающих пород и дифференцированных интрузий показывает, что причиной активного механического проникновения последних во вмещающую среду и завоевания ими окружающего пространства явилось воздействие высокого избыточного давления, прогрессивно развивающегося в магматическом очаге. В пределах зон подводящих каналов постоянно подпитывающих эти очаги, а также в непосредственной близости от них магма обладала наиболее высокой механической активностью. Здесь она при своём движении разламывала крупные блоки и дробила вмещающие породы, создавая новые пути для своего продвижения. При этом образовались сложные по форме, крупные хонолиты III и IV ПМГ с многочисленными дайкообразными ответвлениями и ветвящимися интрузиями.

В противоположность охарактеризованным выше конструктивным этапам, сформировавшим в целом интрузивные каркасы вулканоструктур, завершающая серия этапов относится уже к разряду деструктивных. В этот период, начало которого определяется как средний триас, происходит разрушение горных цепей и размыв самых верхних частей вулканоструктур. В первую очередь денудации подвергаются как инъективные блоки пород верхнего палеозоя, а также туфогенные и лавовые образования. При этом, последние поставляют в юрские долины основной объём камнесамоцветного сырья, представленного миндалитами сердоликов, халденитов, агатов, а также жеодами кварца, в том числе аметистов и горного хрусталя. В дальнейшем этот материал поступает в кайнозойскую гидросеть.

Развитие денудационных процессов приводит к обнажению на дневной палеоповерхности уже самих интрузивных каркасов вулканоструктур. Составляющие эти каркасы различные петромагнитные группы долеритов создают сегодня на современном срезе, на первый взгляд, хаотичное, а на самом деле вполне закономерное плановое распределение интрузивных массивов с прямой и обратной намагниченностью.

Так, в западной и северо-западной частях характеризуемого региона наиболее широким площадным распространением пользуются интрузии с сохранившимися от размыва в верхних частях долеритами I МПП. Далее на восток, где величина эрозионного среза постепенно возрастает, последовательно вскрываются обратно намагниченные долериты IV, III и II петромагнитных групп. Разная величина среза иногда приводит к появлению участков интрузий, создающих сложное знакопеременное магнитное поле.

Полученные результаты имеют важное прогностическое значение при алмазоносных работах на площадях широкого развития базитовых вулканоструктур.

Литература

1. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Мильштейн Е.Д. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы / отв. ред. А.А. Поцелуев. – Томск: STT, 2013. – 270 с.
2. Коробков И.Г. Тектоника, палеогеография и базитовый вулканизм алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. – 353 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЯХ НА ТАМАНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Гайдаленок О.В.* (ГИН РАН, ogaydalen@yandex.ru),
Соколов С.А. (ГИН РАН, МГРИ-РГГРУ, sokolov-gin@yandex.ru), Измайлов Я.А. (СО
РГО, izmailov.yakub@mail.ru), Фролов П.Д. (ГИН РАН, pavlentiy987@mail.ru), Тумов В.В.
(ЮНЦ РАН, vtitov@yandex.ru), Латышев А.В. (ИФЗ РАН, anton.latyshev@gmail.com),
Тесаков А.С. (ГИН РАН, tesak-ov@yandex.ru), Трифонов В.Г. (ГИН РАН,
trifonov@ginras.ru)

Аннотация

Исследованы фрагменты брахиантиклинальной складки «Динского купола» на юго-западном берегу Динского залива Таманского полуострова. Уточнен древнеэвксинский (средний неоплейстоцен) возраст как северо-западного крыла антиклинали, представленного флексурным изгибом слоев, так и противоположного крыла, представленного субгоризонтальной толщей отложений. Впервые проведено палеомагнитное опробование разреза юго-восточного крыла, а в его основании найден рог оленя, датируемый эоплейстоценом. На основании деформированности древнеэвксинских отложений делается вывод о наличии интенсивных складкообразовательных движениях в рассматриваемой части Таманского полуострова во второй половине неоплейстоцена.

Ключевые слова: новейшая тектоника, складчатые деформации, неоплейстоцен, Таманский полуостров

В береговых обрывах на юго-западном берегу Динского залива Таманского полуострова исследованы фрагменты известной, сравнительно небольшой антиклинальной брахискладки – «Динского купола», расположенной к северу от западного периклинального замыкания антиклинальной крупной Фонталовской антиклинали. Наличие здесь древнеэвксинских отложений (конец нижнего–средний неоплейстоцен), участвующих в строении брахиантиклинали, впервые отметил Н.С. Благоволин [1], а присутствие как древнеэвксинских, так и бакинских (чаудо-бакинских, нижний неоплейстоцен) отложений констатировал Г.И. Попов [2]. Он же привел подробную характеристику заключенной в тех и других фауны моллюсков. Полученные нами новые данные уточняют строение и возраст антиклинали.

Север-северо-западное крыло антиклинали, обнажающееся в уступе высотой 5–6 м ($45^{\circ}22'5.13''\text{C}$; $36^{\circ}47'12.90''\text{B}$), представлено флексурным перегибом слоёв. Их падение в точке максимального перегиба – 42° в направлении 345° . Выше по разрезу слои выполаживаются до 32° по азимуту 20° , а северо-западнее, в нижнем крыле флексуры – до 4° по азимуту 335° . В строении флексуры принимают участие глинистые отложения позднепонтического возраста видимой мощностью 1,7 м с характерными двустворчатыми моллюсками *Paradacna abichi* и *Dreissena inaequivalvis*, а также морские песчаные отложения мощностью 6 м древнеэвксинского возраста с типичными для них моллюсками *Corbicula fluminalis* и *Pyrgula dimidiata*. Нижние горизонты песков, не содержащие фауну, возможно, имеют бакинский возраст.

В 460 м юго-восточнее ($45^{\circ}21'51.69''\text{C}$; $36^{\circ}47'22.65''\text{B}$) вскрыт фрагмент противоположного крыла антиклинали. Здесь непосредственно на берегу залива обнажаются серые глины позднепонтического возраста (характерные моллюски *Paradacna abichi* и *Dreissena inaequivalvis*) видимой мощностью 0,2 м, а выше – пески с галькой мэотических и киммерийских отложений видимой мощностью 0,6 м. На бакинский возраст этих песков указывают раковины моллюсков *Didacna* cf. *tamanica*, и специфичных *Dreissena* sp. и *Viviparus* sp. Слои наклонены под углом 15° по азимуту 95° .

Ещё в 220 м к юго-востоку ($45^{\circ}21'45.33''\text{C}$; $36^{\circ}47'26.64''\text{B}$) слои выполаживаются, и в береговом уступе высотой 7–8 м обнажается субгоризонтально залегающая толща преимущественно песчаного состава с глинистым слоем в основании. В базальном глинистом слое видимой мощностью до 2 м найден рог оленя рода *Eucladoceros*, по которому возраст слоя предположительно определен как эоплейстоценовый (калабрийский). Впервые отмеченное здесь возможное наличие эоплейстоценовых осадков хорошо согласуется с тем, что в близлежащих разрезах на противоположном берегу Динского мыса, в урочище Малый Кут, констатировано наличие сходных по некоторым признакам эоплейстоценовых, бакинских и древнеэвксинских слоев. Вышележащие пески имеют мощность до 6 м. Их верхняя часть мощностью 3–3,5 м, содержащая фауну характерных моллюсков *Corbicula fluminalis*, определяется как морские древнеэвксинские отложения, а нижняя часть мощностью 2,5 м, не содержащая фауны, отделена от верхней эрозионным контактом. Палеомагнитное опробование верхних песков показало, что все они (9 обр.) нормально намагничены, т.е. соответствуют палеомагнитной эпохе Брюнес. Из этого следует, что нижние пески, возможно, являются бакинскими.

Недостаточная обнаженность склона не дает точно охарактеризовать отложения ядра складки. Лишь в одном обнажении ($45^{\circ}21'57.13''\text{C}$; $36^{\circ}47'18.19''\text{B}$) неслоистые глины содержат глыбы мэотических известняков, указывающие на существование близкого источника сноса, который сейчас не обнажен. На обзорных геологических картах в ядре брахисвода указаны мэотические и сарматские отложения.

Представленные данные показывают, что в зоне Динской брахиантиклинали морские плейстоценовые отложения, наиболее молодыми из которых являются древнеэвксинские, подвержены четко выраженным и контрастным складчатым неотектоническим деформациям. Некоторое наблюдаемое снижение мощностей этих отложений с приближением к ядру складки можно рассматривать как признаки конседиментационного характера этих деформаций. Основная же их часть приходится на постдревнеэвксинский период. Хотя возраст бакинских (чаудо-бакинских) и древнеэвксинских трансгрессий дискусионен, есть основания полагать, что они связаны с морскими изотопными стадиями первой половины неоплейстоцена (по-видимому, от MIS-17 до MIS-11) [3; 4]. Как бы то ни было, рассматриваемая часть Таманского полуострова представляет собой весьма редкий, если не уникальный, показательный пример наличия интенсивных складкообразовательных движений во второй половине неоплейстоцена.

Литература

1. Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 201 с.
2. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
3. Измайлов Я.А. Строение и биостратиграфия отложений Азово-Черноморских неоплейстоценовых террас как свидетельства последовательного эрозионного углубления Черноморско-Средиземноморских проливов. Сб. Теория и методы современной геоморфологии. Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Симферополь, 2016. С. 221-225.
4. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: Изд-во МГУ, 1998. 292 с.

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЁ ВЗАИМОСВЯЗЬ С ПИ

Гордеев Н.А. * (ИФЗ РАН, gord@ifz.ru),
Сим Л.А. (ИФЗ РАН, sim@ifz.ru)

Аннотация

В работе приведены результаты взаимного применения метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений и структурно-геоморфологического метода с целью выявления закономерностей и взаимосвязей проявления полезных ископаемых с неотектоникой. Территориально работы приурочены к северо-восточной окраине Сибирской платформы.

Полученные результаты говорят, что среди россыпей наиболее богаты алмазами триасовые конгломераты и четвертичные отложения, особенно участки подпруживания.

В совокупности используемый подход дает результаты по развитию и эволюции платформенных областей и позволяет локализовать полезные ископаемые различного генезиса, такие как россыпные, углеводороды и др. Высокая степень достоверности, рентабельности и скорости проведения, отсутствие необходимости сбора полевых данных, большого количества личного персонала демонстрирует актуальность подобных работ.

Ключевые слова: Оленек, Оленекское поднятие, неотектоника, геоморфология, россыпные месторождения, алмазы

Тезисы. Территория исследования относится к северо-восточной окраине Сибирской платформы. В этой области ведутся поиски россыпных алмазов [Галабала Р.О., 1992; Граханов С.А., 2007, 2010 и др.] и месторождений битумов [Поляков А.А. и др., 2011] и пр.

Оленекское поднятие находится на северо-востоке Сибирской платформы и наследует древний одноименный выступ фундамента, который на севере и востоке обрамляется мезозойскими Лено-Анабарским и Предверхоаянским прогибами, на юге граничит с палеозойским Кютингдинским прогибом, на западе оконтурен палеозой-мезозойским Оленекско-Анабарским прогибом [Гордеев, 2016].

В структуре поднятия широко развиты разрывные нарушения, которые, по данным геологической съемки [ГГК РФ..., 2013; ГК СССР..., 1975; ГК СССР..., 1965], в своем большинстве являются типичными сбросами, вертикальными или крутопадающими. Многочисленные разрывы нарушают как породы фундамента, так и осадочного чехла. Среди них преобладают разрывы северозападной ориентировки (300-320°), проявленные на поверхности линеаментами. На северо-восточном крыле Оленекского поднятия присутствуют разрывы северо-восточного простирания (20-30 до 40°). В области распространения кембрийских отложений выделяются узкие зоны субширотных (востоксеверо-восточных) разрывов с азимутами простирания СЗ 75° -80°. В северной части поднятия разрывные нарушения имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное простирания.

Применяемые методы показывают, что в пределах новейшего Оленекского поднятия ориентировки осей сжатия I ранга стремятся к радиальному положению. Это свидетельствует о том, что поднятие, зародившееся еще в протерозое и унаследованно развивающееся на разных этапах геологической истории, продолжает активно расти и в настоящее время. Рост поднятия вызывает его радиальное «растрескивание», высвобождая полезный компонент коренных алмазов в неогеновые и четвертичные россыпи. Подобный характер развития геологической структуры говорит также и о наличии внутриплитных источниках напряжения.

Нами было установлено на основании детального анализа линеаментов существование двух региональных полей напряжения со сжатиями, ориентированными в северо-восточном направлении (30 СВ) и в северо-западном направлении (340 СЗ).

Структурно-геоморфологический метод анализа вторичных нарушений, базирующийся на принципах тектонофизического моделирования [Сим Л.А., 1991], показал, что формирование большинства разломов, независимо от их простирания и ранга, происходит преимущественно в обстановке транспрессии. Обстановки транстенсии крайне редки и характерны лишь для новейших отрицательных структур. Именно в этих областях наблюдается обильное проявление битумных полей. Часть из проявлений и месторождений попадает в зоны растяжения (условия, когда кинематика разломов в створах углов имеет разнонаправленные сдвиги). Кроме того, анализ морфологии новейших структур в комплексе с тектонофизическим методом позволил разделить территорию Лено-Оленекского междуречья на несколько областей с разными геодинамическими обстановками формирования структур. Основными источниками, которые влияют на особенности структурного плана территории исследования, являются новейшие активно развивающиеся Оленекское поднятие и Верхоянский Хребет. На основании детального анализа линеаментов, проведенного в пределах Оленекского поднятия, установлены направления возможного сжатия, что соответствует результатам тектонофизического анализа. Предварительные выводы о геодинамических условиях формирования структур, благоприятствующих развитию месторождений, в пределах территории Лено-Оленекского междуречья требуют уточнения при более детальных исследованиях.

Литература

1. Галабала О.Р. и др. Неотектоника северо-восточной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра. 1971. С. 118-129.
2. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Анабарская. Лист R-51-IX, X. Объяснительная записка. Составитель Н.И. Гогина. М.: Недра. 1975. 89 с.
3. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Нижне-Ленская серия. Лист R-51-V, VI. Объяснительная записка. Составители Д.С. Яшин, Д.А. Вольнов. М.: Недра. 1965. 49 с.
4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики / Гзовский М.В. М.: Наука. 1975. 536 с.
5. Гордеев Н.А., Суханова Т.В. Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей // Тезисы докладов всероссийской научной конференции. Москва, 24- 26 мая 2016 г. Изд.: Перо. 2016. С. 199.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Серия Джарджан. Лист R-51. Объяснительная записка. Составитель В.С. Гриненко, Л.А. Юганова, А.М. Трущелев. С-Пб.: ВСЕГЕИ. 2013.
7. Граханов С.А., Рэтские россыпи алмазов, 2010.
8. Поляков А.А., Блинова В.Н., Каширцева В.А., Смирнова М.Е., Новые данные о геологическом строении Оленекского месторождения битумов и перспективах нефтегазоносности прилегающей территории//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т.6. №3.
9. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб 1:2 500 000. М.: ВСЕГЕИ. 1972.
10. Макаров В.И. Некоторые проблемы изучения новейшей тектоники платформенных территорий (на примере Русской плиты) // Разведка и охрана недр. 1997. №1. С. 20-26.
11. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). Учебник. Изд.: М.: Изд-во МГУ. 1996. С. 448.
12. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. вузов. геол. и разв. / Сим Л.А. 1991. №10. С. 3-22.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ УЧАСТКОВ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА

Гусева И.С.* (Университет «Дубна», gusewa.irin2011@yandex.ru)

Аннотация

Благодаря использованию Всемирного каталога Геологической службы США получены выборки сейсмических событий, произошедших в период с 1973 по 2018 гг. на территории Тихоокеанского кольца. На основе полученных данных проведен корреляционный анализ и выявлена зависимость между эпицентрами землетрясений Тихоокеанского региона.

Ключевые слова: Тихоокеанское кольцо, сейсмичность

Сейсмичность — катастрофический природный процесс, последствия которого могут быть весьма масштабными, что подтверждается крупнейшими землетрясениями, произошедшими в прошлом. Изучение поведения процесса во времени и получение закономерностей для разработки среднесрочного прогноза остаётся важной задачей на протяжении многих лет.

В представленном исследовании рассматривается так называемое Тихоокеанское кольцо, включающее островные дуги Западной Пацифики и активные континентальные окраины Восточной Пацифики, которые отличаются повышенным уровнем сейсмической активности.

В геологическом отношении Тихий океан представлен различными типами геодинамических обстановок, такими как активная континентальная окраина и зону субдукции.

Активная континентальная окраина возникает там, где под континент погружается океаническая кора. Под активной континентальной окраиной происходит активное механическое взаимодействие океанической и континентальной плит [1].

В рамках тектоники плит субдукция — это процесс, при котором происходит поглощение океанической литосферы. Одним из наиболее убедительных признаков субдукции является существование наклонных зон очагов глубокофокусных и промежуточных землетрясений, называемых зонами Вадати-Беньофа [2].

Островодужные системы северной и западной периферии Тихого океана в самом общем виде имеют похожее геоморфологическое и геотектоническое строение. На профилях от континента к океану выделяются впадины задуговых морей, одна, две, а то и три линии надводных и/или подводных вулканических островов и теснейшим образом с ними связанные глубоководные океанские желоба. Однако по линии своего простираения с севера на юг в пределах этой западной планетарной зоны можно выделить три группы островодужных систем, отличающихся строением входящих в них региональных систем.

Для рассматриваемых островных дуг Азиатского сегмента Тихого океана (Алеутская, Курило-Камчатская, Японская, Идзу-Бонинская, Южно-Японская (Нанкей-трог), Рюкю-Кюсю (Нансей-Сайто), Манильская, Филиппинская, Марианская, Яп и Палауская) характерны следующие особенности: они обладают большим радиусом искривления, а вершины дуг островов и глубоководных океанских желобов обращены к океану; для них характерны четковидное или близкое к таковому сочленение указанных дуг по простираению, значительная протяженность и выдержанность простираций на очень больших расстояниях. Глубоководные океанские желоба обладают исключительно большими глубинами, имеют близкое строение склонов и днищ, большинство из них с внешней стороны ограничены океанским валом [1].

Восточная Пацифика построена проще Западной, моложе по возрасту (она в основном кайнозойская), и менее ясна её природа происхождения и история. На севере сегмент ограничен Алеутской дугой. Характерной особенностью сегмента являются гигантские широтные разломы, которые подразделяют его на субсегменты [1]. Структурная ось Восточной Пацифики – широчайшее (местами до 3000 км) Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), представленный срединно-океаническим хребтом (образовался за счёт спрединга), расположенный асимметрично, ближе к американским континентам, с которыми он при движении на север постепенно сближается, подходя к континентальной окраине у берегов Мексики под большим углом. В этом месте Восточно-Тихоокеанское поднятие сужается, не наблюдается процесс спрединга и оно исчезает в Калифорнийском заливе, в пределах сдвиговой зоны Сан-Андреас. Западная часть континента Северной Америки, шириной не мене 1500 км, включая и восточную часть Восточной Пацифики, на протяжении 200 млн. лет, жила в режиме рассеянного растяжения и фиксированно географически, не имея и ныне никакой связи с Восточно-Тихоокеанским Поднятием. С запада и востока Восточно-Тихоокеанского Поднятия иногда намечаются параллельные менее протяженные поднятия с осевыми рифтами, в том числе и примерно того же возраста. Это исключает моноспредиговое (лишь в Восточно-Тихоокеанском Поднятии) образование не только всего Тихого океана, но и Восточной Пацифики [3].

Цель проведенного исследования состояла в проведении корреляционного анализа участка локализации эпицентров землетрясений Тихоокеанского региона. Исследование проводилось с использованием данных Всемирного каталога землетрясений Геологической службы США [4]. Для реализации исследования применялись статистический, картографический и графический методы исследования. Анализ данных осуществлялся в программе Surfer и MS Excel; графики временных рядов строились в программе MS Excel; с помощью программы QGIS были построены картосхемы участков с максимальным числом землетрясений в пределах Тихоокеанского региона.

Благодаря этому каталогу автором были получены выборки сейсмических событий с магнитудой большей или равной 5,5, произошедших с 1973 по 2018 гг. на территории Тихоокеанского кольца на всех глубинных уровнях. Для удобства обработки и представления данных весь регион был разделён на 4 крупные области — северо-запад Пацифики (включает Камчатку, Курилы, Японские о-ва, Филиппины, Зондский архипела), северо-восток Пацифики (тихоокеанское побережье Северной Америки), юго-запад Пацифики (Австралия и Океания, Новая Гвинея) и юго-восток Пацифики (тихоокеанское побережье Южной Америки). Для названных выборок посчитано число сейсмособытий, произошедших в квадрате со стороной 1°. Полученные выборки, представленные в виде таблиц, загружались в программу Surfer, в которой построены карты с изолиниями одинаковых плотностей сейсмических событий. С помощью построенных карт в пределах каждого из четырех участков Пацифики выделены домены с наибольшей плотностью. Для удобства они были пронумерованы. На рисунке 1 показаны участки с наибольшей плотностью землетрясений северо-западной части Пацифики. Аналогично были выделены участки локализации эпицентров землетрясений для северо-восточной, юго-восточной и юго-западной части Тихоокеанского региона.

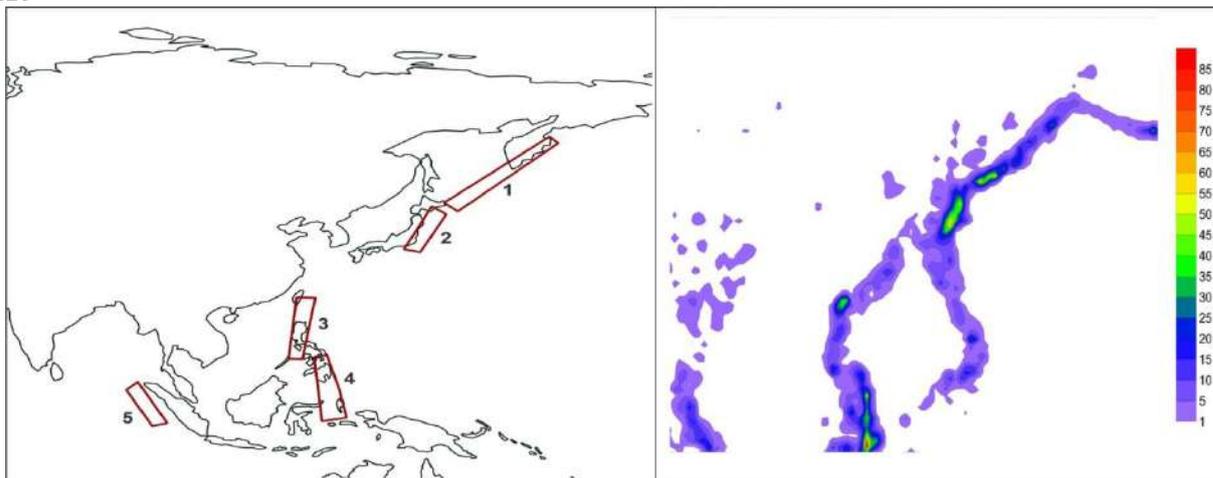


Рисунок 1. Схема расположения участков с наибольшей плотностью землетрясений северо-западной части Тихоокеанского региона

На следующих этапах исследования для каждого домена создавалась отдельная выборка сейсмических событий, произошедших на всех глубинах с магнитудой больше 2,5 с 1973 по 2018 гг.

Для оценки представительных магнитуд построены графики повторяемости сейсмических событий. С их помощью было выявлено, что представительной магнитудой является значение $M=5$. Поэтому, из сформированных ранее выборок были удалены события с магнитудой меньше 5, и дальнейшая работа проводилась уже с этими данными.

На последнем этапе работы для полученных выборок сейсмических событий доменов рассчитаны временные ряды годовых сумм землетрясений со скользящим осреднением по 5 годам (сдвиг 1 год), проведён корреляционный анализ указанных временных рядов (рис. 2) и рассчитаны коэффициенты корреляции (рис. 3).

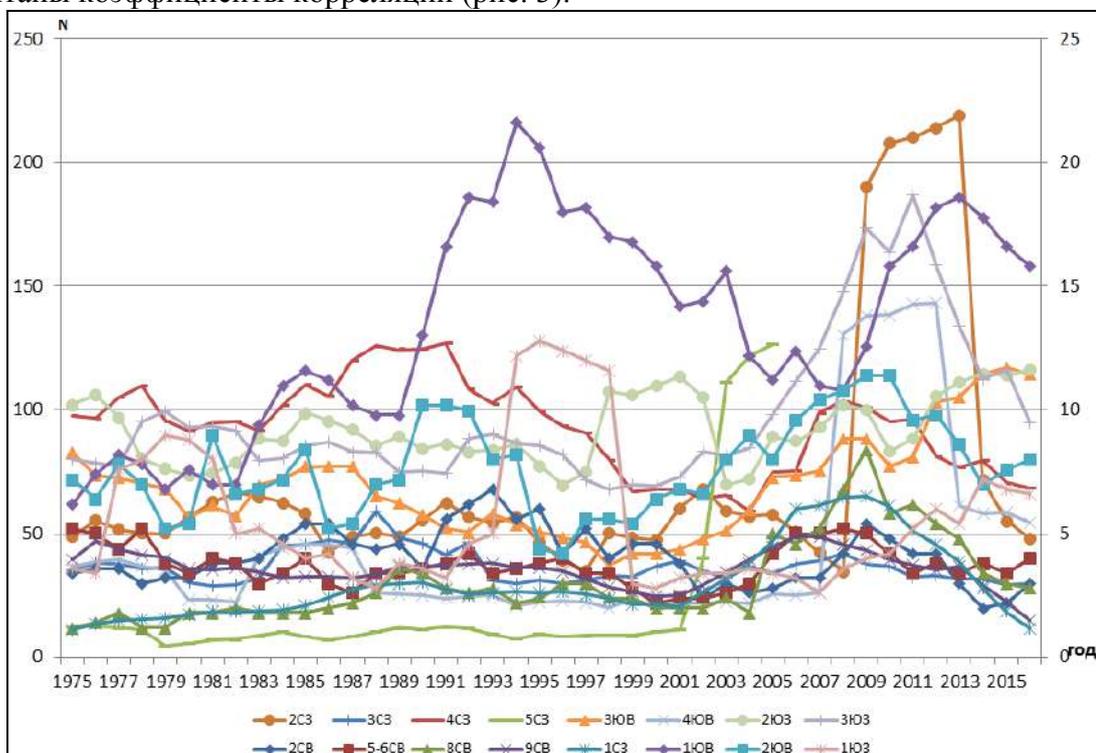


Рисунок 2. Временные ряды годовых сумм числа землетрясений со скользящим осреднением по 5 годам (сдвиг 1 год)

	2СВ	5-6СВ	8СВ	9СВ	1СЗ	2СЗ	3СЗ	4СЗ	5СЗ	1ЮВ	2ЮВ	3ЮВ	4ЮВ	1ЮЗ	2ЮЗ	3ЮЗ
2СВ		-0,04	0,07	0,04	0,04	0,03	0,27	0,53	-0,42	0,33	0,04	-0,37	0,06	0,10	-0,22	-0,06
5-6СВ	-0,04		0,34	0,66	0,31	0,05	0,01	0,31	0,15	-0,31	0,42	0,36	0,29	0,05	-0,04	0,37
8СВ	0,07	0,34		0,33	0,90	0,63	0,00	0,00	0,34	0,26	0,66	0,40	0,75	-0,20	0,16	0,84
9СВ	0,04	0,66	0,33		0,51	0,12	0,16	0,35	0,42	-0,37	0,39	-0,01	0,15	-0,14	-0,40	-0,09
1СЗ	0,04	0,31	0,90	0,51		0,50	0,11	-0,02	0,58	0,19	0,67	0,22	0,60	-0,29	-0,03	0,74
2СЗ	0,03	0,05	0,63	0,12	0,50		-0,16	-0,10	-0,08	0,26	0,49	0,41	0,77	-0,11	0,17	0,79
3СЗ	0,27	0,01	0,00	0,16	0,11	-0,16		0,59	-0,06	-0,29	0,16	-0,07	-0,02	-0,51	0,00	-0,15
4СЗ	0,53	0,31	0,00	0,35	-0,02	-0,10	0,59		-0,43	-0,25	0,13	-0,07	0,03	0,01	-0,32	-0,05
5СЗ	-0,42	0,15	0,34	0,42	0,58	-0,08	-0,06	-0,43		-0,02	0,37	0,08	0,05	-0,35	-0,15	0,20
1ЮВ	0,33	-0,31	0,26	-0,37	0,19	0,26	-0,29	-0,25	-0,02		0,07	-0,06	0,11	0,32	0,15	0,13
2ЮВ	0,04	0,42	0,66	0,39	0,67	0,49	0,16	0,13	0,37	0,07		0,33	0,54	-0,44	0,06	0,61
3ЮВ	-0,37	0,36	0,40	-0,01	0,22	0,41	-0,07	-0,07	0,08	-0,06	0,33		0,59	-0,14	0,48	0,59
4ЮВ	0,06	0,29	0,75	0,15	0,60	0,77	-0,02	0,03	0,05	0,11	0,54	0,59		-0,14	0,26	0,90
1ЮЗ	0,10	0,05	-0,20	-0,14	-0,29	-0,11	-0,51	0,01	-0,35	0,32	-0,44	-0,14	-0,14		-0,28	-0,11
2ЮЗ	-0,22	-0,04	0,16	-0,40	-0,03	0,17	0,00	-0,32	-0,15	0,15	0,06	0,48	0,26	-0,28		0,14
3ЮЗ	-0,06	0,37	0,84	-0,09	0,74	0,79	-0,15	-0,05	0,20	0,13	0,61	0,59	0,90	-0,11	0,14	

Рисунок 3. Корреляция годовым сумм числа землетрясений со скользящим осреднением по 5 годам (сдвиг 1 год) выделенных доменов

В результате работы автору удалось выявить участки, характеризующиеся максимальным числом землетрясений, в пределах Тихоокеанского кольца.

Из проведенного корреляционного анализа сделаны следующие выводы. Высокие значения коэффициента корреляции (больше 0,5) наблюдаются между несколькими доменами, находящимися в пределах одной части Тихоокеанского кольца (высокие коэффициенты корреляции между доменами внутри северо-восточной, северо-западной и юго-восточной части Пацифики). Высокие значения коэффициента корреляции (0,9) отмечаются между северо-восточной и северо-западной частью и между юго-восточной и юго-западной частью Пацифики. Полученные зависимости корреляционного анализа можно использовать в целях составления прогноза землетрясений.

Литература

1. Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов): учебное пособие. – Тверь, ООО «Издательство «ГЕРС», 2004. – 270 с.
2. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: учебник – 2-е изд., и доп.-М.: КДУ, 2005. - 560 с.
3. Фролов В.Т., Фролова Т.И. Происхождение Тихого океана. – 2-е изд., доп. М.: МАКС Пресс, 2011. -52.с.: ил.
4. USGS – Каталог Геологической службы США – URL: <http://earthquake.usgs.gov>

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НРС В СКВАЖИНАХ ДИАМЕТРОМ БОЛЕЕ 50 мм

Емельянов Р. В. (ООО"Си Ар Си Си", roma885roma@mail.ru)*

Иляхин С. В. (МГРИ-РГГРУ, Isv11@mail.ru)

Аннотация

Проведены лабораторные и полигонные исследования возможности разрушения горной породы с использованием НРС в зарядной камере диаметром более 56 мм. Работы проводились на специальной металлической модели и бетонных образцах. В зарядную камеру устанавливались вставки различной формы и поперечного сечения. Установлено влияние формы вставок на перераспределение напряжений по периметру зарядной камеры и площади поперечного сечения вставок на процесс гидратации НРС.

Ключевые слова: НРС, бетонные модели, зарядная камера, вставка, динамометр.

Один из широко применяемых химических способов разрушения горной породы является НРС (невзрывная разрушающая смесь). К преимуществам данного способа относятся: относительная беззвучность раскалывания, отсутствие сейсмического эффекта и разлёта осколков породы, экологическая безопасность и безопасность ведения работ, не требуется специальное разрешение на ведение работ по разрушению горных пород или других материалах. К недостаткам метода можно отнести невозможность его использования в зарядных камерах более 56 мм. [Христолюбов В.Д.]. Поэтому были проведены исследования доказывающие использование разрушение горной породы в зарядных камерах более 56 мм.

Цель доклада – изучить возможность использовать НРС в скважинах диаметром более 50 мм. при помощи вставок, например, из металла.

Вначале изучение расширения НРС в зарядной камере производилось в лабораторных условиях на металлической модели конструкции Христолюбова В.Д., подробное описание которой изложено в работе [Разработка ресурсосберегающего способа добычи минерального сырья невзрывными разрушающими смесями]. В зарядную камеру диаметром 100 мм. (рис.1.) помещались металлические вставки диаметром 26,32,38,44 мм.(рис.2.).



Рисунок 1.- зарядная камера, металлическая модель

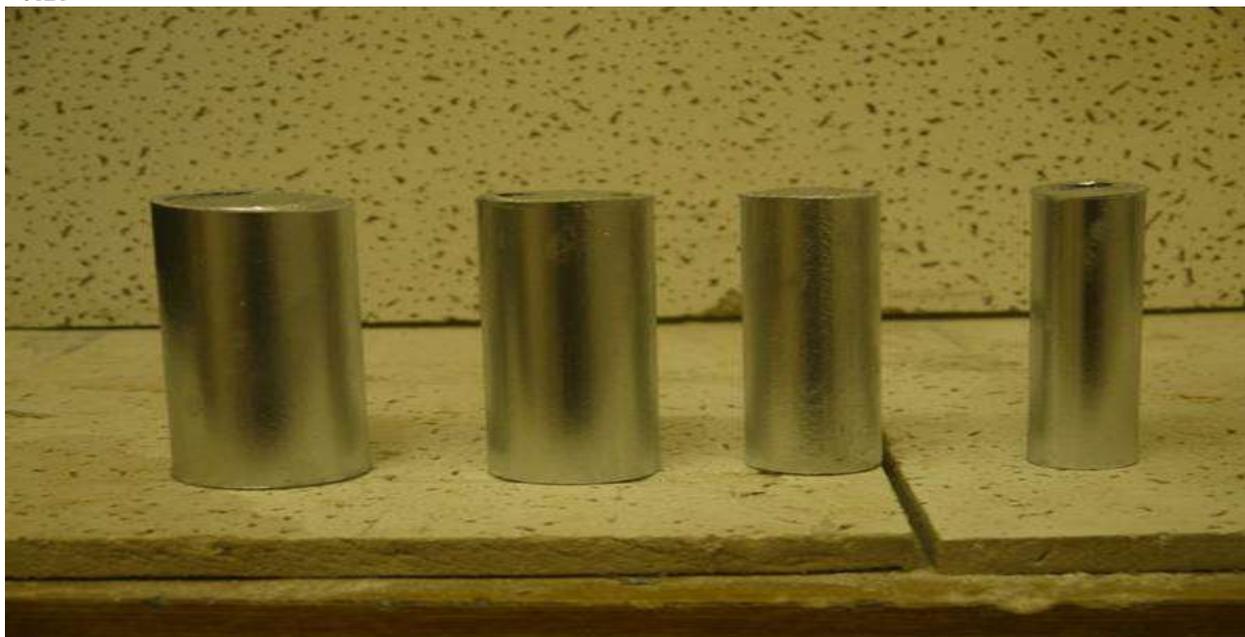


Рисунок 2. металлические вставки

Собранную зарядную камеру устанавливают на подставку строго по оси прибора, прижимают динамометр с помощью винта. После этого, подготавливают рабочую смесь

Путём вращения винта устанавливают нагрузку на рабочую камеру, равную 1/4 максимального усилия развиваемого смесью. Величину нагрузки контролируют по показаниям динамометра.

По началу роста показаний динамометра фиксируют время достижения усилия, развиваемого смесью при заданной величине нагрузки. Далее увеличивают нагрузку на зарядную камеру путем вращения винта и продолжают измерение. Шаг увеличения нагрузки определяется требуемой точностью измерений и рекомендуется равным 1/10 максимального развиваемого смесью усилия. Измерения заканчивают после прекращения интенсивного роста, развиваемого смесью.

Результаты измерений рабочего усилия НРС представлен на графике (рис.3.).

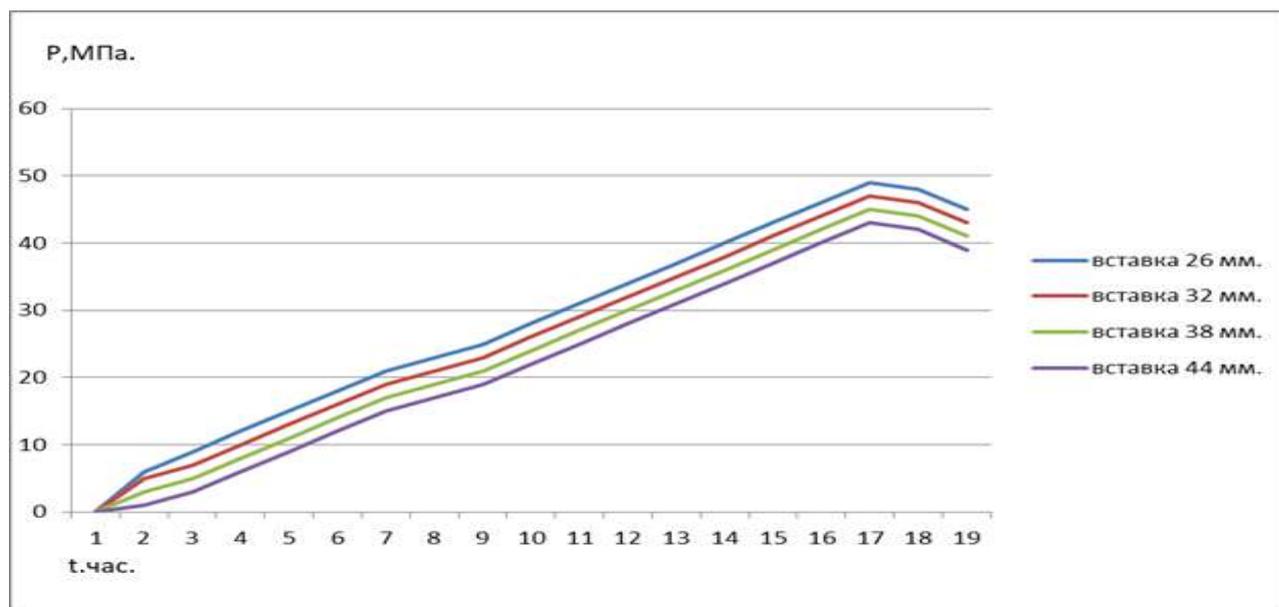


Рисунок 3- усилие НРС в зависимости от времени

На основании анализа результатов проведенного эксперимента можно сделать вывод о том, что увеличении диаметра вставки с 26 мм. до 44 мм. развиваемое смесью давление уменьшается на 15-25 %. Причем выброса смеси из зарядной камеры не наблюдается.

Для подтверждения отсутствия выброса НПС из зарядной камеры 100 мм. со вставками и одновременного разрушения были подготовлены бетонные модели высотой 1300 мм., диаметром 300 мм. с зарядной камерой диаметром 100 мм. по центру цилиндрической модели. Для изготовления бетонных моделей использовался цемент марки 500 (соотношение 1:3). Для набора прочности бетона модели набирали прочность в течение 28 дней.

В центр бетонной модели помещаем вставку и заполняем смесью. В результате реакции гидратации невзрывная разрушающая смесь твердеет и расширяется, создавая давление на стенки бетонных моделей до 40-50 МПа. Результаты разрушений представлены на рис.4.



Рисунок 4- результаты разрушений

Самопроизвольного выброса НПС из скважины зафиксировано не было, т.е. этот эксперимент доказывает возможность применения зарядной камеры диаметром более 56 мм. для разрушения горной породы с применением НПС.

Выводы:

- 1) Увеличение диаметра вставки уменьшает развиваемое смесью давление на 15-25%.
- 2) Разрушение объектов с помощью НПС допустимо при использовании скважины более 50 мм.

Список литературы:

1. Христолюбов Владимир Дмитриевич.
Невзрывные способы разрушения горных пород .МГИ, 1991.
Ссылка: DOI: 10.25018/0236-1493-2017-9-0-209-213

**МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ НЕОДНОРОДНОСТИ В
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОМ БАЗИТОВОМ СИЛЛЕ РАЙОНА ЛИИНАХАМАРИ,
КОЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ**

*Ерофеева К.Г. *(ИГЕМ РАН, МГРИ-РГГРУ, xenin.erofeeva@ya.ru), Самсонов А.В.
(ИГЕМ РАН, samsonovigem@mail.ru), Степанова А.В. (КарНЦ РАН,
stepanov@krc.karelia.ru), Егорова С.В. (КарНЦ РАН, zumlic@mail.ru)*

Аннотация

На основании минералогических, геохимических и изотопно-геохимических исследований установлено, что маломощный (менее 30 м) базитовый силл района Лиинахамари имеет неоднородное внутреннее строение с S-образным распределением совместимых элементов, что связано с интенсивной гравитационной дифференциацией фенокристаллов при подчиненной роли кристаллизационной дифференциации, происходивших *in situ* в объеме магматической камеры.

Ключевые слова Дифференциация, базитовые силлы, интрузивы

Внутренняя вещественная неоднородность является характерной особенностью многих базитовых интрузивов мира, проявляющаяся присутствием в разрезе интрузива расслоенности, зональности или полос, отличающихся друг от друга по составу или структуре, что может сопровождаться изменением химического и минерального состава.

Палеопротерозойские силлы (2400 млн лет) района Лиинахамари образуют пологие кулисообразные тела протяженностью до 4–5 км, простирающиеся в субширотном и северо-западном направлении (Морозов и др., 2017). Мощность силлов варьирует в пределах 20 м. Для пород силлов характерна хорошая сохранность первичных текстурных и минералогических особенностей.

Силлы имеют дифференцированное строение (рис. 1). Близ нижней зоны закалки в подошве тела порода сложена порфириновидным оливиновым габброноритом, вкрапленники которого имеют зональный состав и образованы оливином (Mg# 88–82) и авгитом (Mg# 85–80). Нижняя часть интрузива сложена среднезернистым меланократовым габброноритом с высоким содержанием оливина (до 30 об.%). Вверх по разрезу породы силла варьируют по составу (снизу вверх) от среднезернистых оливиновых габброноритов до мелкозернистых кварцсодержащих и гранофировых долеритов. Верхняя зона закалки сложена порфириновидным пикродолеритом с вкрапленниками оливина (Mg# 92–81) и авгита (Mg# 85–80). От подошвы к кровле изменяются составы плагиоклаза, пироксена и шпинели, что, вероятно, связано с кристаллизационной дифференциацией расплава. Однако в долеритах кровли центральные части зерен авгита существенно более магнезиальны (Mg# = 0.75–0.83), чем их краевые части (Mg# = 0.41–0.56) и близки по составу к высокомагнезиальным пироксенам зон закалки и нижних частей тел.

От подошвы к кровле в разрезе силла изменяются содержания петрогенных и редких элементов. От нижней зоны закалки вверх по разрезу, на отрезке около 5 м наблюдается постепенный рост концентраций совместимых элементов и последующее их снижение в оливиновых габбро в средней части и долеритах кровли силла. В пикродолеритах зоны закалки концентрации этих элементов резко возрастают и сопоставимы с их содержаниями вблизи подошвы силла. Наблюдаемое S-образное распределение совместимых элементов в разрезе силла Лиинахамари (рис. 1) является наиболее распространенным и характерным для пластовых базитовых интрузивов (Latypov, 2003).

Особенности геологического строения силла, вариации минерального, химического (рис. 1) и изотопно-геохимического составов пород указывают на то, что ведущим механизмом образования внутренней неоднородности в силле района Лиинахамари являлась гравитационная дифференциация фенокристаллов оливина и клинопироксена, которая

способствовала формированию порфировидных пород в зонах закалки, накоплению магнезиальных минералов в подошве интрузива. Подчиненным являлся процесс кристаллизационной дифференциации обособившегося в ходе гравитационной дифференциации базальтового расплава, который определял вариации минерального и химического состава пород в верхних частях силла.

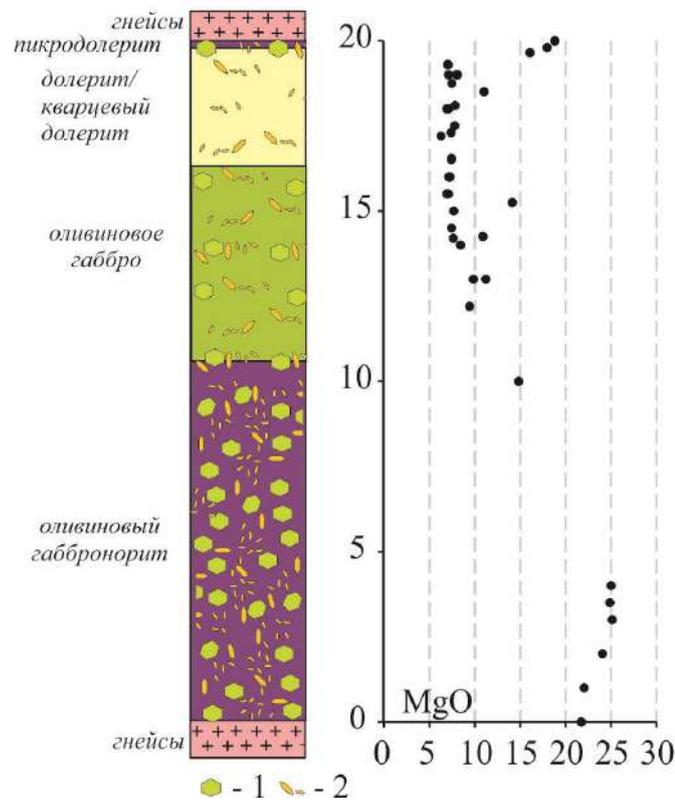


Рисунок 1. Схематическое геологическое строение силла Лишахамари и вариации MgO в его разрезе. Условные обозначения: 1, 2 – фенокристаллы оливина и клинопироксена соответственно.

Литература

1. Морозов Ю.А., Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А. и др. Тектонический и геомеханический контроль размещения даек и силлоподобных тел в северо-западной части Кольского полуострова // Геотектоника. 2017. № 3. С. 28–60.
2. Latypov R.M. The origin of basic-ultrabasic sills with S-, D- and I-shaped compositional profiles by in situ crystallization of a single input of phenocryst-poor parental magma // J. Petrol. 2003. V. 44. P. 1619–1656.

О ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФЛЮИДА В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ

Кузин А.М. (Институт проблем нефти газа РАН, amkouzin@ya.ru)

Аннотация

В отличие от ранее выполненных исследований показано, что отображаемое на временных разрезах МОГТ изменение с глубиной интенсивности поля отраженных волн связано двумя факторами – с фазовым составом флюида и реологической расслоенностью. Верхняя часть коры имеет преимущественно газовый состав флюида, средняя и нижняя кора водосодержащий состав флюида. Какая интерпретация поля отраженных волн основана на физических и сейсмических эффектах распространения сейсмических волн в реальной геологической среде.

Контрастность и интенсивность флюидной зональности в континентальной коре зависит от тектонической активности и особенностей геологического строения конкретного района.

Ключевые слова: Фазовый состав флюида, интенсивность отраженных волн, зональность, консолидированная кора.

На всех временных разрезах региональных профилей МОГТ на временах регистрации соответствующих верхней части консолидированной коры фиксируются области слабо интенсивной сейсмической записи. Обычно эти области по форме бывают вертикальными или горизонтальными. Горизонтальные области слабо интенсивной сейсмической записи обычно связывают с гранитными интрузивными массивами. Такая интерпретация вызвана тем, что гранитные массивы преобладают среди других пород в верхней части консолидированной коры (кристаллического фундамента). Однако в них в целом ряде случаев также наблюдаются интенсивные отраженные волны. В качестве примера можно привести данные по Украинскому кристаллическому щиту, по Зерендинскому массиву в Северном Казахстане и его обрамлению.

Более предпочтительной интерпретацией природы вертикальных зон слабо интенсивной сейсмической записи является преимущественное содержание в горной породе флюида в газовой фазе, тем меньше в горной породе влаги тем больше рассеяние. Такие области широко представлены в осадочном чехле Западно–Сибирской платформы и представляют собой разрывные нарушения заполненные газом. В качестве примера вертикальных зон слабо интенсивной сейсмической записи в рудных районах можно назвать алмазоносные трубки взрыва, многие зоны гидротермально-метасоматически измененных пород. В данном случае, горизонтальные области слабо интенсивной сейсмической записи на волновой картине схожи с газовым шапкам на месторождениях углеводородов. Так, например, сейсмический образ Татарского свода в поле отраженных волн схож с образом залежи углеводородов. Области интенсивной сейсмической записи связаны присутствием влаги [3]. Вода на шероховатых границах нивелирует эффект рассеяния. Иногда на временном разрезе области интенсивной сейсмической записи прослеживаются в нижнюю часть коры, вплоть до границы Мохоровичича. К ним примыкают или их пересекают наклонные и листрические разломы.

Такая интерпретация можно подтверждается результатами расчета напряженного состояния тектонического блока для месторождения Тенгиз [2]. По ним было установлена, что зона аномально низкого литостатического давления в этом блоке уходит на глубину порядка 18 км. Это означает, что система открытых трещин с водой может существовать от поверхности до средней коры включительно. В этих условиях трещины вертикальных разрывных нарушений, заполненные водой, могут оставаться открытыми до глубин перехода

от упругих деформаций к пластичным. Причем давление в сообщающихся трещинах может не превышать гидростатического во всем диапазоне глубин проникновения разрывного нарушения [10]. Расчет процесса дегидратации среды, при области дегидратации мощностью 10 км, длиной 40 км на глубине 25 км и примыкающей к вертикальному разлому доказало возможность длительного существования флюида в области дегидратации [1]. На больших глубинах при соответствующих давлениях, количества содержащейся в породе становится достаточно, для заполнения пор и трещин с газом (сжимаемость воды гораздо меньше газа), тем самым существенно снижая рассеивающие свойства. Это дает основание интерпретировать зону «рефлексивности» как зону присутствия воды. Следовательно, возможно ожидать существование каналов инфильтрации и фильтрации между поверхностью земли и, по крайней мере, средней частью коры, что согласуется результатами и выводами из работы [9]. Очень важно отметить, что существование зон разуплотнения (содержащих флюид) возможно только в механически жестких, прочных геологических образованиях.

Локализация воды и/или её растворов на жестком массиве пород сопровождается проникновением воды вглубь массива. На данных ГСЗ и МОГТ, полученных на границе Южно–Татарского свода и Предуральского прогиба. Область интенсивной сейсмической записи в центральной части фрагмента профиля хорошо коррелируется с продолжением высокоскоростной аномалии Δt в верхние горизонты разреза. Аналогичная вертикальная зона интенсивной сейсмической записи наблюдается в центральной части Ромашкинского месторождения и других интервалах геотраверса. Схожая картина фиксируется во многих других регионах, например на профиле 2–ДВ–М на границах Центрально–Охотского прогиба и в его средней части. Здесь области интенсивной записи лежат на участках довольно резких и узких подъемов изолиний скорости продольных волн ГСЗ.

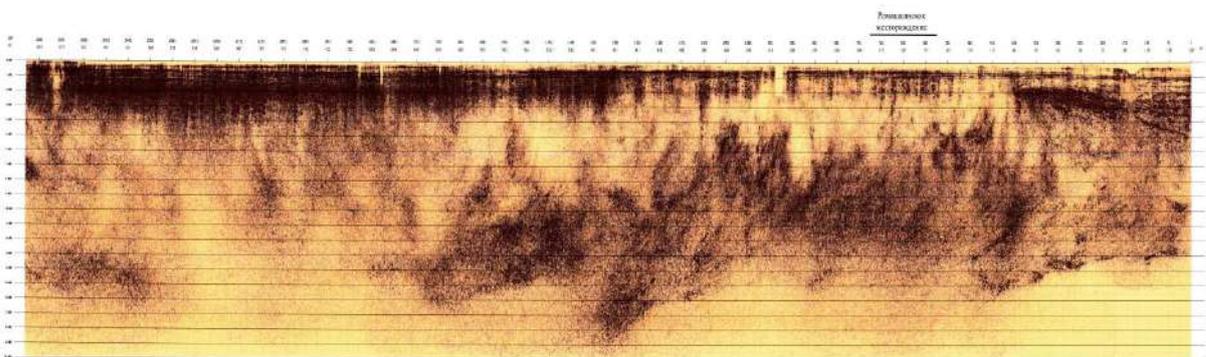


Рисунок 1. Фрагмент временного мигрированного разреза по геотраверсу Татсейс. [6].

Ромашкинское месторождение лежит на синформе, образованной разрывными нарушениями лепестковой структуры, обрамляющей жесткую неоднородность в кристаллическом фундаменте. Относительно жесткая и плотная неоднородность в геологической среде формирует разность вертикальных напряжений между кровлей и подошвой, что ведет к формированию миграционного потенциала (притягивает флюидные потоки), накопление и диссипация упругой энергии способствует активизации физико-химических процессов на границе тела [4]. Границы Ромашкинского месторождения четко совпадают с границами области повышенных амплитуд отражающих горизонтов осадочного чехла и коры кристаллического фундамента (до $T_0 \approx 2,3$ сек), что согласуется описываемой моделью. Кроме того, выполненные для Волго-Уральской нефтегазоносной провинции расчеты полей напряжений, показали, что наиболее крупные месторождения Ромашкинское, Оренбургское, Арлаское и другие локализованы в зонах относительного растяжения [5], картина распределения векторов флюидных потоков хорошо согласуется с проекцией

лепестковой структуры на поверхность земли. Основные области эндогенного микросейсмического излучения приурочены к очаговым зонам готовящихся землетрясений на глубине 3–5 км. На этих глубинах в докембрийском фундаменте расположены слои с пониженной скоростью. Глубина в 5 км совпадает по глубине с границей области интенсивной записи. Следовательно, интервал увеличенной мощности в фундаменте под Ромашкинским месторождением можно интерпретировать как области взаимодействия восходящего потока газа с исходящей фильтрации воды в фундамент.

Лепестковая структура разрывной тектоники предопределяет вихревое движения флюида и соответственно, формирование разнородных разнонаправленных по фазовому составу зон флюидных потоков. На Ново–Елховской скв. 20009 геотермические наблюдения позволили выделить девять типов геотермических аномалий в интервале глубин от 1804 до 5365 м [7]. Два типа аномалий являются отрицательными (поглощение бурового раствора), еще три отнесены к смешанному типу, остальные положительные (газовыделение). Всего отрицательных аномалий поглощения в разрезе встречено в 23-х случаях, смешанного типа в 8-и случаях. Жидкая фаза фильтруется по тонким трещинам, газовая фаза по более крупным [8]. Гидрофильность и гидрофобность поровых каналов может приводить к отдельной фильтрации жидкой и газообразной фаз.

Таким образом, теоретические и экспериментальные исследования доказывают существование в пределах одной зоны разрывных нарушений восходящей (преимущественно газовой) фильтрации и нисходящей (водной) фильтрации, причем на определенных глубинных уровнях может происходить отдельная фильтрация жидкой и газообразной фаз.

Волновая картина соответствующей фазовой зональности флюида в земной коре характерная для другой архейской платформы - Восточно-Сибирской. В формировании месторождений углеводородов так и флюидной зональности консолидированной коры имеют общую генетическую основу – процесс дегазации Земли.

Выводы. В верхней части консолидированной коры докембрийских платформ на глубинах 3–15 км расположена область слабо интенсивной сейсмической записи. Эта область интерпретируется, как область преимущественно насыщения флюидом в газовой фазе.

Ниже по разрезу, вплоть до границы Мохоровичича расположена горизонтальная область интенсивной сейсмической записи (зона «рефлективити»), преимущественно горизонтальными отражающими поверхностями. До этой области в отдельных случаях трассируются вертикальные зоны области интенсивной сейсмической записи, уходящие в осадочный чехол. Эти зоны проинтерпретированы, как области инфильтрации.

Основными современными каналами восходящей миграции флюида являются вертикальные и горизонтальные области малоинтенсивной сейсмической записи. Области интенсивной сейсмической записи могут служить зонами нисходящей миграции.

Зоны наклонных и листрических разрывных нарушений могут быть как каналами восходящей, так и нисходящей миграции флюидных потоков.

Подтверждается вывод о роли границы Мохоровичича, как следующего после границы чехла и фундамента порога в фазовом составе флюида.

Флюидная зональность нераздельно взаимосвязана с тектоническим строением литосферы, поэтому более корректным будет определить её как флюидно-тектоническая.

Литература

1. Гарагаш И.А. Моделирование эволюции напряженного состояния земной коры в окрестностях очага дегидратации // Современная сейсмология: достижения и проблемы: Тезисы докладов научной конференции. М., 1998. С.12–13.

2. Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Степанова Г.С. Миграция и критерии аккумуляции углеводородов в системе тектонических разломов // ДАН, т. 324. № 6. 1992. С. 1169–1174
3. Кузин А.М. Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным / Сборник трудов «Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. ГЕОС, Москва, 2011, 276–301 с.
4. Кузин А.М. Дегазация и методологические аспекты интерпретации данных сейсмического метода. Часть 2. Методологические положения. // Пространство и время. № 3(21), 2015, С. 270–277. http://www.space-time.ru/_novyj-nomer.html
5. Морозов В.Н., Каган А.И., Колесников И.Ю., Татаринцов В.Н. О континентальной нефти Камчатки // 2-е Кудрявцевские Чтения. Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа. Москва. ЦГЭ. 21–23 октября 2013.
6. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ–ОГТ на геотраверсе ТАТСЕЙС–2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию (по линии Воротиловская СГС – Пижма – Яранск – Мари-Турек – Кукмор – Альметьевск – Стерлитамак) // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–20.
7. Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х. Разуплотненные зоны в кристаллическом фундаменте // ГЕОРЕСУРСЫ # 1 [1] сентябрь 1999, 4–15 с.
8. Эфрос Д.А. Исследование фильтратий неоднородных систем. Л.: ОНТИЗ, 1963, 351 с.
9. Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г. Проблема формирования континентальной коры в свете взаимодействия «вода-порода». // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Труды ГИН РАН, вып 542. М.: Наука, 2002, С. 323–355.
10. Gough D.L. Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust // Nature. 1986. V. 323, N 11. P. 143–144.

ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА – РЕЛИКТ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕНА

*Кузнецов Н.Б. * (ГИН РАН, РГУ НуГ им. И.М.Губкина, kouznicbor@mail.ru),
Шаццлло А.В. (ИФЗ РАН им. О.Ю.Шмидта, t.romanyuk@mail.ru),
Колесникова А.А. (ГИН РАН, kolata.ginras@gmail.com),
Рудько С.В. (ГИН РАН, rudserega@yandex.ru)*

Аннотация

Поставлена проблема, касающаяся тектонической природы поздненеопротерозойского орогена Енисейского Кряжа, и предложено ее решение. На основе комплексного изучения неопротерозойских и кембрийских комплексов Заангарской части Енисейского кряжа предложена адекватная новым данным внутренне непротиворечивая модель тектонического развития западной части Сибирской платформы в неопротерозое и кембрии, сделан вывод о принадлежности поздненеопротерозойского орогена Енисейского Кряжа к эпиплатформенному типу.

Ключевые слова: Неопротерозой, кембрий, Сибирская платформа, Енисейский кряж, Заангарье, эпиплатформенный ороген

В современной тектонической науке доминируют представления, в соответствии с которыми орогены бывают трех типов.

1. Орогены первого типа – аккреционные, сформированные на конвергентных границах литосферных плит, чаще всего в зонах перехода от континентов к океанам (1а), и, реже, внутри океанов. Актуалистические примеры:

а) Камчатское, Японское, Андийское и др. окраинно-континентальные надсубдукционные сооружения;

б) Филиппинское и др. внутриокеанические надсубдукционные сооружения;

2. Орогены второго типа – коллизионные, сформированные в зонах конвергенции литосферных плит, когда сталкиваются две крупные континентальные массы. Актуалистический пример – Альпийско-Гималайский внутри-континентальный коллизионный пояс, сформировавшийся и продолжающий развиваться в зоне столкновения континентов Гондвандской и Аркт-Лавразийской групп.

3. Орогенные сооружения третьего типа – эпиплатформенные орогены, формируются во внутренних частях континентов. Они располагаются далеко от современных им границ литосферных плит и их эволюция напрямую не связана с межплитными взаимодействиями (ни с межконтинентальной коллизией, ни с субдукционными процессами). Актуалистические примеры: горные сооружения современного Тянь-Шаня и Памира, современные Уральские горы и др.

Опыт изучения современных эпиплатформенных орогенов показывает, что древние комплексы и структуры, участвующие в их строении, несут признаки аккреционных и коллизионных процессов, но при этом эпоха воздымания этих орогенов отстоит от эпох коллизии или субдукции на десятки и сотни миллионов лет. Началу эпохи воздымания этих горных сооружений обязательно предшествуют эпохи платформенного развития (поэтому они и называются – эпиплатформенные орогены).

В структуре гетерогенной коры континентов к настоящему моменту распознаны многочисленные реликты коллизионных и аккреционных орогенов. Их признаки – это, прежде всего, наличие офиолитов и специфических магматитов (магматических комплексов со специфическими геохимическими «надсубдукционными» метками, гнейсовых куполов и др.), метаморфических комплексов ультра-высокого давления (УНР), молассы и др. Но как

идентифицировать реликты эпиплатформенных орогенов? Какими могут быть типоморфные признаки выделения их ископаемых реликтов? Какова роль и значение палео-эпиплатформенных орогенов в истории формирования и многоэтапного преобразования гетерогенной земной коры континентов – это все еще слабо-разработанное фундаментальное научное направление.

На западе Сибирской платформы (СП) располагается Енисейский Кряж, его северная часть выделяется как особый район – Заангарье. Здесь широко распространены разнородные неопротерозойские слоистые образования, интрузирующие их гранитоиды и ассоциирующие с ними мафические магматиты, а также продукты неравномерного метаморфизма всех этих вещественных комплексов.

Во многих работах по докембрию Заангарья отмечено, что этот регион представляет собой реликт крупной неопротерозойской коллизионно-аккреционной структуры. Большая часть публикаций последних 10-15 лет по докембрию Заангарья принадлежит новосибирским исследователям, представляющим две группы – ЛНР (Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто и их постоянные соавторы) и ВММ (Верниковские В.А. и А.Е., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю. и их постоянные соавторы). В работах представителей этих групп по-разному интерпретировано строение региона и реконструирована его позднедокембрийская эволюция. Основные различия заключаются в подходе к пониманию роли и значения тектономагматических событий, одновозрастных проявленному во многих регионах мира гренвильскому (свеконорвежскому) орогенезу. Представители группы ЛНР в своих работах обосновывают гренвильские тектономагматические события в докембрийской истории Заангарья, а представители группы ВММ их полностью отрицают. Не смотря на эти различия в подходах, в настоящее время существует консенсус в отношении понимания тектонической зональности Заангарья. Здесь выделяют Восточно-Ангарский блок (ВАБ), Центрально-Ангарский блок (ЦАБ) и Исаковский блок. Эти блоки разделены тектонической Татарско-Ишимбинской зоной (Верниковский и др., 2016, Лиханов и др., 2014 и ссылки там), ограниченной надвигами, осложненными сдвиговыми смещениями. При этом существуют два заметно различных подхода к пониманию тектонической природы и первичной тектонической принадлежности ЦАБ. Так представители группы ВММ понимают ЦАБ как террейн, чужеродный по отношению к сопряженному с ним в современной структуре краю Сибирской платформы (Верниковский и др., 2016), тогда как с позиций представителей группой ЛНР – это элемент позднедокембрийской окраины СП (Лиханов и др., 2014). Очевидно, что решение проблемы первичной тектонической природы ЦАБ зависит от понимания первичного характера границы между ним и ВАБ, а также от результатов корреляции верхнедокембрийских толщ, распространенных по обе стороны от этой границы.

В рамках подхода, используемого группой ЛНР, Татарско-Ишимбинская зона – это как реликт позднемезопротерозойского Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса, сформированного при рифтогенезе на окраине СП (Лиханов и др., 2014). При этом верхнедокембрийские толщи ЦАБ и ВАБ не различаются. В противоположность этому при террейновом подходе, поддерживаемом группой ВММ, граница между ЦАБ и ВАБ – это сутура, по которой в середине неопротерозоя (на временном рубеже ~760-750 млн лет) были совмещены комплексы и структуры пассивной окраины СП (ВАБ) и комплексы и структуры ЦАБ – аллохтонного террейна, чужеродного по отношению к краю СП (Верниковский и др., 2016). При этом верхнедокембрийские толщи ЦАБ и ВАБ считаются существенно различными. Более того, в работе (Верниковский и др., 2016) сформулировано утверждение, что «Вопросы взаимоотношений выделяемых серий, их возраста и формационной принадлежности всегда были остро дискуссионными в силу попыток коррелировать близкие по составу отложения в так называемых разных структурно-формационных зонах ..., т. е. в разных по своей геодинамической природе и палеогеографическому положению террейнах ...».

Подводя некоторый промежуточный итог наших исследований в Заангарье, отметим, что нет особенных оснований для утверждений о чужеродности верхнедокембрийских толщ **ЦАБ** по отношению к одновозрастным образованиям **ВАБ**. А уж если, как полагают фактически все исследователи региона (Верниковский и др., 2016; Лиханов и др., 2014; Хоментовский, 2007), **ВАБ** – это фрагмент СП, то и **ЦАБ** является ее частью. Несмотря на такой вывод, мы все же понимаем, что различия в современном геологическом строении **ЦАБ** и **ВАБ** существуют и заключаются в том, что севернее бассейна р.Б.Пит в структуре **ЦАБ** широко распространены гранитоиды, а также глубоко и неоднократно метаморфизованные образования. Однако по результатам исследований гранитоидов и кремнекислых членов вулканоплутонических ассоциаций **ЦАБ** (Лиханов и др., 2014 и др.) Sm/Nd-модельные возрасты магмагенерирующего субстрата **ЦАБ** характерны для времени становления кристаллических комплексов Тунгусского домена фундамента СП. При этом во многих случаях в гранитоидах **ЦАБ** установлены ксенокристы циркона с возрастными, характерными для кристаллических комплексов фундамента СП. Кроме того, в породах из докембрийских метаосадочных толщ **ЦАБ** установлены раннедокембрийские детритные цирконы, среди которых доминируют зерна со среднезвешенными возрастными 1.84-1.87 млрд лет (Ножкин и др., 2013). Отметим также, что по результатам изучения Sm/Nd-изотопной системы в пелитах и метапелитах из верхнедокембрийских толщ **ЦАБ** (Ножкин и др., 2008) модельные возрасты источников сноса попадают в диапазон значений от ~1.8 до ~2.7 млрд лет с максимумом на кривой плотности вероятности распределений модельных возрастов чуть менее 2.0 млрд лет. Все это так же не дает оснований предполагать чужеродность **ЦАБ** по отношению к СП.

Структурно-геологические наблюдения, выполненные в ходе наших полевых исследований в Заангарье позволяют сделать предварительный вывод о том, что зона сочленения **ЦАБ** и **ВАБ** – может быть крупной разломной сдвиговой зоной (Рисунок 1), дать оценку амплитуды смещения по которой пока не удалось.

Кроме того, как нам представляется, парагенетическая связь образования кристаллических комплексов, распространенных в пределах **ЦАБ**, с коллизионно/аккреционными процессами не очевидна. Таким образом, накопленный опыт изучения Заангарья уже позволяет нам предполагать, что здесь мы имеем дело с реликтами позднеопротерозойского эпиплатформенного орогена, этап возникновения которого лишь на время прервал последовательность процессов формирования чехла СП в этой ее части. При этом после этапа, в течение которого произошло возникновение орогена, здесь продолжилось накопление чехольных толщ пограничных уровней эдиакария и кембрия, а местами кембрия.

В докладе будут продемонстрированы также и некоторые другие результаты наших исследований, свидетельствующие о принадлежности позднеопротерозойских комплексов и структур Заангарья к орогену эпиплатформенного типа.

Работы проведены в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и ИФЗ РАН. Полевые исследования в Заангарье и анализ материалов по Заангарью проведены при финансовой поддержке РФФИ (17-05-00021 и 19-05-00794, соответственно).



Рисунок 1. Признаки левосдвиговых смещений на границе между Восточно- и Центрально-Ангарскими блоками Заангарской части Енисейского кряжа.
А и Б – в разной степени бластомилонитизированные граниты Ерудинского массива, дислоцированные в асимметричные левосдвиговые складки с крутыми шарнирами; В – асимметричная будина (показатель левосдвигового смещения) пегматоидного гранита в эпигранитных бластомилонитах Ерудинского массива; Г – Чиримбинско-Ерудинский участок Ишимбинской сдвиговой зоны, маркирующей границу между ВАБ и ЦАБ (основа рисунка – фрагмент Гос.геол. карты III поколения, лист Q-46, составленной Л.К.Качевским, В.К.Зуевым и др. в 2005 г.)

Литература

1. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 1, с. 63-90.
2. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 32–53.
3. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В. и др. Sm–Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источника сноса // ДАН. 2008. Т. 423, № 6. С. 795–800.
4. Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Туркина О.М. Нижнепротерозойские метаосадочные комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона: строение и состав, источники сноса, возрастные рубежи формирования, особенности металлогении // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. НИ Томский политехнический университет. 2013. С. 247-250.
5. Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 9

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРЕЦИЗИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ.

*А.М. Лобанов** (МГРИ-РГГПУ, Lobannet@mail.ru), *К.О. Щербакова* (МГРИ-РГГПУ), Ksenia.scherbakova4@gmail.com

Аннотация

Гравитационные и инерционные поля действуют одинаково на чувствительные элементы гравиметров и сейсмографов. Компенсационный метод измерения силы тяжести в гравиметрах не является идеальным. Предлагаются способы разделения этих полей методическими приемами при производстве гравиметрических съемок.

Ключевые слова: статические гравиметры, частотные характеристики гравиметров, пружины нулевой длины, ксеногенные гравиинерциальные помехи, рандомизация помех.

Сила тяжести и инерциальные ускорения измеряются одним и тем же параметром – ускорением. В настоящее время не существует датчиков (сенсоров) которые реагировали бы различно на эти поля. Невозможно построить сенсоры измерительных приборов физических полей только для одного вида поля, они всегда будут нести в своих показаниях некие случайные, не предусмотренные конструкторами датчиков составляющие, которые можно назвать как ксеногенные («чужеродные»), по аналогии с названием случайных горных пород, захваченных при прохождении магмы в вулканических каналах – ксенолитами. При повышении чувствительности датчиков приборов влияние этих нежелательных ксеногенных сигналов усиливается в суммарных результатах измерений и ограничивает возможности регистрации целевого сигнала. Эффективно отделить инерциальные ускорения от ускорений силы тяжести возможно при резком частотном различии этих полей, поэтому важнейшей характеристикой современных гравиметров является их частотная характеристика. При современной чувствительности гравиметров, достигающей 1 нм/с^2 актуальным является разработка технологий полевых работ с учетом производительности измерений в рейсе, позволяющие измерять именно гравитационные поля с микрогальной точностью на уровне инерциальных помех такой же интенсивности [3]. При мониторинговых гравиметрических исследованиях, где производительность измерений в течении рабочего дня (рейса) является вторичным показателем, существующие методики позволяют достичь целевого результата.

В настоящее время конструкции наземных статических гравиметров изготавливают по двум схемам: в виде вертикальной пружины (неастазированные) и в виде вертикального сейсмографа Голицына с горизонтальным маятником (астазированные). По первому типу сконструированы автоматизированные цифровые гравиметры фирмы Scintrex (CG-3,5,6) [5], собственная частота которых – 6 герц, по второму типу – гравиметры La Coste-Romberg (Burriss) [4] с собственной частотой в интервале 0,05-0,5 герц. В обоих типах гравиметров используют пружины нулевой длины, что позволяет уменьшить размер пружин для компенсации нормального значения силы тяжести, повысить чувствительность, уменьшить упругий гистерезис. В гравиметрах Scintrex измерения производятся методом высокочастотной компенсации изменения длины пружины. Фактически, сенсор гравиметра подвергается действию искусственной случайной, нестационарной переменной помехи, пружина работает в динамическом режиме что, по нашему мнению приводит к завышению отсчетов гравитационной составляющей и к ухудшению условий работы самой пружины. Стабилизация измерений достигается большим числом циклов измерений и продолжительностью последних, но при этом накладываются нелинейные изменения упругих характеристик самой пружины. Мы

предлагаем изменить работу измерительного узла гравиметра Scintrex (CG-3,5,6), отказаться от компенсационного метода, а измерять только удлинение пружины. В этом случае прибор будет регистрировать гравиинерциальное поле с минимальным искажением. При этом придется уменьшить диапазон измерений прибора и создать расширитель диапазона в зависимости от предполагаемого интервала вариаций силы тяжести.

Разделение малоамплитудных инерциальных и гравитационных полей при одинаковых частотах их вариаций возможно только методическими приемами полевых наблюдений. Некоторые методики применяемые в магниторазведке и в некоторых модификациях электроразведки могут быть апробированы в высокоточной гравиметрии. Например:

1. Одновременные измерения двумя гравиметрами, один из которых используется для регистрации переменной части поля, а второй – для измерений суммарного поля на профиле (аналог метода потенциалов в электроразведке и в магниторазведке).
2. Одномоментное измерение двумя гравиметрами суммарного поля на двух последовательных пунктах и вычисление градиента гравитационного поля, (аналог метода градиентов в электроразведке).

Существуют также методы рандомизации помех и (или) аномалий [1,2] (рис.1 и 2). Суть этих методов заключается в преобразовании последовательно меняющихся помех или аномалий в случайные, некоррелируемые значения, которые можно ослабить статистическими методами, а затем их восстановить в исходное состояние. Разработку и испытание таких технологий в состоянии осуществить аспиранты и сотрудники кафедры геофизики МГРИ-РГГРУ при условии оснащения кафедры соответствующими приборами и финансированием.

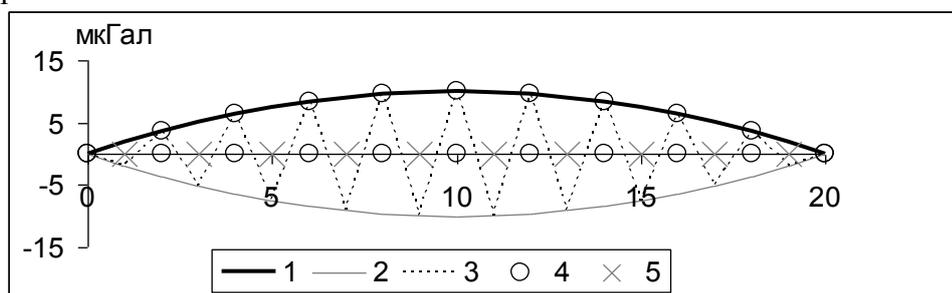
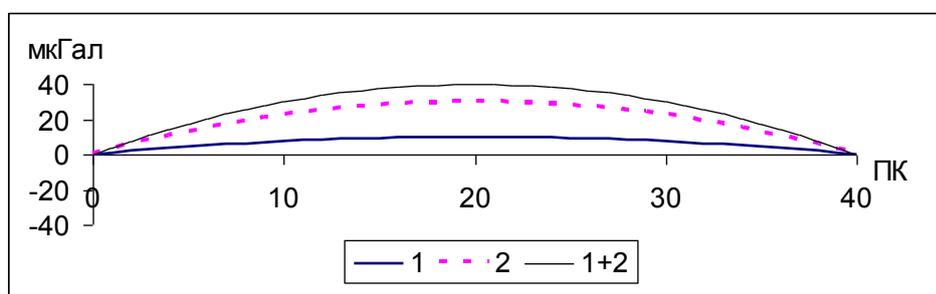


Рисунок 1. Рандомизация помех при гравиметрической съемке двумя независимыми рейсами. 1 – поведение помехи в первом рейсе; 2 – поведение помехи во втором рейсе; 3 – суммарное проявление помех по профилю; 4 и 5 – пункты измерений в 1-м и 2-м рейсах.



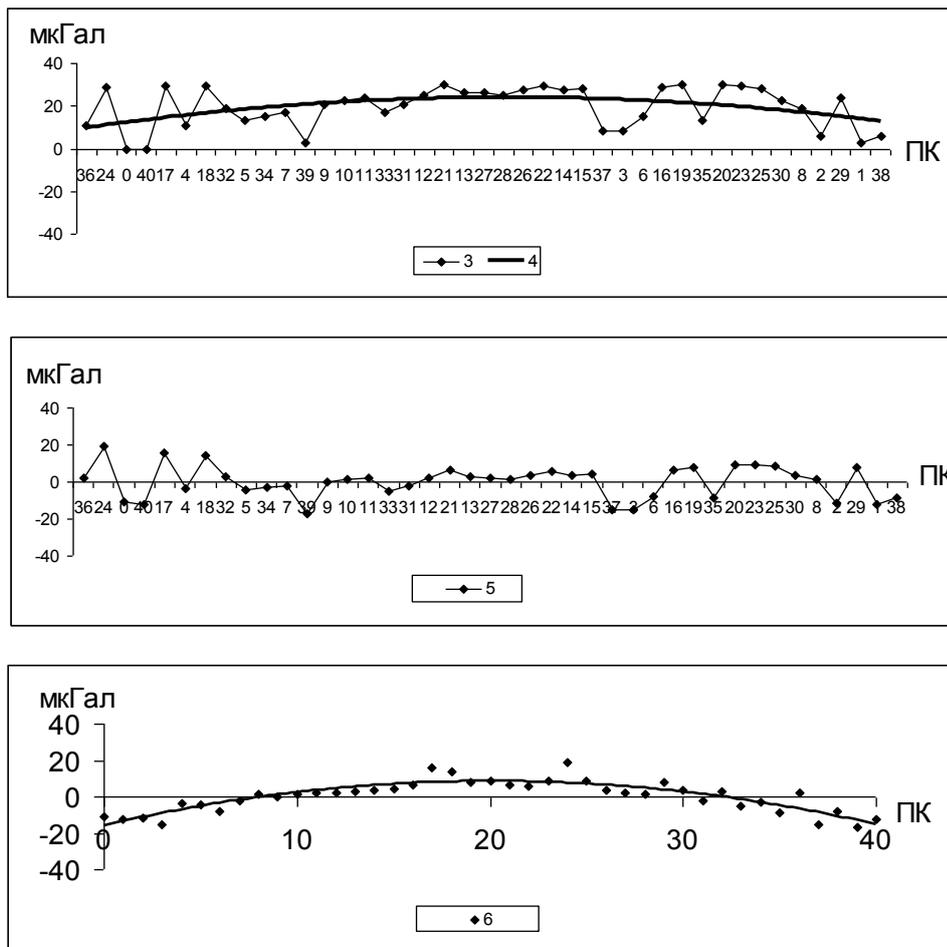


Рисунок 2 Рандомизация аномалий при гравиметрической съемке. 1 – поведение помехи; 2 – аномалия; 1+2 – аномалия плюс помеха; 3 – аномалия плюс помеха в результате рандомизации; 4 – вычисленное поведение помехи; 5 – рандомизированная аномалия без помехи; 6 – восстановленная аномалия в «чистом» виде.

Литература

1. Лобанов А.М., Романов В.В. Перспективы гравиметрии при изучении динамически нестабильных природных объектов. Разведка и охрана недр, №7, 2015.
2. Лобанов А.М. Рандомизация, как способ уменьшения корреляционных связей помех и аномалий// Геофизика. 2012. №1.
3. В. Торге. Гравиметрия, М.Мир,1999, с.297-316.
4. Gerhard Jentsch, Richard Shultz, Adelheid Weise. Automated Burris gravity meter for single and continuous observation. Geodesy and Geodynamics, volume 9, May 2018, Pages 204-209/
5. Scintrexltd.com

ТЕКТОДИНАМИКА ЗОНЫ ВОРОНЦОВСКОГО ПОКРОВА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Маринин А.В. (ИФЗ РАН, e-mail: marinin@ifz.ru)

Аннотация

Проведенные исследования установили преобладающие ориентировки и кинематический тип малых структурных форм на южном ограничении складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа. Реконструированы обстановки горизонтального сжатия и горизонтального сдвига с преобладанием ССВ направления оси максимального сжатия. Оси минимальных и промежуточных сжимающих напряжений ориентированы в ЗСЗ (практически субширотном) направлении или субвертикально.

Ключевые слова: Тектонические напряжения, Воронцовский покров, Пластунский надвиг, взбросы, сбросы, сдвиги, зеркала скольжения, отрывы

Воронцовский покров расположен на южном крыле складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа, которое сложено карбонатно-терригенными отложениями верхней юры-эоцена. Отложения смяты в линейные складки ЗСЗ простирания с падением осевых плоскостей на СВ (до пологого субгоризонтального наклона). Южное крыло Северо-Западного Кавказа нарушено региональными надвиговыми и покровными нарушениями, известными в литературе под общим названием «надвигов южного склона». По системе Чемитокваджинского и Краснополянского надвигов отложения верхней юры и мела Новороссийско-Лазаревской зоны надвинуты на отложения верхней юры-палеогена Чвежипсинской зоны. Образования Чвежипсинской зоны по системе нарушений Воронцовского покрова в свою очередь надвинуты на северный край Закавказской плиты, сложенный ниже-среднеюрскими отложениями Абхазо-Рачинской зоны и верхнеюрско-олигоценными отложениями Абхазской зоны.

С целью реконструкции напряженно-деформированного состояния вблизи фронта Воронцовского покрова и Пластунского надвига в полевых маршрутах собрана информация по малым структурным формам, таким как мелкие складки, небольшие разрывные нарушения, зеркала скольжения, отрывы, сколовые трещины и стресс-стилолиты. Все они являются своеобразными индикаторами тектонических деформаций горных пород. Мы не имели возможности определить точное время формирования минерального выполнения или глинок трения этих структур. Поскольку они фиксировались в отложениях от верхнемелового до олигоценного возраста, мы полагаем, что возможный диапазон формирования (от олигоценного до четвертичного времени) отражает неотектонический этап развития региона. Для анализа малых структурных форм задействован структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева [Расцветаев, 1987]. Обработка полученных данных для установления параметров действовавших в массиве горных пород напряжений/деформаций производилась с помощью разработанных в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН алгоритмов [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017] и программных средств (программа *STRESSGeol*).

Нами установлены преобладающие ориентировки и кинематический тип мелких разрывов и зеркал скольжения на исследованном участке (рис. 1). Взбросовые и надвиговые дислокации имеют ЗСЗ-ВЮВ простирание с падением плоскости сместителя на ССВ. Субвертикальные отрывные структуры имеют преимущественно меридиональное простирание. Много и пологих субгоризонтальных отрывных структур, свидетельствующих о развитии покровно-надвиговых нарушений (ось минимального сжатия или девиаторного растяжения ориентирована субвертикально). Среди латеральных сдвиговых перемещений наибольшее развитие на исследованном участке получают левые сдвиги северо-восточного

простираения (от ССВ до ВСВ). Парагенетически связанные с ними правые сдвиги меридионального простираения встречаются редко. Наблюдаемые разрывные структуры укладываются в единый этап деформирования. В целом, можно отметить, что большинство зафиксированных мелких разрывных нарушений связано с обстановкой ССВ сжатия с формированием как взбросо-надвиговых (покровных), так и сдвиговых структур. Мелкие складчатые структуры также связаны со сжатием в СВ направлении [Яковлев и др., 2008].

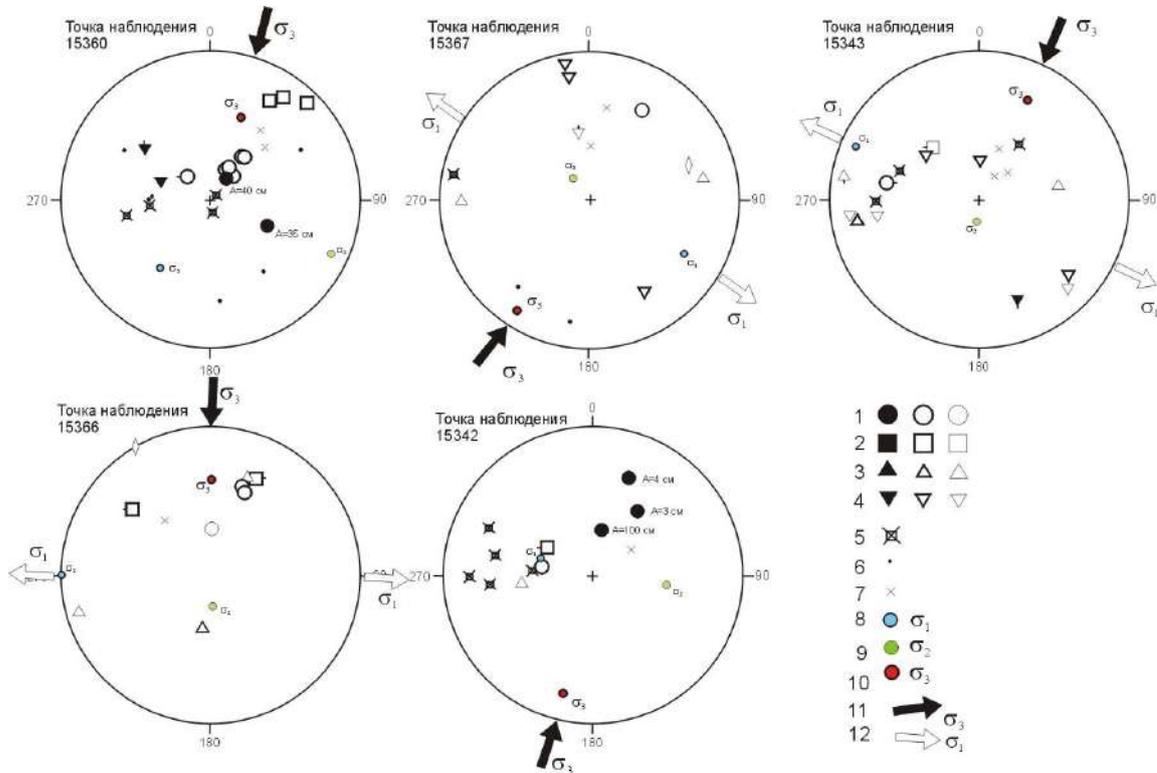


Рисунок 1. Малые структурные формы южной части Чвежипсинской зоны.

На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны полюса структур и положение осей главных напряжений: 1-8 – полюса малых структурных форм с преимущественным типом перемещения: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – отрывы, 6 – трещины (сколового типа), 7 – элементы залегания слоистости (нормальное), 8-10 – оси главных нормальных напряжений: 8-минимальных, 9-промежуточных, 10-максимальных, 11-ориентировка оси максимального сжатия (по погружению), 12-ориентировка оси девиаторного растяжения. Заливка значков (1-4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка – отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предполагаемая.

Для южной части Чвежипсинской зоны (в аллохтонной части Воронцовского покрова) удалось реконструировать локальные стресс-состояния в 5 точках наблюдения (рис. 2). Установлены обстановки горизонтального сжатия и горизонтального сдвига (а также их сочетания) с преобладанием ССВ направления оси максимального сжатия (σ_3). Оси минимальных и промежуточных сжимающих напряжений (σ_1 и σ_2) ориентированы в ЗСЗ (практически субширотном) направлении или субвертикально (врезка на рис. 2). Большинство зафиксированных геологических индикаторов палеонапряжений связано с обстановкой ССВ сжатия с формированием как взбросо-надвиговых (покровных) разрывных нарушений, так и сдвиговых нарушений. Имеющиеся полевые данные по малым структурным формам не позволяют выделить хронологически обособленные этапы деформирования. С одной стороны большинство геологических индикаторов палеонапряжений СВ (до ССВ) сжатия связаны с основной фазой складкообразования

[Saintot, Angelier, 2002; Расцветаев и др., 2010; Marinin, Saintot, 2012]. С другой стороны субмеридиональные ориентировки сжатия для Северо-Западного Кавказа реконструированы и на современном этапе при реконструкции напряжений по сейсмологическим данным [Angelier et al., 1994]. Признаки современной активности, согласованной с условиями субмеридионального сжатия, установлены по деформациям речных террас в долинах рек Сочи и Мзымта [Trikhunkov et al., 2018].

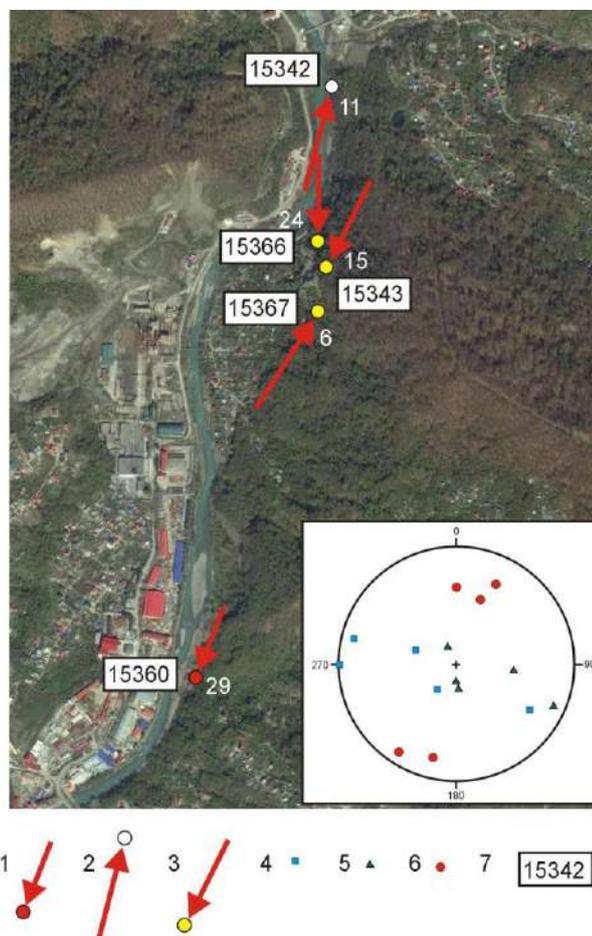


Рисунок 2. Ориентировка осей максимальных сжимающих напряжений в южной части Чвежипсинской зоны (район Пластунских ворот). На врезке: круговая диаграмма (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) с положением осей главных напряжений: 1-3 проекции осей (σ_3) максимальных сжимающих напряжений (направление стрелок в сторону погружения, угол погружения указан цифрой рядом) с типом напряженного состояния: 1 – горизонтального сжатия, 2 – горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, 3 – горизонтального сдвига; 4-6 – оси главных нормальных напряжений: 4-минимальных, 5-промежуточных, 6-максимальных; 7 – номера точек замеров.

Полученные характеристики напряженно-деформированного состояния зоны Воронцовского покрова характерны не только для основного этапа тектонического деформирования региона, но и для сделанных по сейсмологическим данным реконструкций напряженного состояния современного этапа. Выдержанность ориентировок и отсутствие парагенезов, связанных с другой ориентацией максимального сжатия, говорит о едином на неотектоническом этапе тектоническом режиме с горизонтальным укорочением в ЮЮЗ-ССВ направлении, то есть в поперечном направлении к основным складчатым и разрывным структурам этой части Северо-Западного Кавказа. При этом проявлены как обстановки горизонтального сжатия с формированием покровно-надвиговых нарушений, так и

обстановки латерального сдвигания (горизонтального сдвига) в которых формирование сдвиговых нарушений приводит к укорочению складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа в ЮЮЗ-ССВ направлении.

Исследования проведены при финансовой поддержке Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. 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.
2. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31-40.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
4. 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: ГЕОС, 2017. 225 с.
5. Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 319-333.
6. Angelier J., Gushtchenko O.I., Saintot A., Piyin A., Rebetsky Y.L., Vassiliev N., Yakovlev F.L., Malutin S. Relations entre champs de contraintes et deformations le long d'une chaine compressive-décrochante: crime et Caucase (Russie et Ukraine). C.R. Acad. Sci. Paris, 1994, Ser. II 319, 341-348.
7. Marinin A.V., Saintot A. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt. C.R. Geoscience. Academie des science, Paris, 2012, Vol. 344, No3-4, P. 181-190.
8. Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics, 2002, Vol, 357, P.1-31.
9. Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Shalaeva E.A., Marinin A.V., Novenko E.Yu., Frolov P.D., Revunova A.O., Kolesnichenko A.A., Novikova A.V. Quaternary river terraces as the marker of the Northwestern Caucasus active tectonics // Quaternary International. 2018 (in print) <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.001>

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ИНДИГИРСКОГО РАЗРЕЗА УЯНДИНО-ЯСАЧНЕНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Маскаев М. В.* (ГИН, xxnishka@gmail.com)

Аннотация

Уяндино-Ясачненская островная дуга относится к структурам ВерхояноКолымской складчатой системы (ВКС). Современная структура ВКС была сформирована в мезозойское время. В ее строении с запада на восток выделяются Верхоянская складчатая зона (пассивная окраина Сибирского континента), Колымо-Омолонский супертерреин, а также коллизионный пояс Черского, образованный в результате среднеюрской – раннемеловой коллизии Сибири и Колымо-Омолонского супертеррейна (рисунок 1).

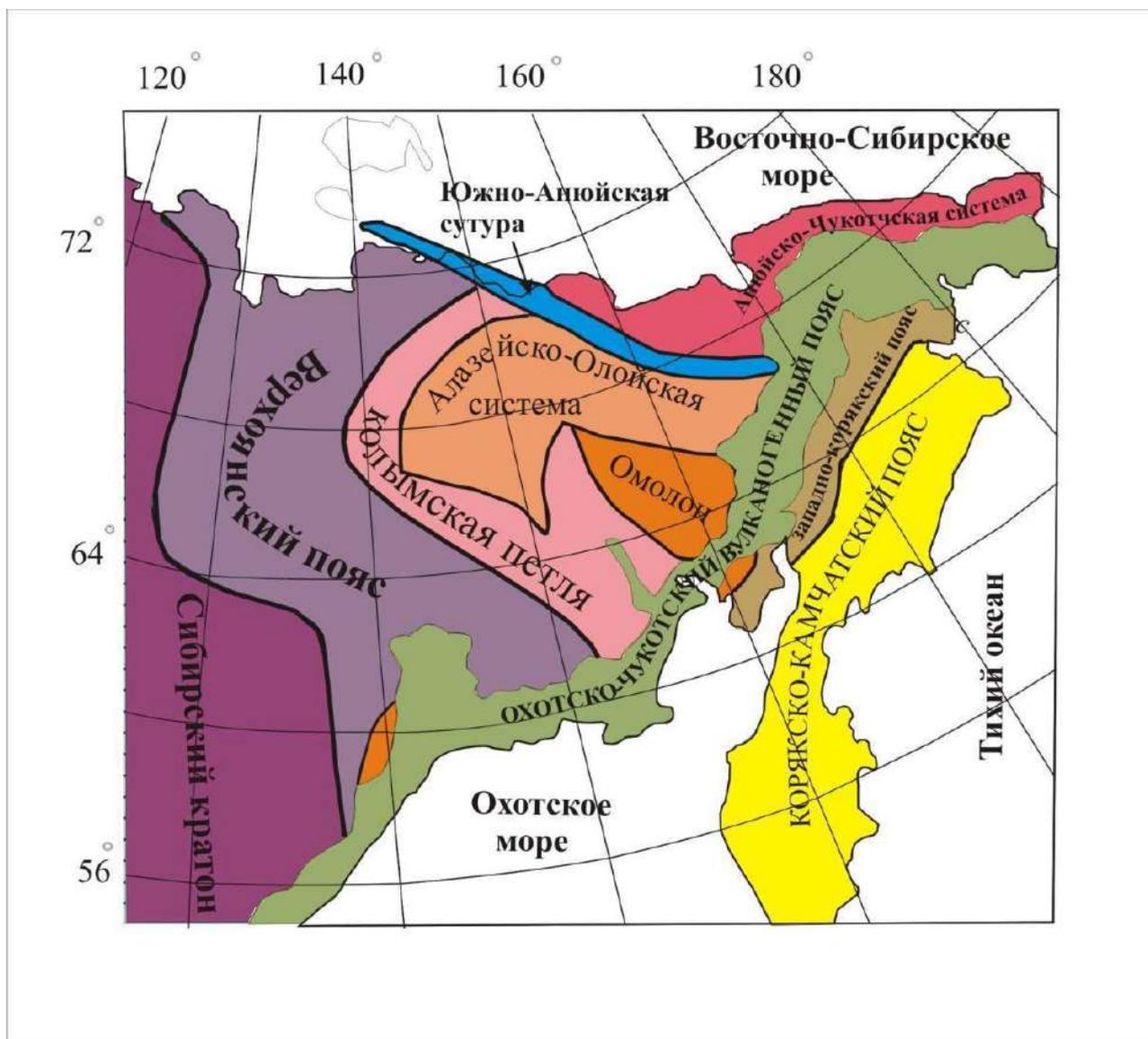


Рисунок 1. Схема строения северо-востока Азии. Соколов С. Д. Очерк северо-востока Азии // ГЕОТЕКТОНИКА, 2010, No 6

Коллизионный пояс Черского имеет северо-западное простирание. В его составе выделяются терригенные и вулканогенные образования палеозойского и мезозойского возрастов, интрузивные образования кислого состава, а также вулканогенно-терригенные отложения Уяндино-Ясачнинской вулканической дуги, которые протягиваются на расстояние более 850 км с юго-востока на северо-запад и имеют ширину выходов более 100 км. С северо-востока на юго-запад в строении дуги наблюдается зональность, выраженная сменой вулканитов основного состава вулканитами кислого состава. На сегодняшний день Уяндино-Ясачнинская дуга изучена крайне недостаточно. Практически отсутствуют современные данные о вещественном составе и изотопных возрастах пород. По этой причине геологическая природа дуги остаётся дискуссионной. Некоторые исследователи рассматривают ее в качестве позднеюрского рифта, другие в качестве островной дуги. Также открытым вопрос о направлении субдукции и полярности дуги и, как следствие, остается не ясным положение преддугового и задугового бассейнов.

С целью частичного решения этих вопросов сотрудниками Геологического института РАН были исследованы позднеюрские выходы вулканитов Уяндино-Ясачнинской вулканической дуги в среднем течении р. Индигирки. Изучались оксфорд–киммериджские вулканогенно-терригенные отложения в обрывах правого борта р. Индигирка в районе устья р. Учча, и киммеридж-волжские вулканиты в обрывах левого борта р. Индигирки в районе устья р. Ырга-Юрях.

Проведенные исследования показали, что разрез оксфорд-киммериджских отложений имеет более сложное строение и большее разнообразие пород. В его составе выделяются риолиты различного петрографического состава, разделенных горизонтами кластолав и терригенных пород. Характерно широкое развитие вулканитов с афировыми текстурами, что может свидетельствовать о быстром подъеме расплавов к поверхности. Разрез в районе устья руч. Ырга-Юрях напротив характеризуется однообразным составом слагающих его пород. Они представлены серыми порфиристыми риолитами, в которых вкрапленники составляют не менее 40-50%. Обилие порфиристых включений может свидетельствовать о длительном отстаивании расплавов в промежуточных магматических камерах.

Важной общей особенностью всех изученных риолитов является наличие реликтов свежего стекла в девитрифицированной фельзитовой основной массе. Таким образом, изученные вулканиты весьма перспективны для максимально точного определения состава родительских расплавов.

Предварительный анализ строения изученных разрезов и петрографических особенностей пород позволяет сделать вывод о различных условиях формирования позднеюрских вулканитов.

Ключевые слова: тектоника, северо-восток Азии, хребет Черского, коллизия, Уяндино-Ясачнинская островная дуга.

Литература:

1. Соколов С. Д. Очерк северо-востока Азии // ГЕОТЕКТОНИКА, 2010, No 6, С. 60–78

КОЖОЗЕРСКАЯ СВИТА: СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИИ)

Межеловская С.В. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе МГРИ-РГГРУ, Mezhelsofy@gmail.com),
Межеловский А.Д. (МГРИ-РГГРУ, geocon@yandex.ru)*

Аннотация

Полевое, петрографо-геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение терригенных пород кожозерской свиты в разрезе Ветреного пояса позволило установить, что породы представлены зрелыми силицитами аркозового состава, повышенной щелочности, формировались за счет разрушения магматических комплексов кислого состава с преобладающим возрастом 2730-2800 млн лет.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, палеопротерозой, терригенные осадки, детритовые цирконы, изотопное датирование, источники сноса.

Ветренный пояс расположен в юго-восточной части Фенноскандии, ограничен Карельским кратоном с одной стороны и Беломорский коллизионным орогеном с другой. В общем разрезе структуры, по данным (Куликов В.С. и др., 2011), выделяются следующие свиты (снизу вверх и с юго-запада на северо-восток): терригенная токшинская, сложенная кварцитами и кварцевыми гравелитами (мощность 300-1500 м); вулканогенная киричская, представленная андезибазальтами, андезитами и их туфами (700-1000 м). Выше залегает ряд терригенно-осадочных свит: калгачинская – конгломераты (250 м); кожозерская – известняки, доломиты, мергели (400-600 м); виленгская – песчаники, алевролиты и глинистые сланцы (1200-1500 м). Завершает разрез свита ветреного пояса, сложенная вулканитами коматиитовой серии (преимущественно коматиитовыми базальтами) и туфами основного состава (до 4000 м). Структурно-вещественные комплексы Ветреного пояса претерпели изменения не выше зеленосланцевой фации, это обусловило хорошую сохранность пород и их структурно-текстурных особенностей. Возраст структуры, согласно датировкам коматиитовых базальтов завершающего этапа, отвечает сумийскому надгоризонту палеопротерозоя и лежит по разным оценкам в интервале от 2405-2410 млн лет.

Проведенные авторами полевые исследования и детальная документация реперных обнажений кожозерской свиты, территориально расположенных в труднодоступной центральной части Ветреного пояса (гг. Вингора, Хозега, мысы Плитный и Монастырский), показали следующее: свита является крайне неоднородной по составу: в основании залегают аркозовые, плохо сортированные и местами рассланцованные кварциты, фациально переходящие в метаморфизованные сланцы по карбонатам с небольшой примесью терригенного материала. Осадки чередуются с маломощными амфиболизированными базальтами и серо-зелеными сланцами грауваккового состава. Согласно петрографическому описанию в составе карбонатов наблюдается примесь полевых шпатов и мелких зерен кварца, а в поздней генерации присутствуют низкотемпературные амфиболы, что в свою очередь сказывается на их петрогеохимическом составе. Для уточнения минерального состава был проведен анализ на сканирующем электронном микроскопе, при пересчете полученные точки составов отвечают кальциту в чистом виде, кислым полевым шпатам и амфиболам актинолит-тремолитового состава.

Аркозовая составляющая с мыса Плитный представлена полимиктовыми кварцитами. При петрографическом изучении наблюдается преимущественно кварцевая обломочная порода, неравномернозернистой гранобластовой, иногда порфиробластовой структуры.

Кроме зерен кварца, наблюдаются крупные выделения калиевого полевого шпата – ортоклаза и таблитчатые кристаллы плагиоклазов кислого состава довольно хорошей сохранности. В роли цемента выступают минералы группы эпидота, а также слюд. Иногда встречаются мелкие обломки микроклина с характерной микроклиновой решеткой и наложенная биотитизация. Сортировка отсутствует. Геохимически породы отвечают силицитам - содержания SiO_2 до 75%, по гидролизатному модулю породы отвечают олигомиктовым кварцевым метапесчаникам, по общей нормативной щелочности являются повышенощелочными. На диаграмме Юдовича Я.Э. точки составов попадают в поле метаркозов.

Для уточнения нижней временной границы и определения источников сноса для формирования кожозерской свиты авторами была отобрана проба для выделения и последующей датировки детритовых цирконов. Методом лазерной абляции было продатировано 69 зерен. Из них для 16 получены дискордантные значения, которые в дальнейшем не учитывались. Основная часть детритовых цирконов имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале 2730-2800 млн лет с пиками на PD графике 2751, 2769 и 2795 млн лет (рис. 1). В подчиненном количестве встречаются зерна с возрастными пределами 2810-2925 и 3020-3125 млн. лет. На основе изучения внутренней структуры зерен циркона и распределения РЗЭ сделан вывод о их магматической природе, а характер распределения элементов указывает на кислую материнскую породу. В качестве источника обломочного материала для формирования пород кожозерской свиты могли послужить гранитоиды Сумозерско-Кенозерской структуры.

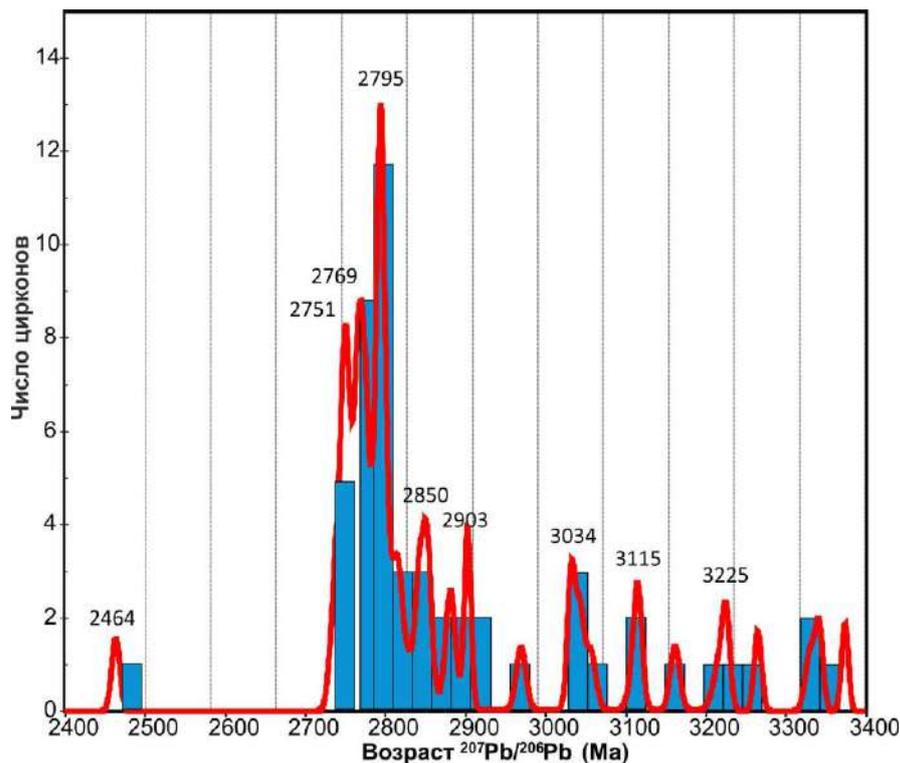


Рисунок 1. Гистограмма распределения возрастов детритовых цирконов выделенных из кварцитов кожозерской свиты

Единичные цирконы имеют более древние датировки – до 3370 млн. лет. По всей видимости источником этих цирконов являются ТТГ-гнейсы Водлозерского блока, которые находятся на небольшом удалении от Ветреного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 17-05-00592 А.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД МЫСА СВЯТОЙ НОС (ЛАПТЕВО-СИБИРОМОРСКИЙ РЕГИОН)

Мусеев А.В. (ФГБУН Геологический институт РАН, moartem@yandex.ru),
Маскаев М.В. (МГРИ; ФГБУН Геологический институт)*

Аннотация

В работе изложены результаты полевых исследований и вещественного изучения вулканогенной толщи мыса Святой Нос (Лаптево-Сибироморский регион). Породы представлены преимущественно андезитовыми туфами, реже андезитами и дацитами. Залегают наклонно, складчатых деформаций выявлено не было. Геохимический состав пород позволяет предположить их образование в надсубдукционной обстановке.

Ключевые слова: Геотектоника, Северо-Восток России, Арктика, Святой Нос, геохимия.

Южно-Ануйская сутура, выделяется в отдельную складчатую систему, которая разделяет структуры Чукотской (Новосибирско-Чукотской) и Верхояно-Колымской складчатой областей. В истории развития сутуры выделяют два основных этапа: 1) океанический (полеозой – низы поздней юры), когда существовал Прото-Арктический океан; 2) коллизионный (волжский век-ранний мел), который начался с перерождения океана в остаточный Южно-Ануйский бассейн и завершился формированием покровно-складчатой системы в барреме (Соколов, 2015). Сокращение океанического пространства было вызвано существованием в позднеюрское-раннемеловое время зон субдукции по обе стороны Южно-Ануйского бассейна. Юго-западная граница (в современных координатах) маркировалась Олойским вулканическим поясом; северо-восточная – Кульпольнейской (или Нутесинской) дугой (Тектоника континентальных окраин..., 1980; Тектоника, геодинамика..., 2009; Соколов и др., 2015). Многие вопросы строения выделяемых конвергентных границ (полярность зоны субдукции, геодинамическая обстановка формирования, время формирования и т.д.) остаются не выясненными.

Коллизионный этап развития Южно-Ануйской сутуры сменился обстановкой растяжения (апт-альб), приведший к формированию наложенных орогенных впадин и локальных рифтов, с характерными внутриплитными вулканитами.

В работе изложены предварительные результаты полевых работ и интерпретации геохимических данных андезитов и дацитов и их туфов мыса Святой Нос (Лаптево-Сибироморский регион), которые были изучены в полевом сезоне 2018 года.

Мыс Святой Нос разделяет моря Лаптевых и Восточно-Сибирское (рис. 1). Породы мыса, при различных интерпретациях, могут быть включены в состав Верхояно-Колымской, Чукотской или Южно-Ануйской складчатых систем. Дочетвертичные породы обнажены в виде полосы шириной около 3 км вытянутых в северо-западном направлении. Они представлены гранитоидами, вулканитами и туфами, и терригенными породами. Возраст и взаимоотношения пород остаются дискуссионными. В последней редакции листа S-53,54 (Бургуто А. Г. и др., 2016) возраст гранитоидов определен как верхи раннего мела (127-110 млн лет). Терригенные породы по мнению разных исследователей либо выделяются в отдельную позднеюрскую толщу (см. рис. 1 б) (Косько и др., 1985), либо включены в состав вулканогенной части (Бургуто и др., 2016). Вулканогенные породы мыса Святой Нос представлены туфами и базальтами, южнее, аналогичные породы дифференцированы до андезитов и дацитов. Возраст пород определен как раннемеловой (115-100 млн лет) (Бургуто А. Г. и др., 2016; Косько и др., 1985), или как юрский (145-160 млн лет) (Аулова, 1991).

Таким образом, формирование вулканитов мыса Святой Нос могло происходить в до коллизионный этап развития и образоваться в пределах одной из юрско-раннемеловой

конвергентной границ Южно-Анжуйского бассейна. Не исключен вариант, что породы могли быть образованы во внутриплитной обстановке в постколлизийный этап развития в конце раннего мела.

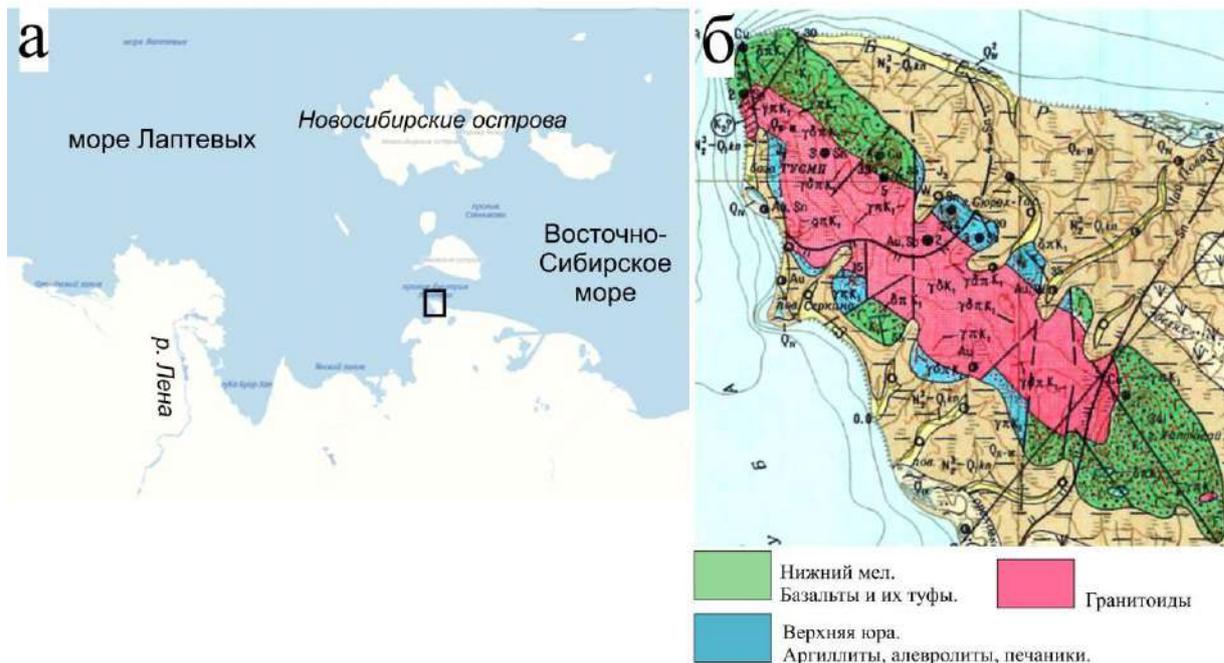


Рисунок 1. а – положение района исследований; б – фрагмент геологической карты мыса Святой Нос (по Косыко и др., 1985).

Для определения геодинамической обстановки формирования вулканитов, были проведены полевые работы и опробованы породы в пределах мыса Святой Нос. Полевые наблюдения указывают на отсутствие толщ, полностью состоящих из терригенных пород. Отдельные горизонты алевролитов, содержат тонкие прослои богатых пирокластическим материалом и представляют собой прослои среди вулканических пород. Вулканогенные постройки представлены горизонтами амфиболовыми андезитами, андезитами, кластолавами андезитов, туфами, эдафогенными песчаниками. Объем пирокластических пород в общей доли составляет около 70%. Туфы представлены в основном витрокластическими разностями. В верхней части разреза встречаются горизонты агломератовых туфов, состоящих из обломков андезитов. Туфогенно-осадочные породы – серые и темно-серые, слоистой, редко массивной встречаются текстуры. Встречаются текстуры подводного оползания. Потоки андезитов представлены в основном массивными серыми и черными разностями. Реже встречаются миндалекаменные текстуры. Структуры в основном афировые, реже порфиоровые. Андезиты резко преобладают над дацитами, в соотношении 1/6. Вулканиты залегают наклонно, до 40° , падение пород не выдержано. Замков складок установлено не было. Видимая мощность вулканогенных пород, от уреза моря до верхней точки, до 400 м. Вулканогенные породы прорываются порфиоровыми кварцевыми диоритами (?) и гранитами. Отдельные дайки гранитов мощностью до 2 м имеют субширотное простирание, контакты погружены на север, северо-запад под углами до $30^\circ-40^\circ$.

По петрохимическому составу, породы отвечают породе нормального ряда щелочности, попадая в поля андезитов и дацитов. Все породы низко титанистые (TiO_2 до 1,1 масс. %). Спектры редкоземельных элементов имеют отрицательный наклон (рис. 2а), породы обогащены легкими землями относительно тяжелых ($La/Yb=3-5.1$). Суммарное содержание редкоземельных элементов достаточно высокое, колеблется от 43 до 92 г/т. На мультиэлементных диаграммах редких элементов для вулканитов и туфов отчетливо прослеживаются отрицательная Nb аномалия (см. рис. 2б), обогащение всеми

крупноионными литофилами (Rb, Ba, Th) и высоко зарядными элементами (Zr, Hf, Ti). Большинство перечисленных вещественных характеристик состава вулканитов и туфов мыса Святой Нос свойственны для надсубдукционных магматических комплексов.

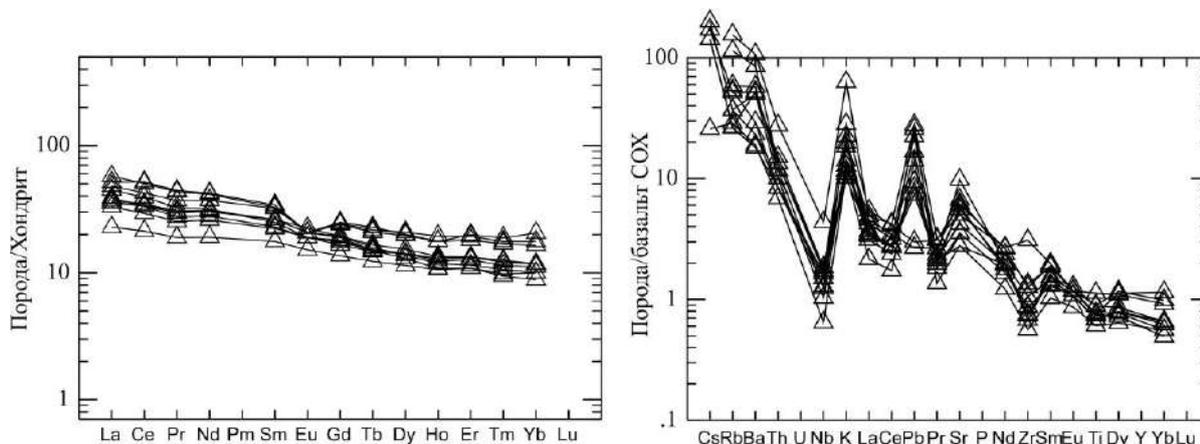


Рисунок 2. Спектры распределения РЗЭ нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989) (а) и элементов-примесей, нормированные к базальтам срединно-океанических хребтов (Sun, McDonough, 1989) (б) для вулканогенных пород мыса Святой Нос.

Заключение. Высокая доля пирокластических пород, указывают на формирование толщи вблизи или выше уровня моря. Породы слабо деформированы и не метаморфизованы, что может указывать на их формирование в постколлизийный этап. Высокие концентрации редкоземельных элементов позволяют предполагать обогащенный источник при формировании расплава, что свойственно внутриплитным обстановкам. Однако характер распределения редкоземельных элементов, содержания крупноионных и высокозарядных рассеянных элементов и титана, скорее указывает на формирование вулканогенных пород в надсубдукционной обстановке. К последнему предположению склонны авторы работы. Отличить внутри океаническую или окраинно-континентальную природу надсубдукционного магматизма пока не удалось.

Работа проведена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-77-10073. Сотрудники ГИН РАН обеспечены базовым финансированием за счет субсидии по теме № 0135-2016-0022.

Литература

1. Аулов Б. Н., Иваненко Г. В., Поташева М. Н. и др. Отчет о космофотогеологическом картировании м-ба 1 : 500 000 на площади листов Т-54-В, Г; Т-55-В; Т-56-В, Г; Т-57-В, Г; S-53-А, Б, В, Г; S-54-А, Б, В, Г; S-55-А, Б; S-56-А, Б. 1991.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1: 1000 000. Серия Лаптево-Сбироморская. Листы S-54 – о. Столбовой, S-54 – Ляховский о-ва. Объяснительная записка. Спб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 300 с. + 9 вкл. (авторы Бургуто А. Г., Дорофеев В. К., Рекант П. В., Шкарубо С. И. и др.)
3. Государственная геологическая карта СССР, м-б 1 : 200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV, V, VI; S-53-XI, XII; S-54-I, II, III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. М., 1985, 161 с. (авторы М. К. Косьюк, В. Ф. Непомилуев, Н. С. Бондаренко).
4. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
5. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. (ред.: М.С.Марков, Ю.М.Пушаровский, С.М.Тильман, В.С.Федоровский, Н.А.Шило). М.: Наука. 1980. 285 с..



6. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. – 227 с.

7. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P.313–345.

ОЦЕНКИ РЕЖИМОВ СЕЙСМОГЕННЫХ ПОДВИЖЕК ПО ПРОДУКТАМ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОРОД В ЗОНАХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А., Смутьская А.И.
(ИФЗ РАН, morozov@mail.ru)*

Аннотация

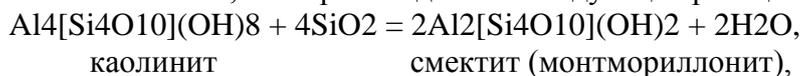
На основе инструментально-аналитического изучения минерально-вещественных образований зеркал скольжения и глинок трения в активных сейсмогенных разломах и в зонах палеоземлетрясений продемонстрирован новый для отечественной сеймотектоники междисциплинарный подход, использующий возможности совмещения методов структурной геологии, петрологии, геохимии и геомеханики для оценки условий зарождения и реализации режима сейсмической подвижки. На конкретных примерах из разных регионов по продуктам структурно-вещественных преобразований пород (глинки трения, милониты, катаклазиты, псевдотахилиты) различного состава и уровня глубинности в разломных зонах оцениваются вероятные механизмы зарождения механической неустойчивости, изменения динамики подвижки, причины ослабления и упрочнения разломных тектонитов в ходе сейсмического цикла. Рассчитываются реакции минерально-фазовых превращений, их термо-энергетический баланс, термодинамические параметры процесса, объемные эффекты и даются оценки влияния меняющихся в ходе подвижки условий на геомеханические свойства среды. Обсуждаются варианты, способы и доли расхода сейсмической энергии на трибохимические по своей природе преобразования пород в разломах эндо- и экзотермической направленности.

Ключевые слова: зеркало скольжения, глинки трения, псевдотахилиты, сейсмическая подвижка, верхняя переходная зона от асейсмического к сейсмическому режиму, термоэнергетический баланс, трибохимические реакции.

Целенаправленное инструментально-аналитическое изучение особенностей структурно-вещественных преобразований в зонах локализованных деформаций, обычно происходящих в земной коре в геомеханических обстановках сдвига, охватывает широкий круг проблем, решаемых на стыке геологии, петрологии, геохимии, сейсмологии и геомеханики. Объектами исследования являются деформационные фации (тектониты, сейсмиды) пород разного исходного генезиса и вещественного состава, возникшие и эволюционирующие в условиях повышенных параметров давления, температур, нормальных и касательных напряжений, скоростей деформаций, флюидного режима. К ним в первую очередь относятся продукты преобразований в зонах сейсмогенных разломов, возникшие на разных глубинах при сейсмических скоростях динамической подвижки (порядка 1-5 м/сек), такие как глинки трения, пленки зеркал скольжения, катаклазиты, милониты, псевдотахилиты. Их изучение в местах непосредственного выхода зоны динамической подвижки на поверхность, на более глубоких уровнях при вскрытии активных разломов буровыми скважинами-обсерваториями или в древних разрывных зонах, формировавшихся на разных глубинах в земной коре, а ныне выведенных тектоникой и эрозией на дневную поверхность, дает возможность изучения не только важного для сейсмологов режима сейсмического процесса (оценка кинематики смещения, динамики подвижки, глубинности проявления, механизмов ослабления и упрочнения в разломе), но и сопутствующих процессов метаморфизма, метасоматоза, плавления, рудогенеза. Это, по сути дела, составляет еще только развивающийся междисциплинарный подход, с помощью которого решаются своего рода обратные задачи, когда по результату проявленного деформационного процесса делается попытка реконструкции геомеханических условий реализации

динамической подвижки и некоторых сопровождающих ее явлений структурно-вещественных преобразований. При этом рассматриваются ее следствия с точки зрения оценки энергетический баланса и термодинамических параметров минеральных преобразований, объемных эффектов, особенностей перераспределения вещества, флюидного режима. Изучение упомянутых процессов на примерах разломных глинок трения по суглинкам, песчаникам, шунгитам, метапсаммитам аркозового типа и псевдотахилитам по ним [Морозов и др., 2018; Морозов и др., 2016, Морозов и др., 2019], представляющим приповерхностные горизонты земной коры в интервале глубин 3-12 км, позволяет прояснить некоторые особенности влияния деформационного фактора на ход и результат структурно-вещественных преобразований этих пород, условия частичного плавления, термодинамику и кинетику реакций, их термо-энергетический баланс.

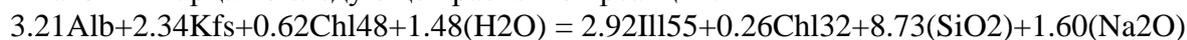
В частности, на примере слабо литифицированных глин и суглинков юрского возраста (Тянь-Шань), попавших в зону активного на стадии орогенеза разлома, можно показать, как при формировании зеркала скольжения меняется минерально-фазовый состав и текстура породы и какие это имеет следствия для режима динамической подвижки. Было установлено, что исходная суглинистая порода содержит каолиновую ассоциацию с примесью смектита с Ca-Mg обменным комплексом и неупорядоченной смешанно-слоистой фазы, типа слюда-смектит с соотношением пакетов слюды и смектита 40:60, соответствующим условиям раннего диагенеза ($T < 100^\circ\text{C}$). В зоне подвижки образование пленки зеркала скольжения сопровождалось процессом дегидратации каолинита и его замещение смектитом, доля которого возрастает с 9 до 11%, при этом обменный комплекс меняется на чисто магниевый. Количество смешанно-слоистой фазы возрастает с 7 до 11%, а смектитовых пакетов до 70% при заметном уменьшении доли каолинита (на 6%). Процесс смектитизации, обусловивший удаление конституционной воды из структуры каолинита и привнос ее в межслоевые пространства смектита, мог происходить по следующей реакции:



Эта реакция смектитизации каолинита по нашим расчетам требует расхода энергии $\Delta G = +4172$ Кдж/моль. Расчет объемного эффекта реакции показал увеличение объема минимум на 19%, и это как раз может быть результатом «разбухания» смектитов в пленке за счет выжимания воды из порового пространства исходной глины в зону зеркала скольжения и повышенной гидратации пленки. Это отразилось на уменьшении модуля сдвига разломной матрицы и, как следствие, на ослаблении самого разлома, так как увеличение водонасыщенности в глинистом материале на 10% приводит к снижению модуля сдвига на 13.8%. Исходя из известных диапазонов устойчивости диоктаэдрических смектитов и смектитовой компоненты смешанно-слоистых фаз, температурный фон преобразований в зеркале скольжения определен в интервале $120-150^\circ\text{C}$. На этом основании допускается возможность термального расширения водного флюида в глинке трения, что могло приводить к частичному снятию нормальных напряжений и облегченному скольжению по разлому.

Выявлены признаки проявления противоборствующих тенденций в развитии процессов деформационного преобразования вещества в разломе. Так, повышенная гидратация пленки зеркала скольжения, первоначально ослабляющая разломную прочность, при достижении критических соотношений водонасыщения, температуры и доли глинистой (смектитовой) компоненты может приводить, наоборот, к динамическому упрочнению разлома. Кроме того, одновременно фиксируются процессы, приводящие как к уплотнению материала (удаление крупноразмерных ионов Ca из смешанно-слоистых фаз), так и к его разуплотнению за счет увеличения доли разбухающей глинистой фазы (смектита). Все вместе это может служить значимыми факторами, определяющими неустойчивость релаксации напряжений в разломе, и влиять на изменение динамики подвижки.

Другой пример касается формирования зеркала скольжения и глинок трения в аркозовом песчанике. из рифейских турбидитовых толщ полуостровов Рыбачий-Средний (Баренцевоморское побережье Кольского п-ова). Песчаники, состоящие на 75 % из обломочного материала (кварц, полевые шпаты, слюды) и на 25 % из аутигенного глинистого цемента, прошли глубокую стадию литификации и претерпели диагенетические изменения, не превышающие уровня анхиметаморфизма (< 200°C). В субслоистых и секущих зонках подвижки массивная матрица песчаника с псаммитовой структурой была преобразована в тонко-листоватые глинки трения с зеркалами скольжения, с радикальными изменениями не только структуры, но и химического и минерально-фазового состава. Было установлено, что в пленке зеркала скольжения полностью отсутствует кварц, плагиоклазы и калиевые полевые шпаты, но существенно возрастает концентрация диоксида титана (анатаз). При этом выявлено синдеформационное проявление процессов гидратации полевых шпатов и кварца по следующей расчетной реакции:



Кварц в ходе этой реакции также подвергается гидролизу и преобразуется в ортокремниевую кислоту: $SiO_2 + 2H_2O_{ж} = H_4SiO_{4ж}$, которая легко переходит в раствор и выносится в смежные декомпрессионные зоны, заполняя многочисленные трещины отрыва, обильно опережающие зону подвижки.

В глинистой фракции пропадают чистые смектиты, составлявшие в песчанике не менее 2% объема и заметно снижается доля смектита в смешаннослойной фазе (до 5%); за счет смектита, каолинита и частично хлорита образуется более зрелый глинистый минерал – иллит, который оказывается преимущественной фазовой составляющей глинки трения. Хлориты зеркала скольжения оказались менее железистыми, с меньшим дефицитом октаэдрических катионов, чем хлориты цемента песчаника. При этом отмечен резкий скачок магнетиальности хлоритов в зеркале скольжения, в то время как сумма октаэдрических катионов растет постепенно с приближением к зеркалу скольжения, что свидетельствует о росте температуры в зоне подвижки. По отсутствию в глинке трения набухающей компоненты (смектит) установлен диапазон температуры этих преобразований порядка 300°C, а по факту практически полного преобразования каолинита в иллит определена глубина ее проявления около на уровне не менее 3 км. Рассчитаны энергетические балансы реакции смектитизации каолинита ($\Delta G = + 4172$ кДж) и гидратации полевых шпатов ($\Delta G = +1158$ кДж), указывающие на расход части энергии на реализацию преобразований эндотермической направленности, чем можно объяснить известный факт отсутствия тепловых аномалий в сейсмоактивных зонах разломов период подготовки и реализации сейсмического события.

Среди возможных геомеханических следствий этих структурно-вещественных преобразований можно назвать: 1) потерю прочности субстрата в зоне подвижки, связанную с замещением в процессе гидролиза каркасных силикатов на слоистые, существенно различающиеся по модулю сдвига; 2) переход кварца в растворимую форму – ортокремниевую кислоту, формирующий в зоне сместителя гелевые кремнеземные пленки, заметно уменьшающие коэффициент трения разломной матрицы; 3) замену смектита иллитом, обладающим гораздо более высоким коэффициентом трения и испытывающим переход к скоростному упрочнению при более низких величинах нормального стресса, чем смектит, может служить причиной упрочнения в разломе; эти две противоборствующие тенденции могут быть одной из причин проявления механической неустойчивости при подвижке.

Отдельное направление исследований представляет изучение псевдотахилитов - расплавленную фацию пород, свидетельствующую о подвижках в диапазоне сейсмических скоростей в достаточно определенном интервале глубин земной коры. На основе изучения двух разновидностей псевдотахилитов по гранитоидам из рифейского комплекса

Баренцевоморского побережья (п-ов Рыбачий) и по метапсаммитам палеопротерозойского комплекса Северного Приладожья несколькими независимыми методами аналитики показано, что они принадлежат к двум разным генетическим формам - механически измельченным породам и продуктам расплавления, соответственно. Для расплавных псевдотахилитов Северного Приладожья показано смещение процесса в сторону слюдистой эвтектики и определена глубина формирования около 3 км в связи с раскristализацией в стекле новообразованных минералов сметитовой группы. Рассмотрены и сформулированы необходимые условия формирования псевдотахилитов: наличие «сухого» трения, быстрый отвод тепла и резкое охлаждение расплавленного вещества, определенные соотношения скорости - сдвигового напряжения - величины смещения - температуры вмещающего субстрата. Оценены температурные условия, благоприятные для реализации плавления, отмечена важная роль диспергированного состояния породного вещества для снижения порога его плавления. Высказано предположение, что эти две изученные морфогенетические разновидности псевдотахилитов могут представлять собой продукты последовательных и взаимосвязанных стадий (механическое измельчение - фрикционное расплавление) единого процесса преобразования вещества при сейсмических скоростях подвижки.

Новые и существенно иные результаты подобных исследований разломных тектонитов (сейсмитов), связаны с преобразованиями карбонатов осадочного генезиса, в частности, с процессами термомеханического разложения кальцита, сопровождавшимися выделениями свободного углерода и фракционированием его стабильных изотопов под влиянием деформационного фактора. Это не только расширяет фактическую базу поставленных и обсуждаемых вопросов, но и открывает новые аспекты исследований в междисциплинарном сегменте наук о Земле.

В целом, на основании результатов изучения разломных тектонитов можно сделать вывод о том, что во время реализации подвижки в сейсмогенных разломах могут иметь место трибохимические явления, которые играют ведущую роль в энергетическом обеспечении процессов ускоренного преобразования вещества, что позволяет допускать возможность глубоких минерально-вещественных и структурно-текстурных изменений в интервале сейсмического цикла. Устанавливается факт масштабного перераспределения вещества в ходе быстротечных деформационно-вещественных преобразований, сопровождаемого явлениями привноса-выноса, растворения-переотложения и кристаллизации новых минеральных фаз. Детальное изучение таких синдеформационных преобразований указывает на потенциальные пути и способы расходования энергии землетрясений, что позволяет составить реестр возможных энергетических затрат в зоне сейсмогенной динамической подвижки.

Литература

1. Морозов Ю.А., Букалов С.С., Лейтес Л.А. Механохимические преобразования шунгита в зоне динамической подвижки. Геофизические исследования. 2016. №2. С. 5-18.
2. Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Структурно-вещественные записи палеоземлетрясений в терригенных породах: анализ и интерпретация. Физика Земли. 2018. №1. С. 3-25.
3. Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Кулаковский А.Л., Смутьская А.И. Псевдотахилиты - два генетических типа Доклады АН. 2019 (в печати).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВОЙ РУДНОЙ БАЗЫ ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ СТРУКТУРЫ

Муминов С.А. (Российский университет дружбы народов, sardorbek_17@mail.ru),
Дьяконов В.В. (Российский государственный геологоразведочный университет,
mdf.rudn@mail.ru)*

Аннотация Тянь-Шань складчатая система в Средней и Центральной Азии протяженность около 2500 км. В настоящее время Западный Тянь-Шань можно рассматривать как промышленную медно-порфировую провинцию. Кроме того, в рудах ряда месторождений установлены повышенные содержания рения. Преобладающая часть месторождений и рудопроявлений, исключительно широко распространенных в краевых частях вулканогенных мегаструктур, отвечает диоритовой модели медно-порфировых систем.

Ключевые слова: Тянь-Шань, медно-порфировая формация, массив, дайки, интрузии, отложения.

По существующим представлениям, Тянь-Шань входит в состав Урало-Монгольского складчатого пояса и является областью, сложенной преимущественно палеозоем, причем нижнепалеозойские накопления, именно досилурийские, во многих местах резко отличаются от средне- и верхнепалеозойских. Различают каледонскую Казахстано-Северотяньшанскую и герцинскую Урало-Тяньшанскую структурно-фациальные зоны [2, 3, 4, 5, 6, 7].

Впервые на разновозрастность структуры Тянь-Шаня и всей Средней Азии указал Д.В. Наливкин, выделивший здесь три группы горных хребтов, объединенные в северные, центральные и южные дуги. Северные дуги, или собственно Тянь-Шань, образовались в период каледонского тектогенеза. Среди них имеются крупные массивы нижнепалеозойских гранитов; мезозойские и третичные накопления занимают небольшие полосы и отдельные участки, они слабо дислоцированы, все структуры осложнены мощными зонами разломов. Южная граница северных дуг проходит примерно от подножия гор Нуратау севернее Худжанда, вдоль южного края Ферганской котловины, по долине р. Нарына до горного массива Хан-Тенгри. Центральные дуги, или Алайские горы, сложились в герцинский тектогенез и тоже вогнуты к югу; здесь многочисленны гранитные интрузивы; морские и континентальные осадки мезозоя и кайнозоя, дислоцированы слабо. Граница центральных дуг проходит приблизительно по р. Зеравшану до его истоков, затем условно по Алайской долине к Кашгару и по окраине Таримской депрессии. Южные дуги, или горные цепи Памира, сформировались в результате мощного альпийского тектогенеза. Они включают многочисленные молодые интрузии и вулканические излияния.

Каледониды являются наиболее распространенными структурами Тянь-Шаня. Основанием их служат гнейсы, слюдяные сланцы, кварциты, амфиболиты докембрия; нижний палеозой – средний и верхний кембрий и ордовик выражены кремнистыми и глинистыми сланцами, песчаниками, кварцитами, мраморами, спилито-кератофирами общей мощностью 5000–6000 м. Каледониды сформировались к началу силура. Они содержат гранитоиды каледонского возраста. Небольшая часть их относится к среднему и верхнему палеозою. Ультраосновные и основные интрузии редки и незначительны по размерам.

Типичными герцинидами являются такие сооружения, как хребты Чаткальский, Пскемский, Угамский, Джебаглы, Западный Каратау, объединяемые в Чаткальскую зону, а также мелкие хребты западных отрогов Терской-Алатау, объединяемые в Кавакскую зону. Главными слагающими их породами надо считать девонские и нижнекаменноугольные. В строении сооружений Чаткальской зоны важнейшую роль играют мощные известняки

верхнего девона и нижнего карбона, красноцветные песчаники и конгломераты среднего и верхнего девона, сланцы, песчаники и эффузивы нижнего палеозоя. Эти отложения собраны в широкие крупные складки северо-восточного простирания. Среди них много разрывов, имеются интрузии среднекарбонных гранитоидов. В Кавакской зоне широко развиты мощные карбонатные и терригенные осадки нижнего карбона. В основании залегают нижнепалеозойские песчаники и граптолитовые сланцы. Ряд зон, выделяется в полосах позднегерцинской складчатости, где в разрезах виднейшее место принадлежит мощным терригенным и эффузивным толщам верхнего палеозоя – от среднего карбона до конца перми. Интрузии представлены породами гранодиоритового ряда, редко щелочными. Складчатые структуры не отличаются сложностью.

Металлогенические особенности рассматриваемого региона определяются литологическим составом толщ, вмещающих интрузии и постмагматическим оруденением.

Промышленные месторождения медно-порфировой формации, в пределах рассматриваемого региона, располагаются в пределах Западного Тянь-Шаня.

В срединной зоне Западного Тянь-Шаня, в Кураминской подзоне располагается Алмалыкский рудный район. В региональном плане Кураминская подзона представляет собой обнаженную часть протяженного Курамино-Кызылкумского вулканоплутонического пояса, прослеживающегося в северо-западном направлении на расстояние более 800 км, наложившегося на внутреннее поднятие, испытавшее раннюю консолидацию в пределах герцинской геосинклинальной области Западного Тянь-Шаня. Основная часть пояса скрыта под платформенными отложениями Северо-Кызылкумской синеклизы.

В пределах пояса широким развитием пользуются образования порфировой (липаритовой) формации, представленной магматическими продуктами среднекарбон-пермского времени. Среди эффузивных разностей преобладают породы кислого состава (дацит-липариты), более основные (андезиты, андезито-базальты) – пользуются незначительным распространением. Наряду с эффузивными образованиями широко распространены интрузивные гранитоидные массивы, субвулканические тела и дайки, образующие, вместе с пирокластическими продуктами, единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Вулканогенные образования, рассматриваемого пояса, в настоящее время, сконцентрированы в пределах остаточных депрессий (грабен-синклиналях), как правило овальной формы, размером от десятков до первых сотен километров, часто соприкасающихся между собой и ограничены кольцевыми разломами. Размещение депрессий в пределах зоны определяется крупными долгоживущими разломами. Положение интрузивных образований за пределами депрессий, также определяется крупными разрывами, вдоль которых в виде прерывистых цепочек вытягиваются массивы. Для вулканогенных образований характерно чередование различных по составу пород. Отмечается общая эволюционная направленность в изменении вулканогенных образований от андезитов через андезито-дациты к липаритам. В целом отложения в пределах депрессий почти не подвергались складчатым деформациям. Условия их залегания в основном определяются самим процессом вулканогенного осадконакопления. По нашему мнению эти депрессии отвечают палеовулканическим сооружениям.

В.А. Арапов [1] предложил оригинальную схему блокового строения Кураминской зоны, близкой по своему духу к палеовулканическим реконструкциям.

Алмалыкское рудное поле сложено в основном сиенитами и сиенито-диоритами, прорванными малыми интрузиями гранодиорит-порфиоров, кварцевых порфиоров и дайками липаритов. Наиболее интенсивно процессы рудообразования проявлены в северной и центральной частях рудного поля, где сформировался Кальмакырский штокверк.

Граница штокверка расплывчатая, характеризующаяся сложными извилистыми и нерезкими очертаниями. Общая форма рудной части этого крупного тела напоминает трубу,

неправильно-кольцеобразную в плане и уходящие на большие глубины. Внутренняя часть «трубы» занята слабо минерализованным гранит-порфиром. Приповерхностная часть штокверка в основном сложена окисленными рудами и частично вторичными сульфидами. Эта гипергенная «покрышка» занимает всю площадь поверхностного выхода штокверка.

Первичные руды представлены измененными сиенитами, реже гранодиорит-порфирами с тонкими прожилками и рассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита и кварца. В рудах встречаются гематит, борнит, халькозин, молибденит, магнетит, сфалерит, галенит, золото. Соотношение между глазными минералами зоны – пиритом и халькопиритом – колеблется от 4:1 в гранодиорит-порфирах, до 1:1 в сиенитах. Текстура руд, в которых преобладает пирит, преимущественно прожилковая, а для халькопиритовых руд более свойственна вкрапленная. Размеры зерен халькопирита колеблются в пределах от 0,05 до 0,6 мм. Для первичных руд характерно относительно равномерное распределение содержания меди, и однородный минеральный состав руд.

Литература

1. *Арапов В.А.* Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. – Ташкент: Фан, 1983.
2. *Бадалов С.Т.* Геохимические особенности рудообразующих систем. – Ташкент: Фан, 1991.
3. *Дьяконов В.В.* Медно-порфировые месторождения – условия локализации и поиска. РУДН, 2010-239с.
4. *Павлова И.Г.* Медно-порфировые месторождения. (Закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л., Недра, 1978. 275 с.
5. *Попов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. – М.: Наука, 1977. – 203 с.
6. Проблемы тектоники Центральной Азии. М.:ГЕОС, 2005, 346 с.
7. *Русаков М.П.* Медные руды Средней Азии и проблема Алмалыкстроя: Минеральные богатства Средней Азии. – Л.: ОНТИ, 1935.

СОЗДАНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕНЕЗА В ПРИЛОЖЕНИИ К ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Мягков Д.С.* (ИФЗ РАН, dsm@ifz.ru)

Аннотация

Изучается проблема поиска геодинамического источника, ответственного за формирование напряжённо-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов Центральной Азии. Исследование ведётся методом математического (аналитического) моделирования. Результаты моделирования сопоставляются, в первую очередь, с тектонофизическими данными. Рассматриваются две основных модели, в которых источником нагружения литосферы модели выступает мелкомасштабная астеносферная конвекция и давление со стороны Индостана.

Ключевые слова: эпиплатформенные орогены, геодинамические модели, математическое моделирование

В настоящее время для коры эпиплатформенных орогенов Центральной Азии выполнены тектонофизические реконструкции напряжённого состояния по современной методике катакластического анализа (МКА) Ребецкого Ю.Л.[1]. Полученная таким образом структура напряжённого состояния имеет ряд характерных особенностей, важнейшей из которых является преобладание обстановки горизонтального сжатия в области хребтов и обстановки горизонтального напряжения – во впадинах. Различие в состоянии коры для областей хребтов и впадин эпиплатформенных орогенов проявляется практически во всём комплексе геолого-геофизических данных[2]. В рамках данной работы представлены общие математические модели формирования напряжённо-деформированного состояния системы хребет/впадина эпиплатформенного орогена, призванные выявить принципиальную возможность формирования вышеописанного антиподного напряжённого состояния для хребтов и впадин орогена под действием того или иного геодинамического процесса, рассматриваемого как причина орогенеза.

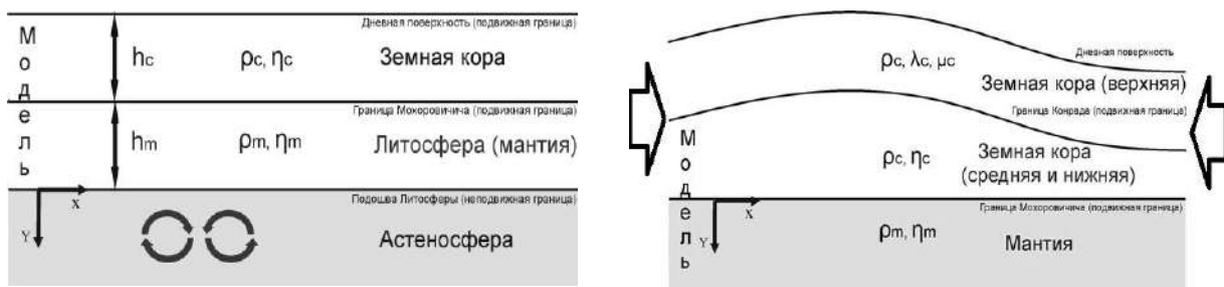


Рисунок 1. Слева: схема модели I (задача о влиянии астеносферной конвекции). Справа: схема модели II (задача о горизонтальном сокращении литосферы).

Для определения тектонофизически корректного источника нагружения литосферы будущего эпиплатформенного орогена в рамках текущего исследования был выбран метод аналитического моделирования, позволяющий всеобъемлюще исследовать зависимость поведения модели от всех её параметров, но ограничивающий сложность строения модели. Использовались вязкие и упруго-вязкие модели. В источниках нагружения рассматривались: 1) мелкомасштабная термогравитационная конвекция в астеносфере и 2) давление со стороны Инда-Австралийской плиты, приводящее к потере устойчивости верхних слоёв модели в условиях её латерального сокращения (модель общелитосферной складки, схемы моделей представлены на рис. 1). Подробно методика моделирования изложена в [3].

Отдельно, на примере первой модели, исследуется вопрос о степени и характере влияния экзогенных (эрозионно-аккумулятивных процессов на формирующееся состояние модели, особенно при условии наличия активного эндогенного геодинамического процесса в модели (активная эрозия).

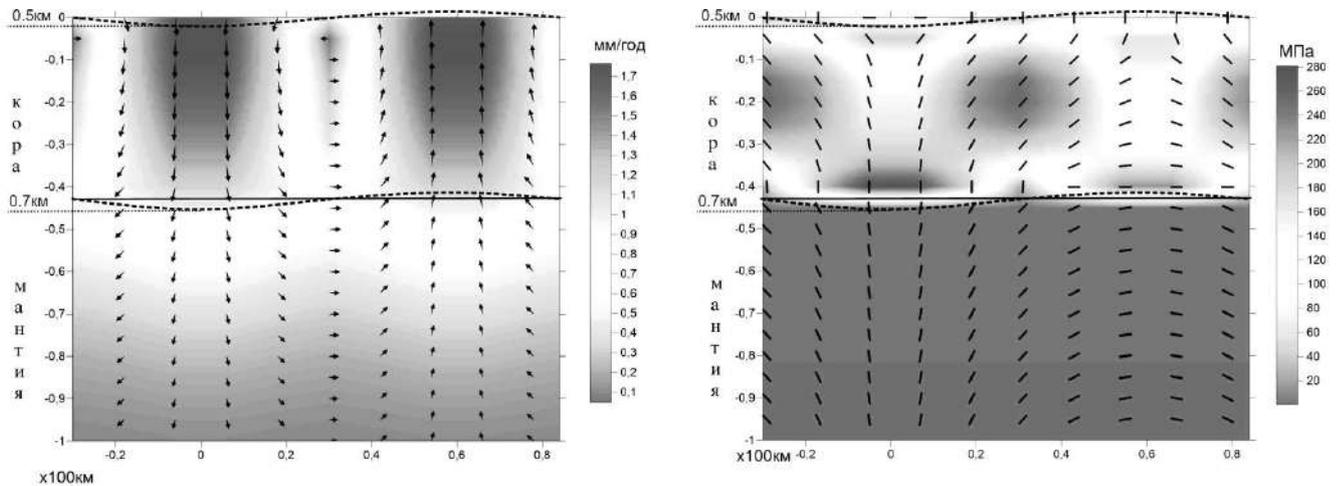


Рисунок 2. Результаты моделирования (для указанного в тексте набора параметров) для модели II. Слева приведены абсолютные значения вектора скорости течения, с нанесёнными поверх ориентациями вектора скорости. Справа - максимальные касательные напряжения, с нанесёнными поверх ориентациями оси σ_3 .

Результаты моделирования показали несоответствие формирующегося в верхней и, отчасти, средней части модели 2 напряжённого состояния природным данным. На рис. 2 представлены поле скоростей и параметры напряжённого состояния (ориентации осей главного сжатия σ_1 и значения максимального касательного напряжения τ_{max} на финальной стадии деформации модели 2. Кроме того, модель показала несоответствие строению реальных структур и кинематически. Модель 1 также не показала полного соответствия данным тектонофизических реконструкций (также в верхней части), однако в меньшей степени, чем модель 1 и, на предфинальной стадии эволюции, достаточно хорошо соответствует данным тектонофизики. Показано, что влияние экзогенных процессов на формирующееся напряжённо-деформированное состояние литосферы сильно зависит от структуры эрозионных процессов и, в случае, когда скорость эрозии максимальна на склонах хребтов орогена, что имеет место для, например, Алтая, уровень напряжений в модели выше в 3-5 раз при умеренных скоростях эрозии (до 1 мм/год), в отличие от «нормального» режима эрозии, такого как в работе [4].

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 18-35-00482 и Госзадания ИФЗ РАН

Литература

1. Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, вып. 1. С. 257-290.
2. Ребецкий Ю.Л. Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 437-466.
3. Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л. Эволюция структуры течения и рельефа эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции // Вестник КРАУНЦ. 2016. № 1. С. 257-290.
4. Cloetingh S., Burov E., Beekman F., Andeweg B., Andriessen P.A.M., Garcia-Castellanos D., de Vicente G., Vegas R. Lithospheric folding in Iberia // TECTONICS, VOL. 21, 2002. NO. 5, 1041, doi:10.1029/2001TC901031.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОДИНАМИКИ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Погорелова Е.Ю., Азербайджанский Государственный Университет Нефти и
Промышленности, e-mail: yu_pgrlova@mail.ru*

Аннотация

Южное обрамление Черноморско-Каспийского региона представлено Малым Кавказом и его продолжением - Талышским орогеном - являющимися составной частью Альпийско-Гималайской складчатой системы, а именно, сутурой океана Тетис. Процессы, происходившие на окраине океана, привели к возникновению горной страны, богатой минеральными ресурсами.

Ключевые слова: Тетис, Малый Кавказ, микроплита, офиолиты, окраинное море, вулканизм, островная дуга

В системе Альпийско-Гималайской складчатой области Малый Кавказ занимает всего лишь небольшую часть, но по образованию, формационному составу, морфологии, вулканизму, тектонике эта горная страна представляет собой микс гетерогенных, разновозрастных геологических структур, соединившихся в единое целое процессами, происходившими в океане Тетис.

Горное сооружение под названием Малый Кавказ, как известно, было сформировано в результате конвергентного взаимодействия Понтийско-Южнокавказской (окраина Евразийского континента) и Северо-Иранской океанических микроплит. В составе последней «дрейфовал» Даралагезский континентальный блок Гондванского происхождения, сегмент Альпийско - Гималайского складчатого пояса - Кавказ - Восточная Турция[1].

В конце нижней - начале средней юры раскрылось Большекавказское окраинное море, отделенное Южнокавказской микроплитой (Закавказский срединный массив) от океана Тетис. На южном фланге этой микроплиты располагалась Малокавказская вулканическая дуга, состоявшая из отдельных дуг (Гарабагская, Лок-Агдамская и др., образовавшихся в океаническом бассейне), и увеличивая окраину Южнокавказской плиты(рис.1,а). Как следствие, на фронтальной окраине вышеназванной плиты, начиная с байоса проявлен многоэтапный островодужный вулкано-плутонический магматизм (Лок-Агдамская дуга) [2]. Бассейн, возникший между Южнокавказской и Северо-Иранской плитами, был интрадуговой.

Малокавказская островная дуга и примыкавшие к ней террейны, двигаясь к северу под напором Аравийской плиты, в начале позднего мела столкнулись с Центральнотурецким и Даралагезским блоками (отделившимися от Иранской плиты), т.е. закрылась северная ветвь океана Тетис (офиолиты Гейча (Севан) - Акеринской и Веди-Зангезурский зон) [3]. Вследствие закрытия океанической коры низкоплотностные, высокопластичные, серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты 3-его слоя океанической коры по глубинным разломам протрузивно внедрялись в верхние горизонты коры (офиолиты) (рис.1,б).

Гейча-Акеринский офиолитовый шов - составная часть Анатолийско-Понтийско-Малокавказско-Эльбурсского офиолитового пояса, маркирующего область столкновения Закавказской микроплиты с Северо-Иранской. По мнению [1], структура ориентирована субширотно, время заложения точно не установлено, но уже с раннего палеозоя она влияла на размещение зон гранитоидного магматизма и метаморфизма. По разным флангам разлома отмечены различия в характере седиментогенеза разновозрастных серий.

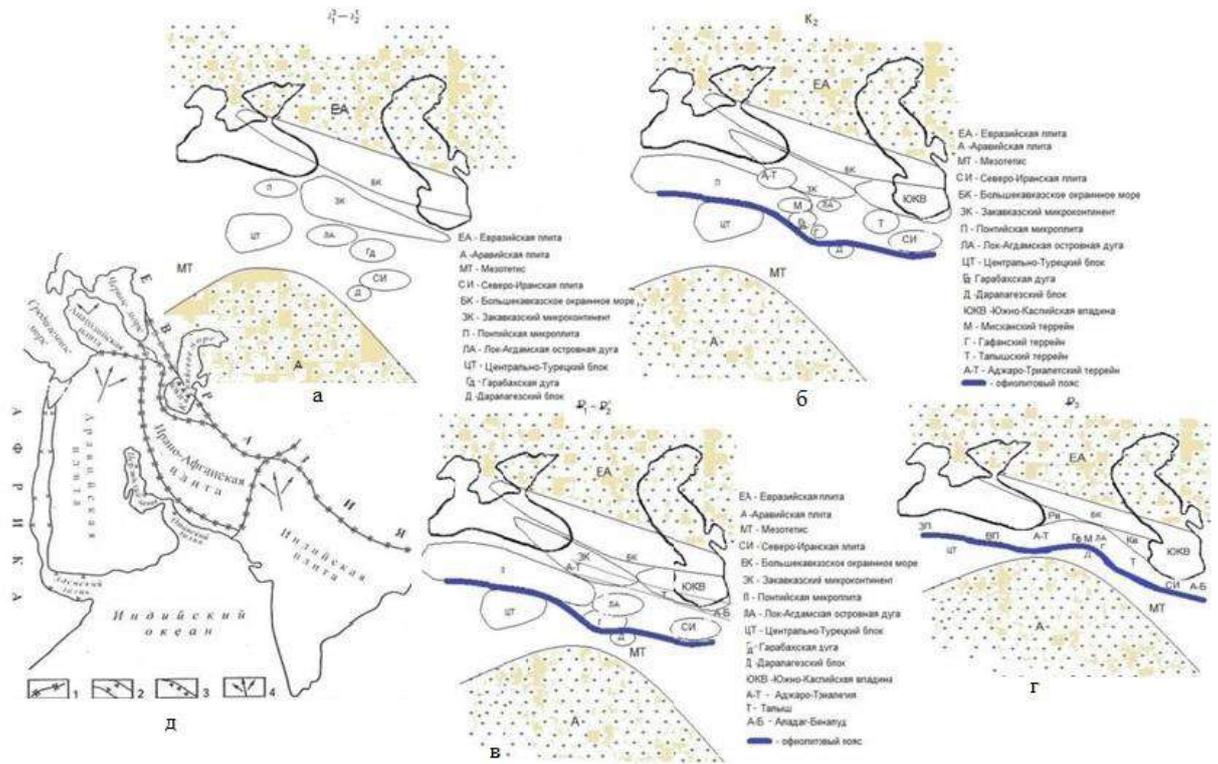


Рисунок 1. Палинстастические реконструкции малокавказского залива океана Тетис: а - нижне-среднеюрское время; б – верхнемеловое время; в - палеоцен - нижне-эоценовое время; г - олигоценное время; д - схема взаимодействия литосферных плит Кавказского региона (по Н.Р.Нариманову, 1998)

С позднеюрского времени до палеогена вдоль зоны разлома формируются офиолитовые серии цветного меланжа. К середине позднего мела офиолитовая зона была выдавлена к северу в виде покровов. В позднем же мелу в районе Аджаро-Триалетии проявился известково-щелочной вулканизм, на продуктах которого несогласно залегают мощнейшая (более 8 км) палеогеновая толща, состоящая из песчано-глинистого флиша, вулканогенно-осадочной андезито-базальтовой толщи, их туфов с туфобрекчией. Этот трог является реликтом задугового прогиба, который раскроется в палеоцен-эоцене и простирается в направлении Аджаро-Триалетия - Талыш - Южный Каспий - Аладаг-Биналуд. По проседанию блоков палеозой-мезозойского субстрата на южной полосе Каспия в сторону впадины и эоценовым эффузивам, несогласно перекрытыми олигоцен-миоценовыми слоями, определен рифтогенный характер бассейна [4]. Как считает Э.Ш.Шихалибеи и др. (1991), Талышская зона — область позднеальпийской складчатости, сложенная маломощной карбонатной формацией верхнего мела, флишоидными осадками палеоцена—нижнего эоцена, трахибазальтовой формацией эоцена значительной мощности и флишоидно-терригенной формацией нижнего олигоцена. Гейча-Акеринская зона сложена песчано-глинистыми и вулканогенными породами палеоцена-эоцена мощностью до 4 км. К югу от полосы офиолитов существовали коротко живущие (поздний мел-палеоген) прогибы, накопившие флишоидные песчано-глинистые и вулканогенно-осадочные породы (Н.В.Короновский и др., 1991). Все это указывает на перемещения всплеск вулканизма с северо-запада на юго-восток под давлением Аравийской плиты, а химический состав вулканогенов - на рифтовые прогибы. Исходя из мощностей отложений, наибольшее прогибание бассейнов наблюдалось в районе Аджаро-Триалетии и Талыша.

Аджаро-Триалетский прогиб от давления Аравийской плиты приобрел линейно-складчатую структуру и частично надвинулся на Верхнекуринскую впадину и Дзирульский

массив. Талышская складчатая система, сложенная вулканогенно-осадочными отложениями палеогена, ограничена Южно-Каспийской впадиной на юго-востоке и складчатым сооружением Эльбурса на юге. Ее местоположение и относительно спокойная складчатость для орогена объясняется геометрией Ирано-Афганского микроконтинента, являющегося буфером между Аравийской и Евразийской плитами (рис.1,д).

Итак, южная часть Южнокавказской плиты - Малый Кавказ. Северная ее полоса-современные подводные поднятия вала Шатского (Черное море), Дзирульский и Кюрдамирский выступы (Куринская впадина). «Тело» этой полосы - Закавказский массив.

Малокавказская часть дуги образовалась в результате столкновения с дугами и террейнами - Мисханским, Гафанским, Талышским, Даралагезским. Именно поэтому в строении современного юго-западного крыла мегантиклинория, кроме части Мисхано-Зангезурского антиклинория, выполненного эоценовыми и верхнемеловыми отложениями, выделяются крупные геотектонические единицы: Арзаканский, Мегринский массивы, Шаруро-Джувльфинский антиклинорий. Они сложены отложениями девона, карбона, перми, триаса и отчасти юры, а также метаморфическим комплексом венда-нижнего кембрия, что лишней раз указывает на их принадлежность к северной окраине Гондваны, отколовшихся от нее в позднем триасе.

В азербайджанской части Малого Кавказа выделяются структурные единицы первого порядка и представлены нижеследующими структурными элементами: Самхето-Гарабахским антиклинорием, заложившимся в теле Южнокавказской плиты, входящим в осевую зону Малокавказского мегантиклинория, который состоит из антиклинориев второго порядка, дугообразно вдающихся в Куринскую впадину — Шамкирский, Муровдагский, Агдамский, Гарабахский и Лачино-Баназурский. Антиклинории разделены синклинориями того же порядка — Дашкесанским, Агдеринским и Ходжавендским (Ализаде А.А. и др., 1966). Дугообразный изгиб этой части Малого Кавказа указывает на область наибольшего вдавливания Аравийской плиты во фронт Южнокавказско-Малокавказской мегасистемы.

В ядре Самхето-Гарабахского антиклинория выступает среднеюрская вулканогенная толща (нижняя - энсиматическая - островная дуга байосского возраста, связанная с замыканием реликта Палеотетиса на данном участке), трансгрессивно перекрытая верхнеюрскими известняками - верхняя островная дуга, соответствующая времени поздняя юра-поздний мел, связанная с субдукцией залива Мезотетис в Гейча-Акеринской зоне (формация вулканогенно-терригенно-карбонатная)(Мошашвили А.Б., 1990). На крыльях его залегают верхнемеловые (формация вулканогенно-терригенно-карбонатная - режим островодужный с переходом в шельфовый) и в ряде мест третичные отложения (формация терригенно-карбонатная, режим шельфа) [5]. Строение Самхето-Гарабахского антиклинория осложнено крупными надвигами и сбросами, а также внедрением интрузивных тел различных размеров. Развитие надвигов и сбросов указывает на чередование сил сжатия и растяжения, что контролируется периодами активизации продвижения Аравийской плиты на север. Гейча-Акеринский синклинорий расположен к юго-западу от Самхето-Гарабахского антиклинория и отличается сложной тектоникой. Синклинорий сложен отложениями мела, вулканогенного эоцена, перекрытого плиоценовыми и четвертичными эффузивами. Это - как раз та, вышеуказанная, раздавленная офиолитовая зона, в которой накопились данные осадки. Синклинорий прошел в своем развитии режимы шельфа и орогенных впадин с присущими им формациями - терригенно-карбонатной и молассовой. Мисхано-Зангезурский антиклинорий заходит в пределы Азербайджана юго-западным крылом. По данным Ш. Р. Азизбекова (1961), строение Нахчыванской части Мисхано-Зангезурского антиклинория по эоценовым и верхнемеловым отложениям представлено как широкая моноклираль юго-западного крыла антиклинория. В позднем мелу — раннем палеогене шел процесс развития Еревано-Ордубадского прогиба (Ордубадский синклинорий в азербайджанской части Малого Кавказа), в котором также проявился интенсивный эоценовый вулканизм.

Необходимо отметить, что интенсивность вулканизма совпадала со скоростью сближения Африканской плиты с Евразией. Чем больше была скорость сближения, тем интенсивнее проявлялся вулканизм и наоборот. Синклинорий сложен юрско-плиоценовыми отложениями включительно. Структурные этажи залегают один на другом с угловым и азимутальным несогласиями: домиоценовые линейные складки кавказского простирания, на них наложены миоценовые широтные поднятия и прогибы, верхний структурный этаж-плиоценовая прерывистая складчатость близмеридионального простирания. На западном продолжении Еревано-Ордубадского прогиба развилась еще одна наложенная впадина - Араратская — выполненная плиоцен-четвертичными осадками. Шаруро-Джюльфинский антиклинорий в пределах Нахчыванской АР представлен двумя, разобщенными Нахчыванской наложенной мульдой, антиклинориями второго порядка — Шарурским на северо-западе и Джюльфинским на юго-востоке. Сложен антиклинорий отложениями девона, карбона, перми, триаса и отчасти юры. Литолого-стратиграфический набор осадков указывает на принадлежность его к Гондване, от которой он оторвался в составе Иранской плиты.

Конец эоценового времени знаменует приближение Аравийского выступа к Малокавказской островной дуге, и в восточной части Гейча-Акеринской зоны (вдоль Муровдагского и Гарабахского хребтов) на нее оказалась надвинутой с севера Самхето-Гарабахская зона — приподнятый край Закавказского срединного массива - свидетельство того, что здесь располагалась зона субдукции (рис.1,в), а, начиная с олигоцена, произошло непосредственное столкновение Аравийского выступа с островной дугой (рис.1,г). Последний изменил геометрию всего фронта - наибольшим было сокращение расстояния прямо напротив него. Островная вулканическая дуга изогнулась к северу. В современном плане этот изгиб наблюдается в азербайджанской части Малого Кавказа.

С началом столкновения Аравийской и Малокавказской плит вся область покрылась складчатостью, закончившейся в раннем миоцене. В олигоцене Малый Кавказ представлял собой чередование надводных и подводных поднятий. С позднего миоцена резко усилилось воздымание орогена и вулканизм. Все это продолжалось до голоцена включительно. Наземный вулканизм создал Джавахетское, Гегамское, Вардениское, Гарабахское вулканические нагорья. В квартере на Малом Кавказе, сложенным вулканогенно-осадочными толщами мела и палеогена, разбитым на блоки, выдвинутыми вверх по разломам, вулканизм существовал лишь фрагментарно. Только в Джавахетском нагорье извержения были очень интенсивными, формируя вулканы Арагац и Арарат. С запада на восток на Малом Кавказе выделяются Эрушет-Арсинская, Джавахетская, Арагацкая, Гегамская, Варденисская, Сюникская и Аразская вулканические области (Тутберидзе, 1993). На юге вулканическая провинция Малого Кавказа сочленяется с Карской и Араратской областями Турции, имеющими сходный характер проявлений молодого магматизма [6]. Современная территория запада и юга Малого Кавказа (Аджария, Триалетия, Армения), сложена мел-палеогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями. Север и восток Малого Кавказа (Азербайджан) состоит из мезо-кайнозойских вулканогенно-теригенно-карбонатных отложений.

Подводя итог вышесказанному, имеем: в настоящее время Аравийская плита продолжает движение на С-С-З, сжимая перед собой террейны и микроплиты, в числе которых и Малый Кавказ. Рассмотрение геодинамики региона связано исключительно с целью выявления скоплений полезных ископаемых, которыми богаты все интенсивно-напряженно развивающиеся блоки земной коры. Современная региональная геодинамика, по данным GPS измерений, указывает на активную конвергенцию в зоне взаимодействия Малого Кавказа, Куринской депрессии и Большого Кавказа [7]. А это значит, что полезные ископаемые, сконцентрированные в этом сегменте Земли фактически приобрели статус восполняемых, поскольку пока идут процессы взаимодействия литосферных плит, будут образовываться все новые и новые месторождения полезных ископаемых.

Литература

1. С.А.Кекелия, В.М.Бабазаде, М.А.Кекелия, Ш.Ф.Абдуллаева, А. М. Исмаилова, У.И.Керимли, Г.Л. Асатиани, А.Н.Размадзе, И.Н.Махатадзе Металлогения Альпид Малого Кавказа.-Bakı Universitetinin xəbərləri-Təbiət elmləri seriyası.- Geologiya.-№4.-2011 .-С. 103-137
2. Рустамов М.И. Южнокаспийский бассейн-геодинамические события и процессы.- Баку,- Nafta-Press.-III-я Межд.Конференц.«Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и свя-занные с ними месторождения».- 2005.-С. 157-160
3. А.В.Арутюнян Земная кора Малого Кавказа, офиолиты, вулканизм, нефтегазоносность, сейсмичность.- Государственный инженерный университет Армении (ГИУА).- Вестник ОНЗ РАН.- том 2.-NZ6006.-doi: 10.2205/2010NZ000024.-2010.- С.44-53
4. П.З.Мамедов ЮКВ - реликт задугового (окраинного) моря мезозойско-палеогенового возраста.- Petroleum geology and hydrocarbon potential of the Black and Caspian seas region.- thesis.- 23 - 26 September 2002 Baku.-Azerbaijan
5. Погорелова Е.Ю.,Серикова У.С. Палеотектонические реконструкции развития Предмалокавказского прогиба с целью выявления перспективных нефтегазоносных объектов.- // Нефть, газ и бизнес.-2010.-№12.-Москва.-с.37-41
6. <http://naukarus.com/geochronologiya-neogen-chetvertichnogo-datsitovogo-vulkanizma-severo-zapadnoy-chasti-malogo-kavkaza-gruziya>
7. Ф.С.Ахмедбейли, М.И Исаева, Ф.А.Кадиров, В.В.Коробанов Геодинамика неотектонического этапа Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенного пояса.- НАНА.-Институт геологии и геофизики.-Баку.-2010.-с.213.

ИЗУЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД В ОБЛИЦОВКЕ ЗДАНИЯ МГРИ

*Погребс Н.А. *(МГРИ, pogrebs@yandex.ru)*

Аннотация

В облицовке здания МГРИ использованы разнообразные горные породы, описание которых можно использовать для изучения горных пород в рамках дисциплины «Общая геология», которая читается для всех студентов МГРИ.

Ключевые слова: месторождение, мрамор, известняк, туф, структура, текстура.

В облицовке здания МГРИ использованы разнообразные горные породы. Возникает своеобразный музей, который можно использовать для учебного процесса – изучения горных пород в рамках дисциплины «Общая геология», которая читается для всех студентов МГРИ.

Пол холла первого этажа вымощен плитами искусственной глыбово-щебеночной брекчии, состоящей из угловатых обломков мрамора. Мрамор – метаморфическая горная порода, поражающая разнообразием окрасок и структурно-текстурных характеристик. Здесь в основном представлен мрамор месторождений - Газганского, Нижнетагильского и Буровщина (рис. 1).

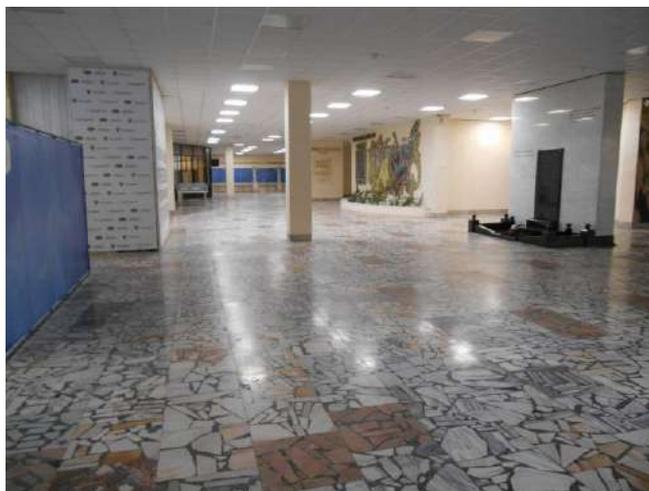


Рисунок 1. Облицовка холла здания МГРИ.

Газганское месторождение находится в Нуратинском районе Навоийской области Узбекистана. Оно приурочено к газганской (актауской) свите верхнесилурийского возраста и расположено на юго-западном крыле Газганского антиклинория. Мрамор тонко- и мелкозернистой структуры, плитчатого (слоистого) строения (мощность слоёв до 7 м), многоцветный: белый, розовый, жёлтый, дымчатый, тёмно-серый полосчатый с постепенными переходами окрасок— всего свыше 35 расцветок. Иногда темно-серый, узорчатый, с белыми, серыми и оранжевыми прожилками.

Разнообразие окрасок газганского мрамора можно увидеть в плитках пола: отмечаются белый, кремовый, желтый, розовый до серого и черного цвета. Цвет мрамора обусловлен примесными минералами. Главные красители – минералы железа – гематит и лимонит создают палитру желто-розовых окрасок, серый и черный цвета возникли из-за примесей органического вещества.

Различаются и текстурные особенности мрамора. Отмечаются полосчатые и пятнистые текстуры, обусловленные чередованием окрасок. Присутствуют крупнообломочные текстуры – мраморные щебеночные брекчии. В некоторых обломках видны стилолитовые швы, часто подчеркнутые различной окраской породы. Стилолитовые швы образуются при растворении известняка под давлением выше лежащих толщ на стадии диагенеза.

Наблюдаются и синметаморфические тектонические трещины с небольшой амплитудой смещения, залеченные кальцитом.

Нижнетагильское (Сапальское) месторождение разрабатывалось в Свердловской области на Южном Урале. Оно располагается на восточном склоне Урала вблизи города Нижний Тагил в пределах Тагильско-Магнитогорской структурно-фациальной зоны. Нижнетагильское (Сапальское) месторождение приурочено к карбонатным отложениям павдинской свиты (венлокский ярус нижнего силура), развитой южнее массива Денежкин камень. Карбонатные отложения представлены рифовыми преимущественно коралловыми известняками и известняковыми конгломератами, измененными до стадии метагенеза (Геология СССР, 1969).

Мраморизованные известняки и известковистые мраморы имеют мелкозернистую структуру. Обычно они многоцветные: сургучные, красные, сиреневые, иногда брекчированные.

Мрамор холла имеет коричнево-красный цвет и пятнистую текстуру. Порода пронизана многочисленными трещинами, выполненными кальцитовыми прожилками, испытавшими пластические деформации.

Поскольку Нижнетагильский мрамор имеет низкую степень метаморфизма, в нем сохранились органические остатки (брахиоподы, кораллы, губки, мшанки и другие). Наиболее часто встречаются остатки колониальных четырехлучевых кораллов.

Месторождение Буровщина расположено в Слюдянкинском районе Иркутской области на северном крыле Безымянной синклинали и сложено метаморфическими породами нижнего протерозоя (различные гнейсы и мрамор). Розовые мраморы залегают в форме крутопадающего пласта мощностью 120-140 метров. В нём отмечаются прослой, линзы и будины зелёных кальцифиров и согласные жилы серых гранит-пегматитов. Цвет от бледно и зеленовато-розового до вишнёвого и мясо-красного. В мраморе часто встречаются будинированные прослойки пироксеновых кристаллосланцев и кальцифиров (Митрофанов, Шпанов, 1970).

Мрамор кальцитовый, обычно средне-крупнозернистый, содержит зелёный пироксен, амфибол (тремолит), кварц, волластонит. Структура крупно и среднезернистая, текстура полосчатая (гнейсовидная), иногда пятнистая.

В меньших количествах в облицовке пола присутствуют плитки из белого мрамора, скорее всего, Коелгинского месторождения. Месторождение этого мрамора крупнейшее в России и одно из самых крупных в мире. Оно располагается в поселке Коелга Еткульского района Челябинской области.

Месторождение находится в юго-западной части Коелгинского известково-мраморного массива, занимающего юго-восточную часть полосы сильно метаморфизованных известняков визейского яруса нижнего карбона (Еремин, 2004). Генезис месторождения – контактово-метасоматический: образование мраморизованных известняков («мраморов») связывают с термальным воздействием на визейские известняки Варламовской и Коелгино-Кабанской гранитоидных интрузий. Мрамор мелко и среднезернистый, белый, с голубоватым оттенком, иногда с серыми и желтыми пятнами и прожилками, однородной текстуры. Коелгинские известняки («мраморы») содержат огромное количество фрагментов скелетов крупных и мелких морских лилий, поэтому их можно назвать криноидными.

Стены холла облицованы известняком-ракушечником Жетыбайского месторождения, расположенного на полуострове Мангышлак в Мангышлакской области Казахстана. Это органогенная осадочная порода, состоящая из целых раковин двустворчатых моллюсков рода *Mastra* сарматского яруса верхнего миоцена. Имеет бежевый цвет (стены окрашены розовой краской), биоморфную структуру и однородную пористую текстуру.

В наружной облицовке здания МГРИ можно определить органогенные известняки. Они белого цвета, детритовой структуры, содержат обломки скелетов различных

организмов. Это известняки Бодракского месторождения Бахчисарайского района Крыма. Они образовались в морских условиях в датском ярусе палеоцена. Разрабатывались две разновидности: нуммулитовые и мшанковые известняки. Для производства облицовочных плит используются преимущественно мшанковые известняки. Мшанковые известняки представляют собой колонии водорослей и мшанок, сцементированных известковым цементом с примесью глинистого вещества и песка. Наиболее декоративны разновидности белого цвета с теплым оттенком (желтым, кремовым). Нуммулитовые известняки имеют биоморфную структуру, сложены крупными (до 1 см) раковинами нуммулитов. Плиты известняка в облицовке МГРИ оштукатурены и фактура пород видна только на сколах. Здесь можно увидеть мшанковые и нуммулитовые разности.

Первый этаж со стороны общежития облицован вулканическим туфом Артикского месторождения (Армения). В районе месторождения широко развиты вулканогенные породы антропогенного (голоценового) возраста. Вулканиды представлены лавами андезитодацитов и андезито-базальтов, вулканическими шлаками и туфами, пемзами. Отличительными особенностями туфа как породы являются отсутствие слоистости и сортировки частиц. Почти весь объем породы занимает пирокластический (вулканогенно-осадочный) материал (Осколков, 1991).

Туфы розовато-коричневые и фиолетово-розовые, имеют кристаллокластическую структуру, пятнистую и псевдофлюидальную пористую текстуру; они сложены вулканическим стеклом с включениями плагиоклазов, пироксенов и других минералов.

Таким образом, в облицовке здания МГРИ можно ознакомиться со всеми типами горных пород (осадочных, вулканических и метаморфических), разнообразием и причинами их окрасок, особенностями структур и текстур. Полированные крупные плиты облицовочных пород позволяют наглядно и более полно описывать, и определять горные породы при изучении дисциплины «Общая геология» студентами всех специальностей. Каменная облицовка здания МГРИ является замечательным дополнением к учебным коллекциям кафедры Общей геологии и примером практического использования различных горных пород.

Разнообразие горных пород можно изучать в облицовке зданий других геологических ВУЗов. В Горном институте на кафедре открытых разработок стены облицованы крупными блоками горных пород с подписанными месторождениями, в музее Землеведения МГУ есть витрина с образцами облицовочных пород. Но, конечно, главным музеем облицовочных горных пород является московское метро.

Литература

1. Геология СССР. Том XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Часть 1. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра. 1969.
2. Ерёмин Н.И. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Издательство Московского Университета, 2007. 461 с.
3. Митрофанов Г.К., Шпанов И.А. «Облицовочные и поделочные камни СССР», М., Недра, 1970.
4. Осколков В. А. Облицовочные камни месторождений СССР. 2-е изд. Справочное пособие., М.: Недра, 1991. 272 с.

Интернет-ресурсы: <http://www.paleometro.ru/str1.php> <http://paleostratmuseum.ru>.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Ребецкий Ю.Л. (ИФЗ РАН, reb@ifz.ru)

Аннотация

Представлена мировая карта коровых напряжений полученная на основе МКА и данных о 43664 фокальных механизмах землетрясений каталога Global CMT (<https://www.globalcmt.org>) для верхнего слоя литосферы 0-60 км (условная кора). Известны подобные работы [M.L.Zoback, 1992; Heidbach et al., 2008, 2010], в которых под параметрами тензора напряжений понималась ориентация осей главных снимаемых напряжений P и T в очагах наиболее сильных землетрясений.

Ключевые слова: Землетрясения, механизмы очага, напряжения, геодинамика

В наших исследованиях расчет выполнялся программой STRESSseism по алгоритму метода катакластического анализа разрывных смещений [Ребецкий, 1997, 2003, 2005]. Этот метод основан на инверсии напряжений из групп сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений (однородная выборка), для которых имеет место диссипация механической энергии в каждом событии и при этом для всей группы событий достигается наибольшая диссипация упругой энергии. В рамках этого метода определяется не только ориентация осей главных напряжений, но и относительные величины шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. Для этого используется анализ напряжений в очагах землетрясений из однородной выборки на диаграмме Мора. Дополнительные данные о величинах сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных в регионе землетрясений позволяют оценивать и сами величины напряжений.

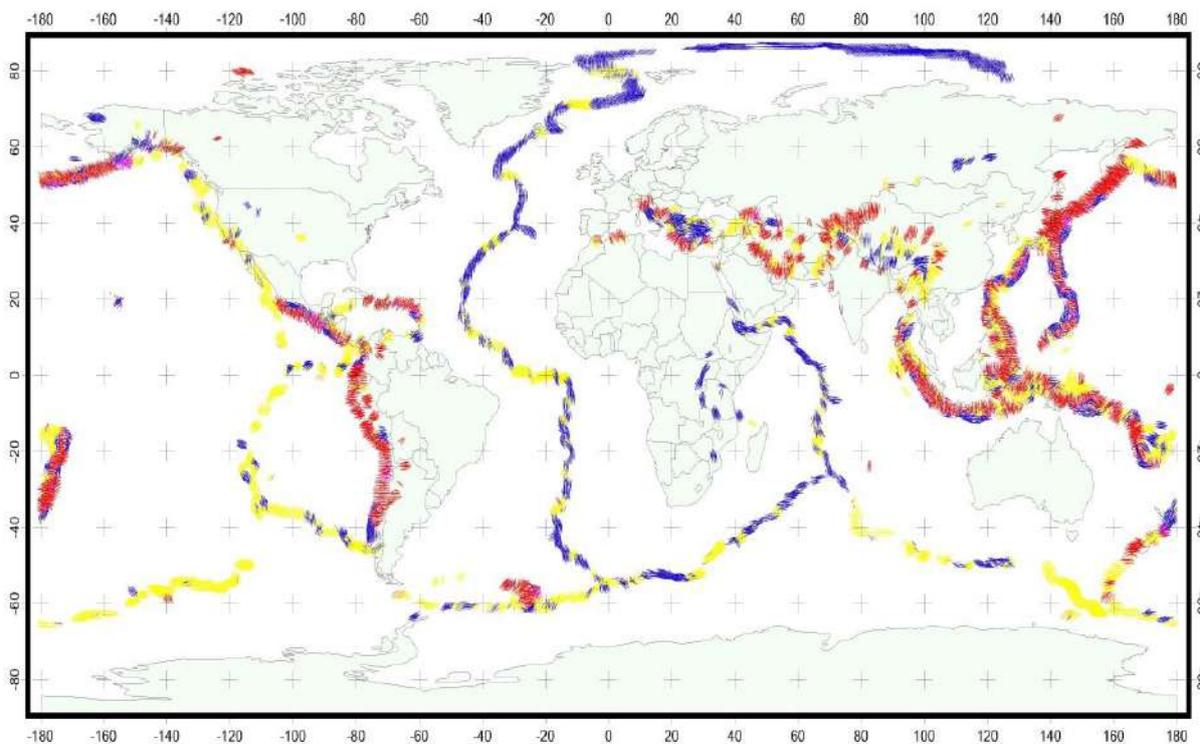


Рисунок 1. Ориентация осей максимального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния (красны – гор. сжатие, желтый – гор. сдвиг, синий – гор. растяжение)

Программа STRESSseism специально для данного расчета была усовершенствована на возможность автоматизированного подбора окна усреднения напряжений для сейсмических данных с разной плотностью событий. Расчеты выполнялись по сетки 0.1*0.1 градус (76400 точек расчета напряжений), с последующим прореживанием результатов расчета на сетку 0.5*0.5 град (19058 точек расчета напряжений). Результаты анализа этих данных позволяют выделить следующие закономерности:

- 1) Зоны океанского спрединга характеризуются ориентацией напряжений максимального горизонтального сжатия, как правило, параллельной их простиранию. Имеются также отдельные участки зон спрединга, где оси этих напряжений ориентированы косо (углы порядка 20-30°). Исключение из этого правила составляет арктическая зона спрединга. Здесь оси максимального горизонтального сжатия на нескольких участках вблизи полюса почти ортогональны простиранию оси хребта. Небольшое число данных о напряженном состоянии за пределами зоны спрединга показывает, что здесь оси максимального горизонтального сжатия становятся ортогональными простиранию зоны (например, Индийская плита вблизи Западного фланга Зондской дуги).
- 2) Зоны спрединга практически никогда не представлены единым геодинамическим режимом и сочетают на разных участках напряженное состояние горизонтального растяжения или горизонтального сдвига (например, Антарктическая зона и Атлантическая в южном полушарии). Наиболее длинные и непрерывные участки горизонтального растяжения в северном полушарии Атлантической зоны спрединга не превышают 1500-2000 км. И здесь опять выделяется арктическая зона спрединга, которая без прерывания отвечает режиму горизонтального растяжения. Замети, что из всех зон спредингов эта является единственной, для которой не выделяются трансформные разломы.
- 3) Наиболее протяженные трансформные зоны, как правило, представлены геодинамическими режимами горизонтального сдвига, хотя в них на отдельных участках могут наблюдаться режимы горизонтального растяжения и даже сжатия. Здесь оси максимального горизонтального сжатия составляют с простиранием зоны углы близкие к 45°.
- 4) В зонах спрединга ориентация поддвиговых касательных напряжений, возникающих на подошве коры и литосферы как правило, хаотичная. Только для небольших участков она может быть выдержана в одном направлении (например, северный сегмент Индийской зоны вблизи экватора). Отсутствует закономерная направленность этих касательных напряжений и в коре трансформных зон (пример, Калифорнийская зона сдвига).
- 5) Зоны субдукции островных дуг имеют однотипное строение вдоль своего простирания и сложное - вкрест простирания. Наиболее стандартным является геодинамический режим горизонтального сжатия в коре островной дуги и континентальном склоне с направлением оси максимального горизонтального сжатия ортогонально простиранию дуги. В сопряженной литосфере океанского склона сразу за тальвегом желоба наблюдается режим горизонтального растяжения с ориентацией оси минимального сжатия также вкрест простирания островной дуг (пример, Курильские острова).
- 6) Есть зоны субдукции с еще более сложным строением, когда области горизонтального растяжения с обеих сторон ограничивают осевую зону горизонтального сжатия (пример, Филиппинская и Явская островные дуги). Они представлены режимом горизонтального сжатия в центральной части островной дуги и режимом горизонтального растяжения по краям дуги. При этом направление максимального горизонтального сжатия в коре островной дуги ортогонально ее простиранию, а в океанской плите за тальвегом желоба и в литосфере задугового прогиба становятся параллельным простиранию дуги.
- 7) Зоны субдукции в активных континентальных окраинах характеризуются переходом вкрест их простирания от режима горизонтального растяжения в океанской плите за желобом к состоянию горизонтального сжатия в континентальном склоне. Это не везде

- выявлено в наблюдениях из-за нехватки сейсмических станций на островах океанов. Оси минимального горизонтального сжатия (девиаторного растяжения) в океанской плите до желоба направлены ортогонально тальвегу желоба, а в коре континентального склона параллельны ему и совпадают с ориентацией оси промежуточного главного напряжения. Примером такой закономерности является Южно-Американская зона субдукции.
- 8) В коре континентального (субконтинентального) склона зон субдукции поддвиговые касательные напряжения, строго упорядоченные и ориентированы от океана к континенту, что отвечает большей скорости течения в этом направлении в астеносфере в сравнении со скоростью движения литосферной плиты. В литосфере океанского склона эта закономерность может не выдерживаться.
 - 9) Зоны континентальных коллизий, сопровождающиеся горными поднятиями, наиболее часто представлены режимом горизонтального сжатия, а иногда режимом горизонтального сдвига в тех случаях, когда морфология горных поднятий отвечает хребтам. В этом случае оси максимального сжатия всегда субгоризонтальны и ориентированы ортогонально простиранию хребтов.
 - 10) Когда в поднятия орогенов имеют плоскую форму рельефа (плато и нагорья), в их коре режим напряженного состояния отвечает горизонтальному растяжению, иногда сочетающемуся с горизонтальным сдвигом. При этом оси минимального сжатия всегда субгоризонтальны. Наиболее яркими примерами таких структур являются плато Тибет для Высокой Азии и плато Антиплато для Центральных Анд.
 - 11) Результаты региональных исследований [Ребецкий и др.,], выполненные данным каталогом о фокальных механизмах локальных сейсмических сетей, показали, что напряженные состояния коры крупных межгорных впадин и передовых прогибов представлены режимами горизонтального сдвига и растяжения, для которых ось главного девиаторного растяжения субгоризонтальна. В коре внутригорных впадин, вовлеченных в поднятия, как правило, имеет место режим горизонтального сдвига.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101-104.
2. Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003. Т. 400, № 3. С. 237-241.
3. Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. Киев. С. 39-54.
4. Heidbach O., Reinesker J., Tingay M., Muller B., Sperener B., Fuchs K., Wenzel F. Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress pattern highlighted in the World Stress Map database // Tectonics. 2007. Vol. 26 (TC6014). Doi: 10.1029/2007/TC002133.
5. Heidbach O., Tingay M., Batrth A., Reinesker J., Kurfieb D., Muller B.. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map data base release 2008 // Tectonophysics. 2010. Vol. 482. P. 3-15.
6. Zoback M.L., First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // J.Geop.Res. 1992. Vol. 97, No B8. P. 11703-11728.

ДОМЕЗОЗОЙСКИЙ ОСТОВ КРЫМА – ПРОДОЛЖЕНИЕ ДОБРУДЖИ?

Романюк Т.В. (ИФЗ РАН, t.romanyuk@mail.ru), Кузнецов Н.Б. (ГИН РАН, РГУНиГ, kouznikbor@mail.ru), Рудько С.В. (ГИН РАН, rudserega@yandex.ru)*

Аннотация

U-Pb датирование детритовых цирконов (*dZr*) из прослая песчаников в разрезе верхней конгломератовой толщи г. Южная Демерджи Горного Крыма (проба K15-007) дало новую геохронологическую информацию о первичных источниках сноса для мезозойских грубообломочных пород Горного Крыма. Высокая схожесть спектров возрастов детритовых цирконов из пробы K15-007 и позднепротерозойских–позднепалеозойских метаосадочных комплексов Добруджи – это указание на родственность домезозойского структурного основания Крыма и Добруджи.

Ключевые слова: детритовые цирконы, U-Pb датирование, Горный Крым, Добруджа, Понтиды, палеогеографические реконструкции

Геологическое строение Горного Крыма (*ГК*) к настоящему времени хорошо изучено, однако вопрос о первичной природе домезозойского фундамента *ГК* до сих пор не решен, так как здесь нет его обнажений, и он не вскрыт ни одной скважиной.

На палеотектонических реконструкциях Крым попадает в область сочленения террейнов различного типа. Так, на основе геологических корреляций мезозойских толщ *ГК* и Турецких Понтид (Окау, Nikishin, 2015) есть основания полагать сходство и их фундаментов. При этом данные ГСЗ свидетельствуют о том, что структуры фундамента Добруджи прослеживаются через Одесский шельф в *ГК* (Starostenko et al., 2015), а структуры Индоло-Кубанского прогиба Предкавказья – в Степной Крым. То есть, косвенная информация позволяет коррелировать фундамент Крыма и с Центральными/Западными Понтидами, и с Добруджей, и с Большим Кавказом.

Конец юры – это принципиальный момент в тектоно-геологической эволюции Черноморско-Балканско-Анатолийско-Кавказского региона. В это время произошло кардинальное изменение в геодинамическом режиме. Это выразилось в том, что близ-меридиональное сжатие (закрытие океана Нео-Тетис) сменилось близ-меридиональным растяжением (раскрытие Черноморского бассейна). Согласно реконструкции (Nikishin et al., 2015) в келловее – раннем оксфорде (Рис. 1А) – т.е. непосредственно перед аккумуляцией верхнеюрских конгломератов *ГК*, – блок Истанбул и Понтиды представляли собой поднятые и интенсивно эродируемые области. В киммеридже – титоне (Рис. 1Б) – время аккумуляции верхнеюрских конгломератов *ГК* – блок Истанбул, Центральные и Восточные Понтиды испытали погружение вследствие растяжения коры и формирования Черноморской впадины. В момент формирования верхнеюрских конгломератов *ГК* блок Истанбул, Центральные и западные части Восточных Понтид, наиболее вероятно, уже не представляли собой эродируемые области – они погрузились ниже уровня моря, и на бывших поднятиях начала формироваться карбонатная платформа. Таким образом, перенос обломочного материала из Понтид на шельф поднятия Крым-Добруджа с южной стороны стал невозможным, а со стороны поднятия Добруджа-Крым, наоборот, интенсифицировался. Если комплексы домезозойского основания *ГК* в пределах поднятия Добруджа-Крым были эксгумированы и подняты на эрозионный уровень в то время, то их эрозионные продукты могли попасть в верхнеюрские конгломераты и там сохраниться. Во всяком случае, палеогеографическая обстановка и быстрое погружение блоков с верхнеюрскими конгломератами *ГК* в самом конце юры и начале мела этому способствовали.

Из верхней конгломератовой толщи г. Южная Демерджи в *ГК* нами отобрана проба K15-007 для изучения *dZr*. Место отбора пробы, первичные аналитические данные и т.п. см. в работах

(Рудько и др., 2018, 2019). Сопоставление U-Pb датировок dZr из пробы K15-007 с аналогичными данными по (мета)осадочным толщам (Рис. 2), а также с известными возрастами кристаллических комплексов Причерноморья, выявило существенные ограничения на первичные источники сноса для пробы K15-007.

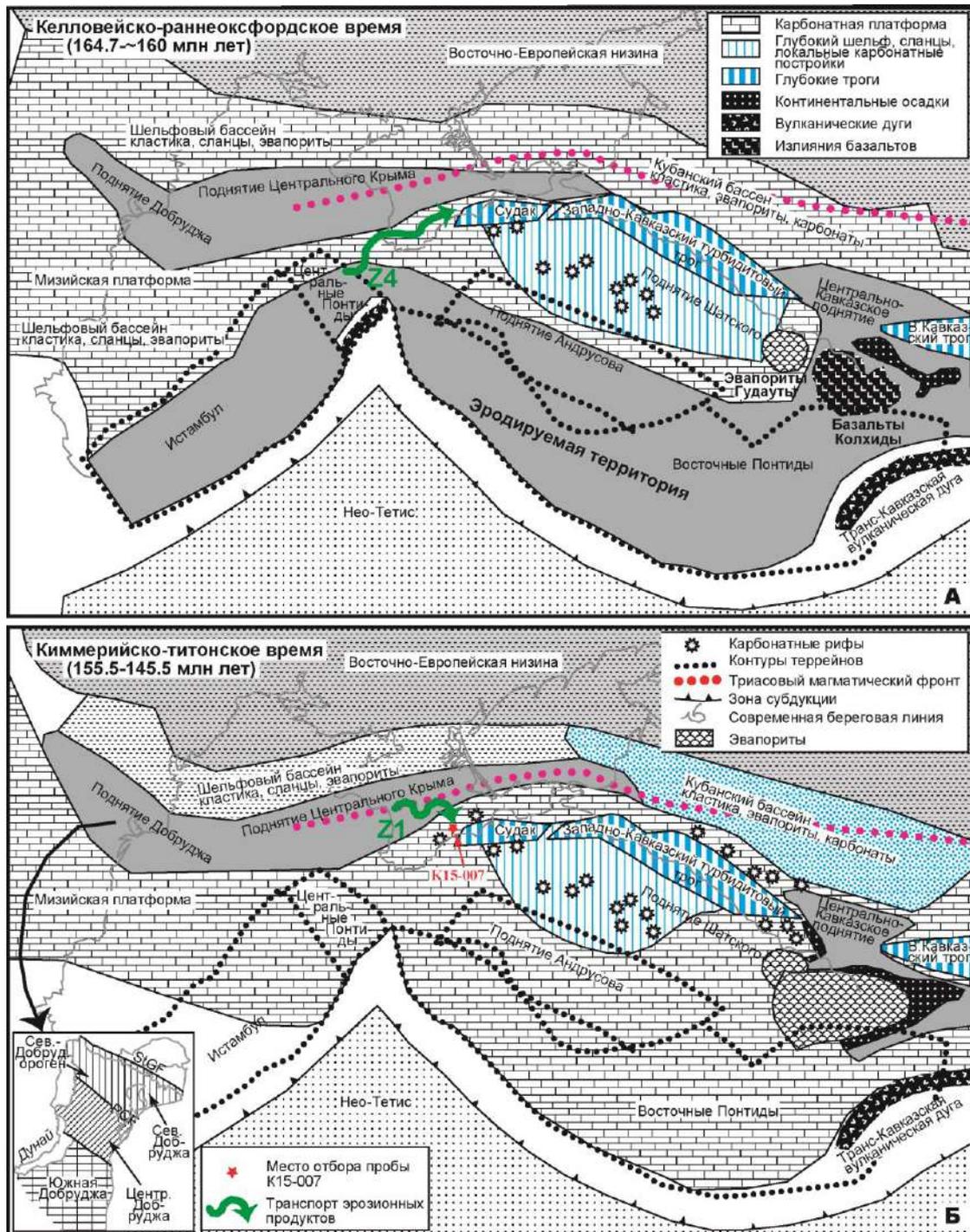


Рисунок 1. Палеогеографические реконструкции на келловей-ранний оксфорд (А) и киммеридж-титон (Б) для Крыма и прилегающих регионов. По (Nikishin et al., 2015) с добавлениями. Врезка в (Б): тектоническая схема Добруджи по Seghedi (2012).

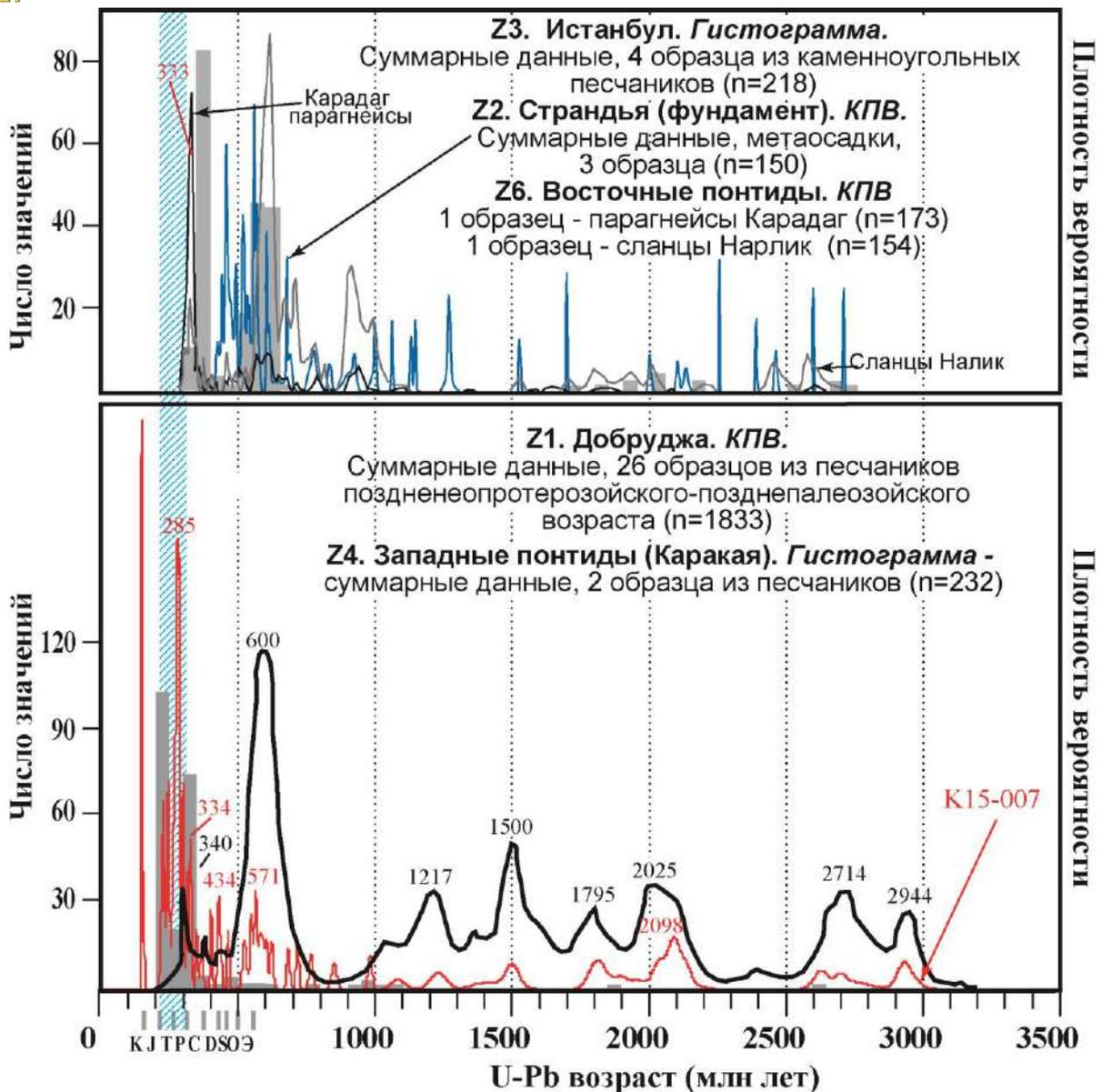


Рисунок 2. Сопоставление спектров U-Pb возрастов детритовых цирконов из пробы K15-007 с аналогичными данными (некоторые показаны в виде гистограмм, некоторые в виде кривых плотности вероятности) для комплексов Причерноморья. **Z1.** Добруджа (Balintonia, Balica, 2016). **Z2.** Странджа (Sunal et al., 2008). **Z3.** Понтидский флиш, блок Истанбул (Okay et al., 2011). **Z4.** Западные Понтиды. Комплекс Каракая (Ustaomer et al., 2016). **Z6.** Eastern Pontides. Парагнейсы Карадаг и сланцы Нарлик (Ustaomer et al., 2013)

В пробе K15-007 первичным источником dZr , древнее неопротерозоя, были кристаллические комплексы Пери-Гондванских террейнов, а не комплексы фундамента юго-западной части Восточно-Европейской платформы, аналогичные таковым Украинского щита. Высокая схожесть позднепалеозойских и мезозойских частей спектров U-Pb возрастов dZr из пермско-триасового комплекса Каракая (Западные Понтиды) и пробы K15-007 делает метаосадочные комплексы Западных Понтид наиболее вероятным вторичным источником позднепалеозойских и более молодых dZr для верхнеюрских конгломератов г. Южная Демерджи.

Почти полная идентичность докембрийских частей спектров U-Pb возрастов dZr из позднепротерозойских–позднепалеозойских метаосадочных комплексов Добруджи и пробы

K15-007 не может быть случайной и является указанием на родственность домезозойского структурного основания Крыма и Добруджи.

Исследования проводятся в соответствии с темами государственного задания ИФЗ РАН и ГИН РАН. Анализ результатов датирования *dZr* и подготовка этой публикации и доклада проведены при поддержке гранта РФФИ 19-05-00284.

Литература

1. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // ДАН. 2018. 483. 3. 306-309. DOI: 10.31857/S086956520003254-2 (Rud'ko S.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Romanyuk T.V. Structure and the Age of Conglomerates of Mount Southern Demerdzhi Based on the First U/Pb-dating of Detrital Zircons (Upper Jurassic, Crimean Mountains) // Doklady Earth Sciences. 2018. 483. 1. 1423-1426. DOI: 10.1134/S1028334X18110223).
2. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Источники сноса юрских конгломератов Горного Крыма и Пери-Гондванское происхождение его фундамента: результаты U-Pb датирования и Hf-изотопная систематика детритовых цирконов в отложениях горы Южная Демерджи // Геотектоника. 2019. (в печати).
3. Balintoni I., Balica C. Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): a detrital zircon study // Precambrian Research. 2016. 278. 34-51. DOI: 10.1016/j.precamres.2016.03.008.
4. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // In: Sosson, M., Stephenson, R.A., Adamia, S.A. (eds). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society, London. 2015. Sp.Publ. 428. DOI: 10.1144/SP428.1.
5. Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // International Geology Review. 2015. 57. 5-8. 1051-1076. DOI: 10.1080/00206814.2015.1010609.
6. Okay N., Zack T., Okay A.I., Barth M. Sinistral transport along the Trans-European Suture Zone: Detrital zircon-rutile geochronology and sandstone petrography from the Carboniferous flysch of the Pontides // Geological Magazine. 2011. 148. 380-403. DOI: 10.1017/S0016756810000804.
7. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba Z., Sroda P., Thybo H., Artemieva I. et al. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula // Geophysical Journal International. 2015. 201. 406-428. DOI: 10.1093/gji/ggv018.
8. Sunal G., Satir M., Natal'in B., Toraman E. Paleotectonic position of the Strandja Massif and surrounding continental blocks based on zircon Pb-Pb age studies // International Geology Review 2008. 50. 519-545. DOI: 10.2747/0020-6814.50.6.519.
9. Ustaomer T., Robertson A.H.F., Ustaomer P.A., Gerdes A., Peytcheva I. Constraints on Variscan and Cimmerian magmatism and metamorphism in the Pontides (Yusufeli -Artvin area), NE Turkey from U-Pb dating and granite geochemistry // In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Unlugenc, U.C., (Eds.), Geological development of Anatolia and the easternmost Mediterranean region. Geological Society, London. 2013. Special Publications 372. 49-74.
10. Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F., Gerdes A. Implications of U-Pb and Lu-Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian-Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey // International Journal of Earth Sciences. 2016. 105. 7-38. DOI: 10.1007/s00531-015-1225-8.

ВЫБОР ОПТИМАЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА ПРОВЕДЕНИЯ ТЕСТОВ НА ПРИЕМИСТОСТЬ С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОФИЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Рязанова М.В.* (ИФЗ РАН, ryazanovamasha@yandex.ru), Дубиня Н.В. (ИФЗ РАН, Dubinya.NV@gmail.com)

Аннотация

Работа посвящена проблеме реконструкции профилей горизонтальных напряжений вдоль траекторий нефтегазовых скважин на основании результатов мини-гидроразрыва пласта и тестов на приемистость. Рассмотрен вопрос выбора глубины, на которой следует проводить мини-гидроразрыв пласта и тест на приемистость для того, чтобы реконструировать профили горизонтальных напряжений с максимальной достоверностью. Для моделирования профилей напряжений использована слоистая модель упругой изотропной среды. Показано, что соотношение модуля Юнга и коэффициента Пуассона пород в слое, в котором проводится мини-гидроразрыв пласта, оказывает значительное влияние на корректность реконструкции профилей горизонтальных напряжений по данным точечных измерений

Ключевые слова: одномерное геомеханическое моделирование, слоистые среды, мини-гидроразрыв пласта

На текущий момент все большее количество научно-исследовательских работ, выполняемых для повышения эффективности эксплуатации месторождений углеводородов, становится связано с проблемами геомеханики нефтегазовых месторождений. Одним из важных этапов геомеханического моделирования является реконструкция профилей главных напряжений вдоль траекторий скважин, пробуренных на месторождении [Zoback, 2007]. Источником информации о напряжениях, действующих в окрестности скважин, служат прямые и косвенные индикаторы напряженного состояния, которые могут быть проанализированы на основании результатов геофизических исследований скважин, керновых экспериментов и специальных мероприятий. К последним относятся мини-гидроразрыв пласта (далее миниГРП) и тест на приемистость, которым и посвящена данная работа.

МиниГРП и тест на приемистость считаются единственным способом прямой оценки параметров напряженного состояния околоскважинной зоны [Zoback, 2007]. Основы этих методов были заложены в работе [Hubbert, Willis, 1957], в которой рассматривалось поведение трещины растяжения, образующейся в окрестности скважины: было показано, что такая трещина будет развиваться в плоскости, нормальной к направлению действия минимального главного напряжения. Проведение миниГРП или теста на приемистость непосредственно приводят к образованию такой трещины. Значение минимального главного напряжения, как было показано в работе [Hickman, Zoback, 1987], соответствует давлению закрытия трещины – давлению, до которого давление на скважине снижается при остановке закачки. Поскольку давление закрытия трещины является величиной, непосредственно измеряемой при проведении миниГРП или теста на приемистость, эти тесты позволяют говорить о величине минимального главного напряжения, часто совпадающей с величиной минимального горизонтального напряжения, необходимой для решения задач геомеханики месторождений.

МиниГРП и тест на приемистость стали одним из самых распространенных в практике нефтегазовой геомеханики способов оценки напряжений, став, фактически, стандартом для индустрии [Raaen et al., 2006]. На данный момент в нефтяных компаниях приняты комплексные программы проведения миниГРП, тестов на приемистость и их модификаций на разных этапах разработки месторождения [Chan et al., 2018]. Проблемой,

однако, является то, что реконструкция профиля максимального горизонтального напряжения – другого важного для одномерного геомеханического моделирования параметра – затруднительна, поскольку прямых методов оценки этой величины на данный момент не существует.

В данной работе рассмотрен вопрос возможности реконструкции профилей двух главных горизонтальных напряжений на основании результатов прямого измерения минимального горизонтального напряжения по результатам миниГРП и тестов на приемистость, выполненных в вертикальной скважине. Предполагается, что минимальное горизонтальное напряжение σ_h определено с погрешностью $\Delta\sigma_h$ на двух различных глубинах z_1 и z_2 . Согласно работе [Warpinski, Teufel, 1989], погрешность определения σ_h из миниГРП и тестов на приемистость может составлять до 40 атм. Модификации к этим методам, развившиеся за последние 30 лет, позволили сократить эту погрешность до 20 атм [Chan et al., 2018]. Профили механических свойств среды – модуля Юнга E и коэффициента Пуассона ν – считаются известными. Для анализа профилей напряжений среда представляется набором жестко скрепленных между собой горизонтальных слоев, различающихся между собой плотностями ρ , модулями Юнга и коэффициентами Пуассона. Такой подход оправдан наблюдениями, описанными в работе [Zhang, Zhang, 2017] и относящимися к связи профилей горизонтальных напряжений и литологии различных слоев. Ставится задача построить профили минимального $\sigma_h(z)$ и максимального $\sigma_H(z)$ горизонтальных напряжений как функций от глубины. Ставится также практически важная для нефтегазовой геомеханики задача: при фиксированном слое, в котором на глубине z_1 была выполнена операция миниГРП и определено значение $\sigma_h(z_1)$, необходимо определить, в каком слое и на какой глубине z_2 следует выполнить вторую операцию миниГРП так, чтобы влияние ошибки в определении минимального горизонтального напряжения $\Delta\sigma_h(z_2)$ на реконструируемые профили было минимально. Исходя из практики работы с геофизическими данными было предположено, что слои, находящиеся выше продуктивного интервала, могут быть заменены единым слоем с усредненными механическими свойствами [Zoback, 2007]. Профили плотности и механических свойств, использовавшиеся в данной работе, показаны на рис. 1.

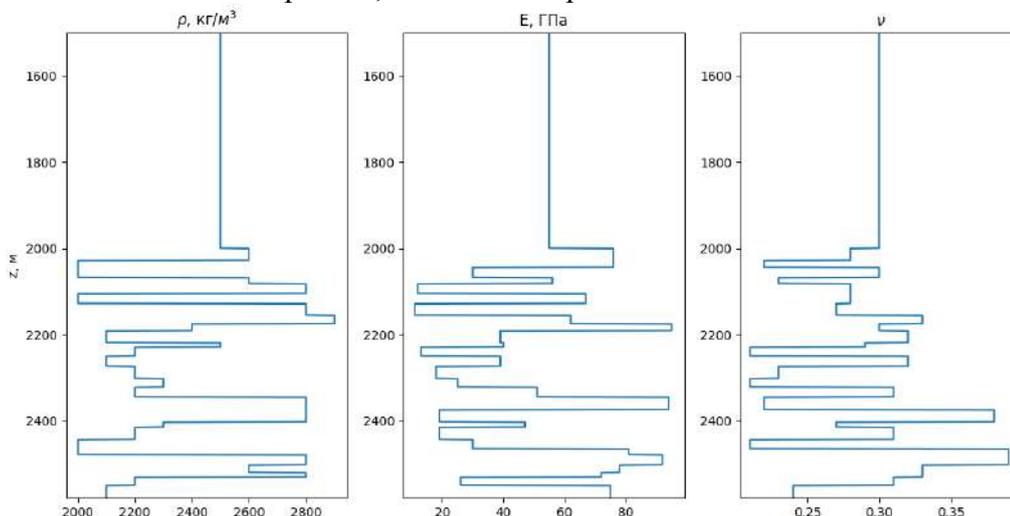


Рисунок 1. Используемые при моделировании профили свойств слоев.

Условие жесткого сцепления соседних слоев друг с другом подробно обсуждалось в работе [Дубиня, Галыбин, 2018], где также было показано, что это условие приводит к определенному выражению для скачков, которые горизонтальные напряжения испытывают при переходе из одного слоя в другой. Если рассматриваются два соседних слоя с известными значениями упругих модулей, оба горизонтальных напряжения в одном слое могут быть напрямую выражены через величины горизонтальных напряжений в другом

слое и значения упругих модулей. Эти выражения были использованы в рамках данной работы для реконструкции профилей напряжений в слоистой среде.

Без ограничений общности можно считать, что глубина z_1 находится в верхней части продуктивного интервала. В таком случае фиксируется значение минимального горизонтального напряжения на этой глубине и на какой-либо другой глубине z_2 , находящейся ниже z_1 . Рассматривается серия переходов между слоями, начиная с верхнего, в котором σ_h известно, для каждого интерфейса между соседними слоями решается рекуррентная задача. Внутри каждого слоя принимается предположение о линейном возрастании напряжений с глубиной. В тот момент, когда скачок становится выраженным через горизонтальные напряжения $\sigma_h(z_1)$ и $\sigma_H(z_1)$ в слое, содержащем глубину z_2 , появляется возможность найти значение $\sigma_H(z_1)$. В результате, зная два горизонтальных напряжения, действующих на одной глубине, можно определить скачки между каждыми двумя соседними слоями (начиная со слоя, содержащего глубину z_1) и, как следствие, реконструировать профили горизонтальных напряжений $\sigma_h(z)$ и $\sigma_H(z)$. Одна такая реконструкция представлена на рис. 2, где в качестве входных данных использовалось $z_1 = 2000$, $z_2 = 2400$ м, $\sigma_h(z_1) = 200$ атм, $\sigma_h(z_2) = 370$ атм.

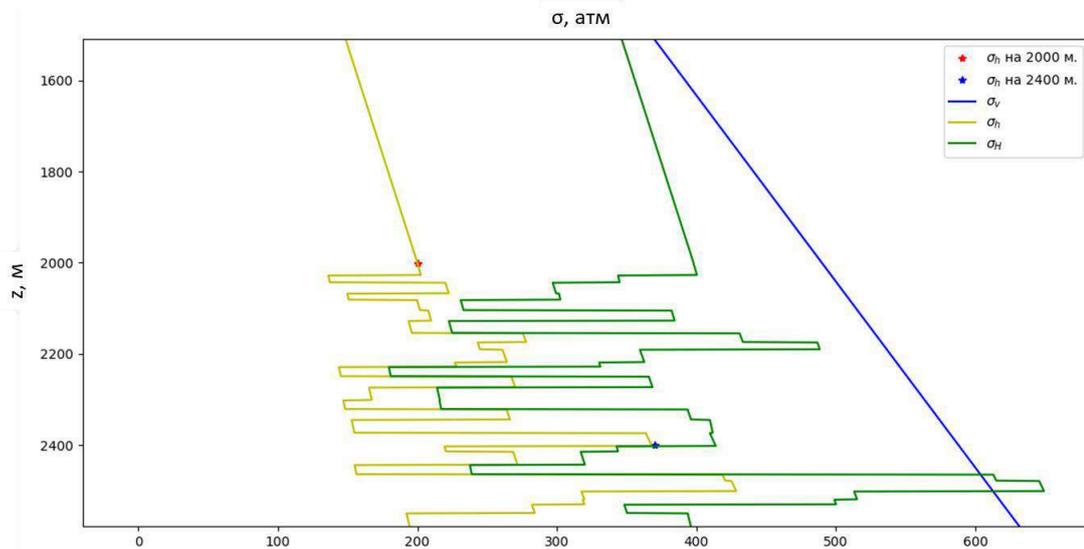


Рисунок 2. Реконструкция профилей горизонтальных напряжений.

На рис. 2 желтой линией изображен профиль минимального горизонтального напряжения, зеленой – профиль максимального горизонтального напряжения, синей – профиль вертикального напряжения, рассчитанного как вес вышележащих пород. Точками отмечены измерения σ_h из миниГРП. Из рис. 2 видно, что наличие слоев приводит к наличию скачков в профилях напряжений, что соответствует представлениям о профилях горизонтальных напряжений и их связи с литологией, описанных в работах [Zhang, Zhang, 2017; Дубиня, Галыбин, 2018].

Аналогичные реконструкции были проведены для варьировавшихся глубин z_2 и значений $\sigma_h(z_2)$. Для каждой реконструкции был выполнен расчет профиля максимального горизонтального напряжения $\sigma_H(z)$, соответствующей величине $\sigma_h(z_2)$. Далее было проанализировано влияние ошибки $\Delta\sigma_h(z_2)$ на точность в реконструируемом профиле $\sigma_H(z)$: были выполнены реконструкции, соответствующие оценкам $\sigma_h(z_2) - \Delta\sigma_h(z_2)$ и $\sigma_h(z_2) + \Delta\sigma_h(z_2)$, и рассмотрено, насколько сильно эти реконструкции отличаются от «истинной» – реконструкции, соответствующей точному определению $\sigma_h(z_2)$.

По результатам множественных расчетов было обнаружено, что минимальная ошибка в определении профиля максимального горизонтального напряжения $\sigma_H(z)$, вызванная недостоверностью точечного определения минимального горизонтального напряжения $\Delta\sigma_h(z_2)$ достигается в том случае, когда z_2 находится в слое, обладающем

максимальным модулем Юнга и минимальным коэффициентом Пуассона. Учитывая в целом незначительные колебания коэффициента Пуассона между соседними слоями, можно сделать следующий вывод на основании полученных результатов: при планировании операций миниГРП рекомендуется выбирать в качестве глубин проведения интервалы повышенной жесткости пород околоскважинной зоны.

Полученный результат может быть применен при планировании операций миниГРП или тестов на приемистость при работе с месторождениями сложного залегания, в которых построение одномерных геомеханических моделей необходимо для качественного расчета устойчивости ствола скважины. Проведение одномерного геомеханического моделирования на таких объектах, позволяющее минимизировать затраты на бурение скважин, требует предварительных точечных оценок минимального горизонтального напряжения, точность которых оказывает значительное влияние на достоверность получаемых результатов. Использование результатов данной работы дает возможность минимизировать негативное влияние погрешности, вносимой при интерпретации результатов миниГРП и тестов на приемистость, на некорректность реконструируемых профилей напряжений и, как следствие, на качество одномерных геомеханических моделей.

Литература

1. Дубиня Н.В., Галыбин А.Н. О распределении напряжений в слоистом массиве горных пород // Физика Земли, 2018, №6, с. 106-116.
2. Chan A.W., Cuttitta M., O'Reilly G. An Integrated In-Situ Stress Measurement Program for Deepwater Brown Field Developments // 52nd US Rock Mechanics / Geomechanics Symposium Proceedings 2018, ARMA 18-0171
3. Hickman S.H., Zoback M.D. The interpretation of hydraulic fracturing pressure-time data for in situ stress determination // Hydraulic Fracturing Measurements. 1983. P. 44–54.
4. Hubbert M.K., Willis D.G. Mechanics of hydraulic fracturing // Petr Trans AIME (JPT). 1957. V. 210. P. 153–163.
5. Raaen A.M., Horsrud P., Kjørholt H., Okland D. Improved routine estimation of the minimum horizontal stress component from extended leak-off tests // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 2006. V. 43. P. 37–48.
6. Warpinski N.R., Teufel L.W. In-Situ Stresses in Low Permeability, Nonmarine Rocks // J. Pet. Technol. 1989. 41(4): 405-414.
7. Zhang Y., Zhang J. Lithology-dependent minimum horizontal stress and in-situ stress estimate // Tectonophysics. 2017. 703-703: 1-8.
8. Zoback M.D. Reservoir Geomechanics. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. P.505.

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ И U-РЬ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ГЕОЛОГИИ ТАЙМЫРА

К.К. Сатановский, А.А. Багаева, В.А. Салтанов, К.В. Борисенков, А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова Геологический институт РАН, г. Москва, k.s.k.7991@mail.ru

Аннотация

В Таймырской складчатой области выделяют три тектонических зоны северо-восточного простирания [1]. Южно-Таймырская зона сложена преимущественно осадочными породами палеозоя, сформированными в пределах Сибирского палеоконтинента. В Центрально-Таймырской зоне распространены докембрийские метаморфические и магматические комплексы и осадочные толщи палеозоя. Северо-Таймырская зона сложена венд-нижнеордовикским флишоидом, который неравномерно метаморфизован и прорван позднепалеозойскими гранитами. Считается, что Северо-Таймырский пояс принадлежит окраине Карского микроконтинента, который в позднем палеозое столкнулся с Сибирью (напр., [2]). Коллизия привела к формированию орогена и накоплению синорогенных отложений (средний карбон – пермь) на территории Южного Таймыра.

Ключевые слова: обломочные цирконы, неопротерозойский метаосадочный комплекс.

На данный момент на Таймыре ведётся среднемасштабная полистная геологическая съёмка на двух участках (ВСЕГЕИ). Первый участок располагается в восточной части Центрально-Таймырской зоны. В результате работ, проведенных в 2016 и 2017 гг. А.Б. Кузьмичевым и М.К. Данукаловой было выяснено, что наиболее древним комплексом в разрезе являются мезопротерозойские метаосадочные породы, которые представляют собой чехол Сибирской платформы. Было высказано предположение, что этот комплекс подстилает всю Центрально-Таймырскую зону. Три образца метаморфических пород было отобрано А.А. Багаевой в 2018 г. и передано для выделения и датирования циркона первому автору.

Одна проба взята из полевошпатовых кварцитов октябрьской толщи (которую мы сейчас датировем мезопротерозоем), две – из кварцитов и метааркозов(?), слагающих знаменитую г. Верблюд. Эта гора сложена мощной толщей кварцитов, которые прекрасно видны на космических снимках. Подобные толщи нетипичны для района, и их интерпретация неоднозначна. В 60-х годах прошлого века они были закартированы как октябрьская толща (Ковалева и др., 1965 г.), позднее — как неопротерозойский метаосадочный комплекс становской серии [3]. Изучение морфологии и структуры цирконов, а также датирование их методом LA ICPMS, что предполагается выполнить к началу совещания, позволит решить этот вопрос.

Второй участок ГГС-200 расположен на западе Северо-Таймырской зоны (Ленивенская площадь), и в 2018 г первый автор принимал участие в этих работах. Участок интересен тем, что на нем, кроме типичного для этой зоны флишоида, обнажены разнообразные вулканиты и метаморфиты. Эти породы могут быть интерпретированы либо как фундамент флишоидной толщи, либо как комплексы Центрально-Таймырской зоны, вскрытые в эрозионном окне тектонического покрова. Последнее следует из распространенного предположения о крупноамплитудном надвиге пород Северного Таймыра (Карского блока) на Центральную зону. Датирование цирконов (три образца) из метаосадочных пород данного метаморфического выступа, возможно, позволит обнаружить здесь аналоги октябрьской толщи мезопротерозоя.

Также в работе находятся несколько проб каменноугольных песчаников Южно-Таймырской зоны. Датирование обломочных цирконов из нижней части синорогенных отложений позволит определить, какими породами была сложена верхняя часть орогена в

начальные стадии его формирования. Предполагается, что такие породы отсутствуют в современном эрозионном срезе.

Процесс выделения цирконов из всех обсуждаемых в докладе проб выполняется первым автором и на момент написания тезисов находится на разных стадиях завершения. К началу конференции мы рассчитываем осуществить датирование цирконов и обчислить полученные данные.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 19-05-00926).

Литература

1. Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Ред. В.В. Беззубцев. Красноярск, 1986. 177 с.

2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.

3. Макарьев А.А. (ред.). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 472 с.

ПОВЫШЕНИЕ ДОСТОВЕРНОСТИ И ТОЧНОСТИ ОЦЕНКИ ЗАПАСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ УНИКАЛЬНЫХ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)

*Поляков Е.Е. (ООО «Газпром ВНИИГАЗ», E_Polyakov@vniigaz.gazprom.ru),
Семёнова К.М.* (ООО «Газпром ВНИИГАЗ», K_Semenova@vniigaz.gazprom.ru)*

Аннотация

Рассмотрен пример повышения достоверности и точности оценки запасов углеводородов уникального месторождения Восточной Сибири на современном этапе геологической изученности.

Ключевые слова: достоверность, точность, оценка, подсчет запасов, углеводороды, уникальные месторождения, Восточная Сибирь

Подсчет запасов углеводородов (УВ) – комплекс научных исследований, основанный, в первую очередь, на совокупности накопленных по результатам геологоразведочных, опытных и промышленных работ знаний об объекте.

Очевидно, что степень достоверности совокупных материалов, на основе которых выполняется подсчет запасов, зависит от количества контрольных точек, в которых получена информация об объекте исследований. Выборочный характер геологоразведочных данных исключает возможность полного совпадения геологической модели месторождения и реального объекта разведочных работ. При этом методы получения геолого-геофизической информации несут в себе ряд разноуровневых неопределенностей, связанных с тем, что помимо прямых методов изучения объекта (отбор и исследования керна, испытания пласта, отбор проб пластовых флюидов) большую часть занимают косвенные методы, связанные с дистанционным изучением объекта подсчета запасов и участка работ в целом. Для нахождения конкретных выражений геолого-геофизических параметров используются, как правило, приемы статистической обработки данных и, в конечном итоге, осуществляется замена реального экспериментального материала полученными законами (и некоторой интегральной оценкой мерой тесноты связи), которые в виде уравнений связи между параметрами переносятся на изучаемый объект[1]. Этот путь зачастую является источником ошибочных заключений в определении геометрии залежей, продуктивных характеристик пластов-коллекторов и их параметров (ошибка определений площади залежи, средневзвешенной по площади эффективной нефтегазонасыщенной толщины, средневзвешенных по толщине коэффициентов пористости и нефтегазонасыщенности, пересчетного коэффициента и других параметров), которые могут привести к неверно выбранным условиям вскрытия и эксплуатации скважин, ошибкам в точках заложения скважин, а также неподтверждаемости количественной оценки запасов УВ в ходе освоения месторождения. Таким образом, полученные результаты, в первую очередь, зависят от полноты и адекватности видения геологической картины и совершенства методического аппарата, применяемого при обработке исходных данных[2].

Повышение достоверности оценки запасов УВ – одна из важнейших задач геологоразведочной и добывающей отраслей. От точности подсчета запасов УВ зависит обоснованность планируемых уровней их добычи в стране, рациональное проектирование обустройства месторождений и размещение добывающих предприятий, организация эффективного контроля за состоянием запасов региона и страны в целом.

Как известно, цифровые объемные геологические модели нашли широкое применение при корректной оценке ресурсов УВ, подсчете запасов УВ месторождений, характеризующихся значительной неоднородностью резервуара, а также для последующего гидродинамического моделирования процессов течения в залежах и проектирования разработки месторождений.

Кроме того, в последнее время все большую актуальность приобретает комплексная переработка и переинтерпретация ранее полученного геолого-геофизического фактического материала. За последние десятилетия появились и прошли успешную апробацию новые высокоэффективные методики как получения, так и обработки геологической информации, а суть проводимых исследований по получению первичного материала в основе своей осталась неизменной. [3]

С целью повышения достоверности подсчета запасов УВ выполняется:

- комплексный анализ базы исходных данных для выполнения подсчета запасов с созданием детальных цифровых трехмерных геологических моделей месторождений;
- научно-исследовательские работы в области изучения сложнопостроенных коллекторов и выработка методологии по оценке их свойств (методы отбора и исследования керна, разработка алгоритмов интерпретации ГИС и др.);
- планирование дополнительных исследований (обоснование оптимального комплекса ГИС в новых скважинах, отбор и исследование керна с учетом специально разработанных методик, проведение гидродинамических исследований и др.);
- подбор месторождений-аналогов для обоснования подсчетных параметров;
- согласование детальных моделей месторождений и единой структурно-литолого-флюидальной модели региона [2].

Восточная Сибирь относится к наиболее перспективным районам прироста МСБ углеводородов, основным центром нефтегазовой промышленности России. Географо-экономическое положение района крайне неблагоприятно: значительная часть его расположена за Полярным кругом, почти на всей территории распространена вечная мерзлота. Восточная Сибирь значительно удалена от других экономически развитых районов страны, что затрудняет освоение ее природных богатств. Так, к настоящему времени этот огромный район еще плохо освоен, не так хорошо изучен, как Западная Сибирь. Геолого-геофизическая изученность Восточно-Сибирской мегапровинции (ВСМП) в наиболее перспективных южных и юго-восточных областях (кроме Присяно-Енисейской синеклизы) оценивается не менее чем в 30÷35 %, всей северной половины мегапровинции – не более 8÷10 %; число пробуренных глубоких скважин – не более 6000 (в сравнении с более 21000 опорных, параметрических, поисковых и разведочных скважин в Западно-Сибирской мегапровинции) [4].

В аспекте формирования осадочного чехла ВСМП приурочена к криптозой-фанерозойской ассоциации осадочных бассейнов. Разными авторами в пределах древней Сибирской платформы (рисунок 1) выделяется разное число нефтегазоносных и потенциальных бассейнов, при этом одни и те же бассейны иногда называются по-разному. Большинство исследователей выделяется обширный Тунгусский (Восточно-Сибирский) – внутриплатформенный нефтегазоносный бассейн, Иркутский (Прибайкало-Ленский) – латерально-гетерогенный или платформенно-складчатый нефтегазоносный бассейн, Лено-Вилуйский (Предверхожно-Ленский) латерально-гетерогенный нефтегазоносный бассейн. Некоторые исследователи выделяют Анабаро-Ленский и Алдано-Майский латерально-гетерогенные бассейны. А.М. Серегин [5] в качестве самостоятельных бассейнов выделяет Суханский и Присяно-Енисейский. Основные месторождения нефти и газа открыты в Иркутском, Тунгусском и Лено-Вилуйском нефтегазоносных бассейнах. Они занимают территорию Якутии, Красноярского края и Иркутской области общей площадью около 3 млн км². Главная нефтегазогеологическая особенность ВСМП – преимущественно смешанный характер УВ-накопления, в то же время месторождением-лидером в мегапровинции является сверхгигантское по запасам газа (без нефти) Ковыктинское ГКМ [4].

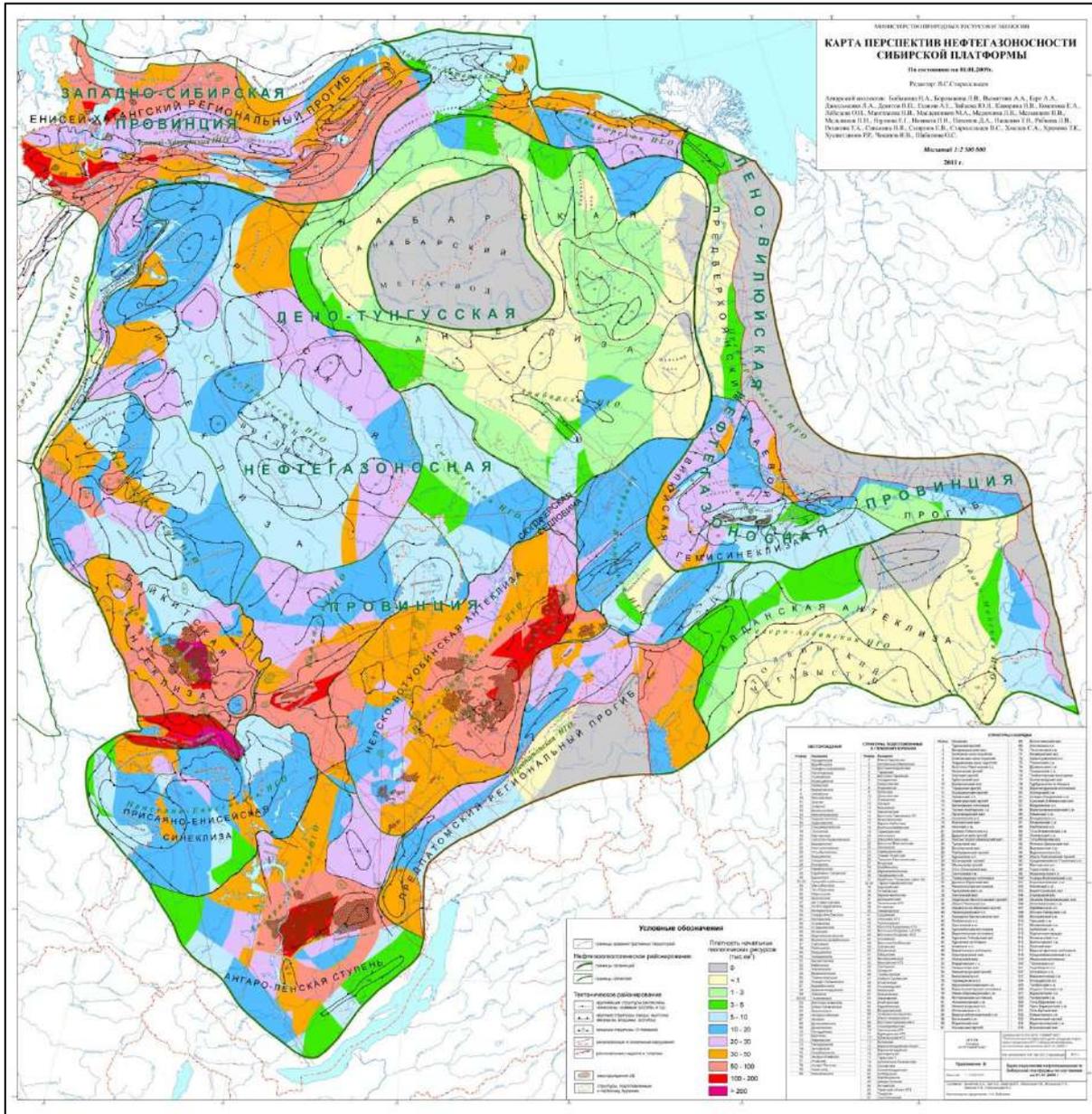


Рисунок 1. Карта перспектив нефтегазоносности Сибирской платформы (СНИИГГиМС, 2011 г.)

Уникальное по запасам Чаюдинское нефтегазоконденсатное месторождение (НГКМ) в соответствии с нефтегазогеологическим районированием относится к Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции ВСМП. К промышленно продуктивным отнесены пласты трех горизонтов, которые частично перекрываются по разрезу. Основные ботубинский и хамакинский продуктивные горизонты имеют более высокие коллекторские свойства. Залежь талахского горизонта локально распространена в центральной части месторождения и характеризуется ухудшенными фильтрационно-емкостными свойствами. В пределах месторождения выделяются пять крупных тектонических блоков: Северный, Южный I, Южный II, Саманчакитский и Восточно-Талаканский, к которым приурочены самостоятельные залежи, относящиеся к ловушкам неантиклинального типа, осложненным тектоническими и литологическими экранами.

Запасы Чаюдинского НГКМ впервые были подсчитаны и утверждены в ГКЗ РФ по состоянию на 01.01.2000. Начиная с 2008 года, после получения лицензии ПАО «Газпром» в пределах месторождения выполнен большой объем геолого-геофизических работ: проведены

2D (1500 пог. км) и 3D сейсморазведочные работы (6300 км²) и пробурены новые разведочные скважины (50), в ходе которых получена новая геолого-геофизическая и промысловая информация о строении и газоносности Чаяндинского месторождения, послужившая основанием для пересчетов запасов, выполненных ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в 2013 г. (ботубинский горизонт) и в 2014-2015 гг. (по месторождению в целом). Кроме того в 2018-2019 гг. по результатам проводимого с 2016 г. эксплуатационного бурения и переинтерпретации полного объема сейсморазведочных работ МОГТ-3D специалистами ООО «Газпром ВНИИГАЗ» была выполнена оперативная оценка запасов (ОПЗ) Чаяндинского НГКМ.

При выполнении пересчетов запасов авторы решали научные проблемы, связанные с усложнением тектонического строения месторождения по результатам комплексной интерпретации материалов сейсморазведки, использованием новых методик определения подсчетных параметров по данным ГИС и исследования керна, влиянием засоления пород на оценку подсчетных параметров. Корректность разработанной методики определения подсчетных параметров была подтверждена сопоставлением линейных запасов, рассчитанных по ГИС ($N_{эф} \cdot K_{п} \cdot K_{г}$), в испытанных интервалах пластов Чаяндинского НГКМ с величинами дебитов газа. Выполненные подсчеты запасов УВ Чаяндинского НГКМ (в том числе оперативные) были основаны на построенных трехмерных (либо двухмерных для ОПЗ) геологических моделях, включающих полный комплекс накопленной на дату подсчета запасов информации о месторождении.

Анализ результатов выполненных за последнее десятилетие в ООО «Газпром ВНИИГАЗ» подсчетов запасов УВ Чаяндинского НГКМ показал, что изменение величины суммарных запасов, подсчитанных с использованием современных технических средств и методик и на основе полученной на современном этапе геологоразведочных работ геолого-геофизической информации (в том числе и данных эксплуатационного бурения), незначительно и составляет не более 3%. Данный факт говорит о повышении достоверности и точности выполняемых в настоящее время подсчетов запасов.

Таким образом, по результатам выполненных ООО «Газпром ВНИИГАЗ» подсчетов запасов УВ Чаяндинского НГКМ был сделан вывод об асимптотическом поведении их количественной характеристики на современном этапе геологической изученности месторождения.

Литература:

1. Могутов А.С. Разработка методов повышения достоверности подсчета запасов углеводородов на основе технологии нечеткого моделирования: автореф. дис. ... канд. техн. наук: спец. 25.00.16 / А.С. Могутов; УГТУ. – Ухта, 2012. – 24 с.

2. Скоробогатов В.А., Поляков Е.Е., Ахияров А.В., Овчинников А.А. Повышение достоверности подсчета запасов углеводородов (на примере месторождений Ямальской области Западной Сибири) // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г.: сб. науч. статей. – М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2011. – С. 59-64

3. Ахапкин А.А., Штейн Я.И. Цифровая региональная геолого-геофизическая модель как инструмент для изучения крупных осадочных бассейнов // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г.: сб. науч. статей. – М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2011. – С. 124-130

4. Скоробогатов В.А. Сравнительная нефтегазовая геостатистика Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской мегапровинций // Вести газовой науки: Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России. – М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2014. – № 3 (19). – С. 33-43

5. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. Геология нефти и газа Западной Сибири. – М.: Недра, 1975. – 680 с.

ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА ОБРАЗОВАНИЯ ГИГАНТСКОГО МАСШТАБА СИБИРСКОЙ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Спиридонов Э.М. (МГУ имени М.В. Ломоносова, ernctspiridon@gmail.com)

Аннотация.

Возможная причина образования гигантского масштаба Сибирской трапповой формации – крупнейшее (из известных сегодня) импактное событие на земле Уилкса в Антарктиде с возрастом 250 млн. лет. Представляется возможным следующее предположение. Мощная гидравлическая ударная волна от падения космического тела ~250 млн. лет тому назад дошла до жидкого ядра Земли, пронзила его и вызвала на противоположной стороне ядра выброс вещества и энергии, спровоцировала возникновение суперплюма – «прародителя» Сибирской трапповой формации и Норильских месторождений.

Ключевые слова: Возможная причина образования гигантского масштаба Сибирской трапповой формации, импактное событие на земле Уилкса в Антарктиде

На древней дорифейской Восточно-Сибирской платформе мощно проявлен мантийный магматизм: помимо алмазоносных кимберлитов, это трапповая платобазальтовая формация с крупнейшими месторождениями палладия – месторождениями Co-Ni-Cu сульфидных руд с возрастом 251 млн. лет [2] – крупнейшая в Мире магматическая провинция (длительность её формирования около 1 млн. лет) с Pt-Pd специализацией и более молодая Маймеч-Котуйская формация ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов с возрастом 250 млн. лет с Ir-Os специализацией.

Одни из замечательных образований трапповой формации Восточно-Сибирской платформы – рудно-магматические системы Норильского рудного поля, которые содержат около 60 % мировых запасов Pd и 15 % запасов Pt, заметную долю запасов Ag и Au России. Их изучали Н.К. Высоцкий, В.К. Котульский, М.Н. Годлевский, Н.С. Зонтов, В.А. Маслов, В.В. Золотухин, Э.А. Кулагов, В.К. Степанов, Д.М. Туровцев, В.В. Рябов, А.Д. Генкин, А.А. Филимонова, С.Ф. Служеникин, Т.Л. Евстигнеева, В.А. Люлько, Ю.Н. Амосов, О.Н. Симонов, А.Д. Налдретт, В.А. Федоренко, В.М. Изоитко, В.Д. Бегизов, В.А. Коваленкер, Г.А. Митенков, А.М. Карпенков, автор и другие геологи. По мнению ведущих исследователей Норильских месторождений, породившие их магматические системы имели глубинный мантийный источник [1-5]. Возраст норильских рудоносных интрузивов, как и всей Сибирской трапповой формации, - отвечает границе пермского и триасового геологических периодов - 251±1 млн. лет [2].

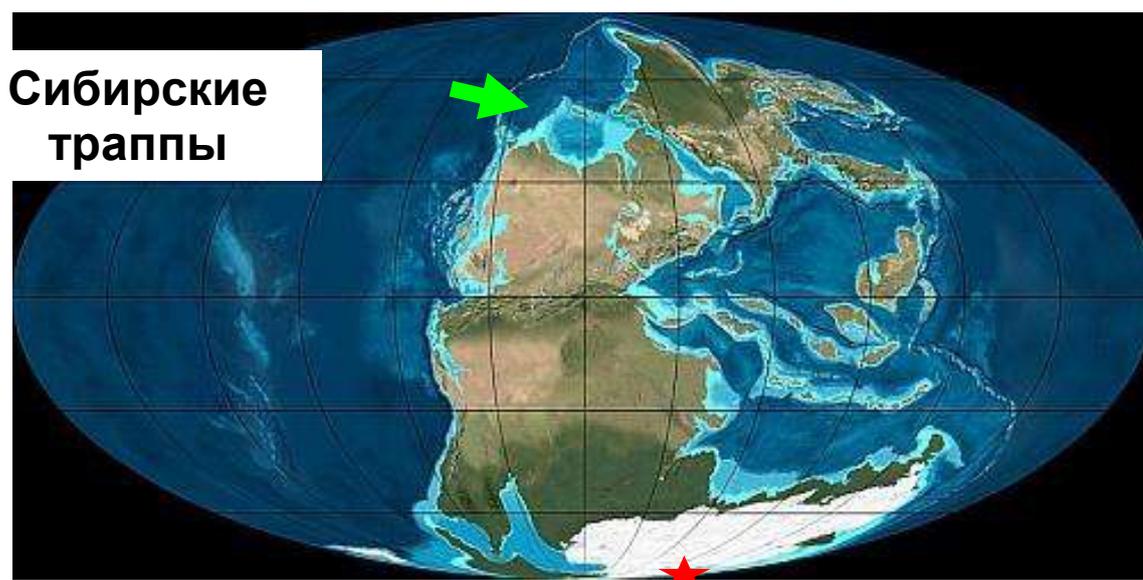
В чём возможная причина возникновения плюма гигантского масштаба, породившего платобазальтовую и щелочную мантийные магматические формации?

Возможный ответ появился из Антарктиды. В районе Земли Уилкса на востоке Антарктиды находится самый крупный из известных на сегодня астероидный кратер на нашей планете. Диаметр его воронки правильной округлой формы составляет 482 км, т.е. крупное космическое тело ударило почти перпендикулярно к поверхности континента. Учёные убеждены в том, что возраст кратера примерно 250 млн. лет.

Физики полагают жизнеспособным следующее моё предположение. Мощная гидравлическая ударная волна от падения космического тела ~250 млн. лет тому назад дошла до жидкого ядра Земли, пронзила его и вызвала на противоположной стороне жидкого ядра выброс вещества и энергии, спровоцировала возникновение суперплюма – «прародителя» Сибирской трапповой формации и Норильских месторождений.



Рисунок 1. Местоположение гигантского импактного кратера на земле Уикса в Антарктиде показано красным значком.



**Сибирские
траппы**

Рисунок 2. Палинспастическая реконструкция на время 250 млн. лет. Местоположение гигантского импактного кратера на земле Уикса в Антарктиде показано красной звёздочкой. Местоположение сибирских траппов – зелёной стрелкой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).

Литература

1. Годлевский М.Н. Магматические месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7–83.
2. Campbell J.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.G., Stepanov V.K. Synchronism of the Siberian traps and the permian-triassic boundary // Science. 1992. Vol. 258. P. 1760-1763.
3. Czamanske G.K., Wooden J.L., Zientek H.L. et al. Geochemical and isotopic constrains of the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming systems. In: Sudbury - Noril'sk Symposium, Ontario Geological Survey, 1994. Spec. Vol. 5. P. 313-341.
4. Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F. et al. Re-Os isotope evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusion // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. P. 4179-4197.
5. Wooden J.R., Czamanske G.K., Bouse R.M. et al. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk - Talnakh ores, Siberia // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. P. 1153-1165.

ХАРАКТЕР КОНТАКТОВ ГАББРОИДНОГО ИНТРУЗИВА АЮ-ДАГ, ГОРНЫЙ КРЫМ

Спиридонов Э.М. (МГУ имени М.В. Ломоносова, ernstspiridon@gmail.com),
Путинцева Е.В. (СПбГУ, lputintseva@mail.ru),
Филимонов С.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова, sefi@geol.msu.ru)*

Аннотация

Островодужный интрузив Аю-Даг (мезозоиды Горного Крыма) сложен средне- и средне-крупнозернистыми кварцевыми анортит-битовнитовыми габбро-норит-долеритами. Реально наблюдавшиеся северная, северо-восточная, юго-восточная контактовые зоны имеют нормальный интрузивный характер. Юго-восточная (прибрежная) контактовая зона на протяжении более 100 м включает множество пологих и наклонных извилистой формы дайко- и жилообразных апофиз мощностью от 5-20 см до 10-12 м, сложенных более мелкозернистыми и порфиroidными габброидами. Вдоль контактов апофиз развиты тонкозернистые и резко порфиroidные породы зоны закалки. Интрузив окружён сплошным ореолом экзоконтактовых роговиков и ороговикованных пород пироксен-роговиковой фации.

Ключевые слова: Интрузивный характер контактов габброидного плутона Аю-Даг, Горный Крым

В.В. Юдин в ряде публикаций утверждает, что габброидный массив Аю-Даг является крупным кластолитом в Южнобережном меланже (Юдин, 2017 и др.). Реальные геологические наблюдения показали, что это заключение не соответствует действительности.

Аю-Даг (Медведь-Камень) – самое крупное тело раннебайосского габброидного Первомайско-Аюдагского интрузивного комплекса Южнобережной зоны мезозоид Горного Крыма (Спиридонов и др., 1990, 2018). Его размеры 2.4x2 км. Оно внедрилось в сложно дислоцированную толщу флиша таврической серии T₂-J₁. Массив достаточно хорошо обнажён, трудно доступны его крутые до вертикальных западный и северо-западный склоны. Массив сложен преимущественно средне- и средне-крупнозернистыми кварцевыми габбро-норит-долеритами с массивными и полосчатыми текстурами. О механически активном внедрении габброидов Аю-Дага свидетельствуют распространённые в его южной части магматические брекчии с массой ксенолитов разнообразных роговиков, в том числе по сидеритам таврической серии, а также обилие в габброидах ксеногенных реститовых циркона и торита (Спиридонов и др., 2018). Массив окружён сплошным ореолом роговиков и ороговикованных пород пироксен-роговиковой фации.

Безусловно, достаточно древний – среднеюрский массив Аю-Даг в заметной степени тектонизирован. В ряде мест вдоль зон разломов габброиды интенсивно пропилитизированы. Сорваны отдельные относительно небольшие участки контактов габброидов и вмещающих толщ, в частности на восточном окончании массива. Однако, в целом, массив тектонизирован слабо. Так, в его прибрежной зоне залегающая среди габброидов пологая дайка долеритов без существенных нарушений прослеживается на расстояние более 0.5 км.

Для наблюдений доступны крутая северная, крутая северо-восточная и более пологая юго-восточная контактовые зоны Аю-Дага. Все наблюдавшиеся контакты имеют нормальный интрузивный характер. Северная и северо-восточная контактовые зоны достаточно простые. В них с роговиками и ороговикованными алевролитами, аргиллитами и песчаниками таврической серии непосредственно контактируют мелко- и мелко-среднезернистые кварцевые габбро-норит-долериты и габбро-норит-диориты.

Наибольший интерес представляет хорошо обнажённая юго-восточная – прибрежная контактовая зона протяжённостью более 100 м вдоль берега моря и более 50 м по вертикали.

Здесь обнажена относительно полого дислоцированная тоща аргиллитов и алевролитов таврической серии. Аргиллиты и алевролиты ороговикованы, местами графитизированы и пронизаны густой сетью - множеством пологих – субгоризонтальных и наклонных извилистой формы дайко- и жилообразных внедрений габброидов (рис. 1-4). При этом, ни один из контактов внедрений тектонически не нарушен, не сорван.



Рисунок 1. Прибрежная юго-восточная зона контакта интрузива Аю-Даг. Аргиллиты и алевролиты ороговикованы и пронизаны пологими, в том числе ветвящимися внедрениями габброидов. Вдоль всех контактов внедрений развиты породы зоны закалки. Обнажение ориентировано долготно, его высота 7 м.



Рисунок 2. Фрагмент интрузивного контакта нижнего внедрения габброидов на рисунке 1.



Рисунок 3. Прибрежная юго-восточная зона контакта интрузива Аю-Даг. Полого дислоцированная толща флиша таврической серии. Аргиллиты и алевролиты ороговикованы и пронизаны пологими, в том числе ветвящимися внедрениями габброидов. Вдоль всех контактов внедрений развиты породы зоны закалки. Ни один из контактов внедрений не сорван. Обнажение ориентировано примерно вдоль береговой линии Чёрного моря.



Рисунок 4. Продолжение обнажения рисунка 3 (ближе к морю).

Наиболее мощные – до 10-15 м внедрения сложены среднезернистыми габброидами с мелкозернистыми породами зоны закалки. Внедрения мощностью 1.5-3 м сложены мелкозернистыми порфиридовидными габброидами с тонко-мелкозернистыми породами зоны закалки. Маломощные внедрения сложены резко порфиридовидными тонко-мелкозернистыми породами с микро- и тонкозернистыми породами зоны закалки (рис. 5). Контакты внедрений всех типов с роговиками – приваренные (рис. 5).



Рисунок 5. Приваренный контакт резкопорфиридовидных габброидов с роговиками по алевролитам (сверху). Справа ручка геологического молотка.

Итак, установлен интрузивный характер всех изученных контактов габброидов Аю-Дага и ороговикованных пород таврической серии. Относительно пологий, устойчивый характер дислоцированности таврического флиша свидетельствует об отсутствии признаков меланжа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00490).

Литература

1. Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статьи 1 и 2 // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119-134. Вып. 6. С. 102-112.
2. Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С., Коротаяева Н.Н., Кривицкая Н.Н. Цирконолит, бадделеит, циркон и торит островодужных анортит-битовнитовых кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Вестник МГУ. Геология. 2018. № 5. С. 71-79.
3. Юдин В.В. Геология Крыма. Симферополь: ИТ Ариал. 2017. 160 с.

МИКРОСТРУКТУРНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ВНУТРИРУДНОЙ ТЕКТониКИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ АНТЕЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ ОСКОЛКОВОЙ РАДИОГРАФИИ

Тубольцев И.С. (ИГЕМ РАН, МГРИ-РГГРУ, john_rus97@mail.ru),
Устинов С.А. (ИГЕМ РАН, МГРИ-РГГРУ, stevesa@mail.ru), Петров В.А. (ИГЕМ
РАН, vlad243@igem.ru)*

Аннотация

На основе сочетания специальной методики микроструктурного анализа, осколковой радиографии и сканирующей электронной микроскопии при изучении различных типов минерализованных микроструктур в породах гидротермального уранового месторождения Антей удалось реконструировать стадии внутрирудных тектонических движений, а также установить пути миграции рудоносных флюидов.

Ключевые слова: внутрирудная тектоника, уран, осколковая радиография, специальная методика микроструктурного анализа, миграция флюидов, месторождение Антей, гидротермальный процесс.

Трещиноватость горных пород часто определяет морфологию и условия залегания рудных тел, закономерности их размещения, влияет на особенности их внутреннего строения, особенно в месторождениях жильно-штокверкового типа [1]. Гидротермальные рудные месторождения имеют длительную историю развития. В процессе их формирования обычно можно выделить несколько последовательных стадий, отделенных одна от другой тектоническими подвижками. Каждая из этих стадий, как правило, представлена особыми минеральными комплексами, отличными от других. Установление направления внутрирудных движений имеет большое значение для определения возможного положения обогащенных рудных столбов, «концентрирующих» в ограниченном объеме минерализацию различных стадий. Очень важна роль внутрирудной тектоники в формировании урановых месторождений, так как скопления урановых руд обычно контролируются участками интенсивного проявления внутрирудных тектонических движений.

Важную информацию о внутрирудной тектонике, путях и условиях миграции рудоносных флюидов может дать изучение микроструктур, выполненных рудной минерализацией и выступавших в роли флюидопроводящих каналов в период гидротермальной активности. Пространственно-геометрические параметры микроструктур могут быть установлены за счет применения специальной методики микроструктурного анализа (СММА) [2], а особенности минерального выполнения – с помощью различных методов анализа минерального вещества. Реализация СММА стала возможна благодаря разработанному авторами программному модулю, интегрированному с ГИС [3]. Важным условием для проведения СММА является отбор ориентированных образцов горных пород, из которых в дальнейшем изготавливаются ориентированные шлифы.

Реконструкция путей миграции рудоносных флюидов проводилась на месторождении Антей. Это жильно-штокверковое гидротермальное месторождение расположено в Юго-Восточном Забайкалье в пределах Стрельцовской кальдеры, сформированной в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона. Месторождение локализовано в гранитном фундаменте кальдеры и входит в одноименное рудное поле. Вмещающие оруденение породы представлены в основном биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также высоко- и низкотемпературными метасоматитами. Последние сопровождают рудоносные зоны, контролируемые системой копланарных разломов [4].

Ориентированные образцы отбирались как по профилям, так и представительно (с учетом всех разновидностей метасоматических преобразований горных пород) по всей

площади 9-го и 11-го горизонтов месторождения на глубинах от поверхности ~550 и 670 м соответственно.

Главным рудным компонентом месторождения Антей является уран, это позволило применить эффективный метод реконструкции путей фильтрации рудоносных флюидов в системе «трещина – околотрещинное пространство» в прошедшие геологические эпохи – осколковую радиографию (*f*-радиографию) прозрачно-полированных шлифов [5], которая часто используется при изучении урановых месторождений. Метод *f*-радиографии основан на способности атомов ^{235}U к делению при воздействии на них потока тепловых (медленных) нейтронов и позволяет с высокой точностью выявлять особенности распределения урана как в горных породах и рудах, так и в отдельных минералах. На основе комплексного подхода сочетания СММА и осколковой радиографии в данной работе были выявлены линейные урановые скопления, приуроченные к определённым генерациям и системам микроструктур.

Облучение препаратов проводилось в вертикальных каналах реактора. В качестве препаратов использовались ориентированные прозрачные петрографические шлифы, которые были изготовлены на кварцевом стекле для того, чтобы время выдержки на поглощение наведенной радиоактивности после облучения в реакторе было меньше по сравнению со шлифами на обычном стекле. Поверхность горной породы шлифа (предварительно с нее удаляется покровное стекло) покрывается детектором (лавсановой плёнкой), который фиксирует следы частиц, образующихся при распаде ядер ^{235}U .

С помощью оптического микроскопа, оборудованного цифровой камерой были получены цифровые фотографии лавсановых плёнок и шлифов с целью их одновременного изучения. Для выявленных линейных урановых скоплений, приуроченных к конкретным микроструктурам, производились замеры геометрических параметров, результаты которых были представлены в виде роз-диаграмм (рис. 1). Сочетание СММА с радиографией ориентированных шлифов позволило авторам на микроуровне не только выявить приуроченность урановых концентраций к определенным типам и генерациям микротрещин и, тем самым, реконструировать пути миграции рудоносных флюидов, но и восстановить направления и этапность внутрирудных тектонических движений. В процессе формирования урановых месторождений роль внутрирудной тектоники особенно важна, так как отложение урановой руды обычно связано с поздними стадиями гидротермального процесса, и локализация ее во многом определяется местами развития внутрирудных тектонических движений. Общей характерной особенностью внутрирудных движений являются незначительные амплитуды смещений блоков пород по рудоносным трещинам скалывания, обычно выражающиеся лишь десятками сантиметров, реже – первыми метрами. Так как в представляемой работе тектонические смещения изучались на микроуровне, то это позволило зафиксировать даже самые незначительные смещения, и, тем самым, восстановить последовательность внутрирудных подвижек и все скрытые изменения тектонического режима.

Наиболее четким доказательством внутрирудных тектонических движений является пересечение ранних трещин и тел более поздними минеральными образованиями, особенно если трещина, вмещающая молодую жилу, смещает более древнюю. Проведённый анализ взаимоотношений различных типов и систем микротрещин, вмещающих урановую минерализацию, показал, что урановорудный процесс на месторождении Антей протекал на фоне нескольких стадий (минимум двух) внутрирудных тектонических смещений (рис. 1). Причём микротектонические смещения фиксируются не только в шлифе, но и на лавсане. Как видно на рисунке, система трещин, имеющих СЗ-ЮВ простирание, образовалась в первую очередь, а затем на неё «наложилась» система с СВ-ЮЗ простиранием, что привело к сдвиговым тектоническим смещениям.

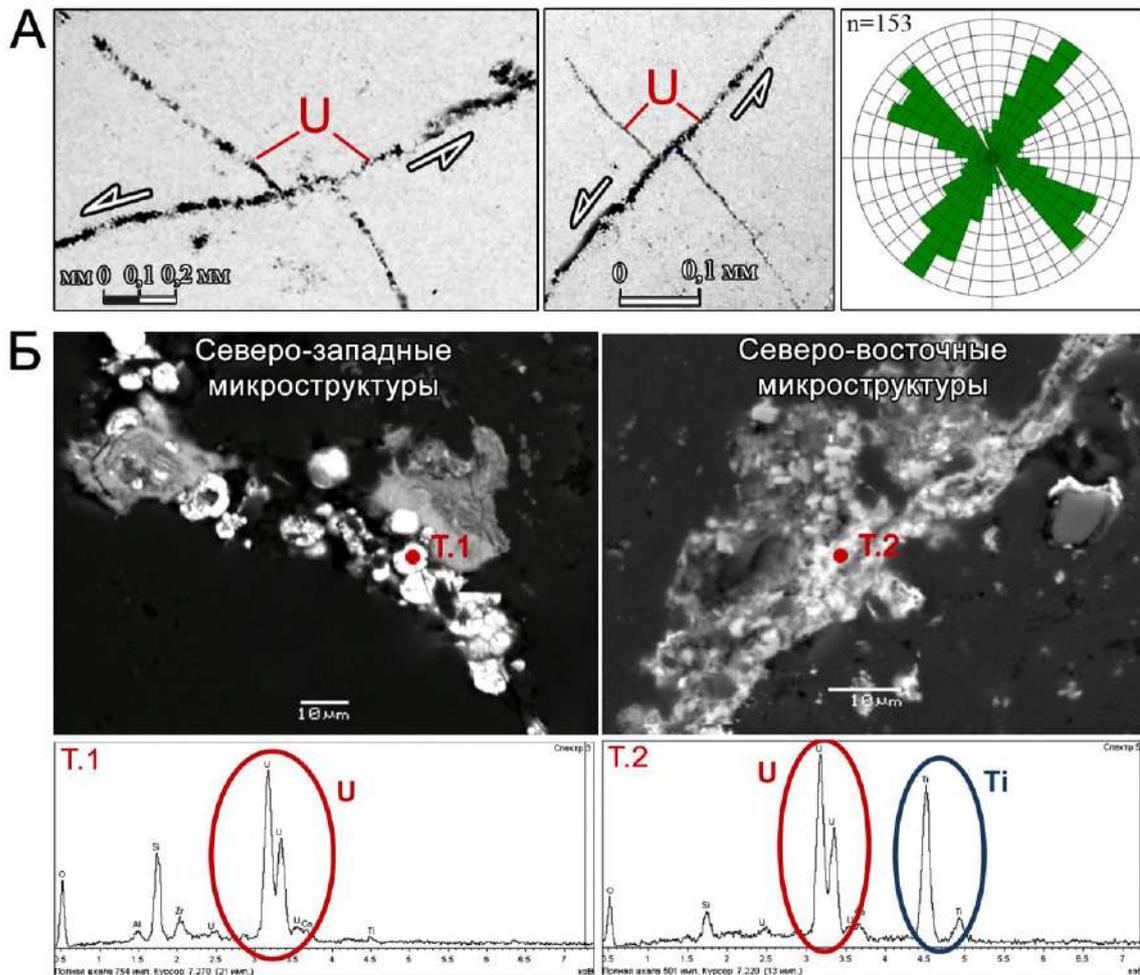


Рисунок 1. Реконструкция путей миграции рудоносных флюидов и процессов внутрирудной тектоники с применением осколочной радиографии (А) и изучением минерального выполнения рудоносных микроструктур с помощью сканирующей электронной микроскопии (Б) в сочетании с результатами СММА.

Для установления особенностей минерального выполнения рудных микротрещин различных генераций на рассматриваемых горизонтах месторождения Антей использовался метод СЭМ. Полученные результаты позволили выявить отличия различных генераций микроструктур по минеральному выполнению, а также изучить особенности отложения минералов, в том числе рудных, в трещинно-поровом пространстве. Кроме того, были подтверждены выводы о последовательности активизации систем микроструктур и их участия в процессе миграции флюидов. Изучение образцов с помощью методики СЭМ проводилось в ИГЕМ РАН совместно с ведущим научным сотрудником д.г.-м.н. О.А. Дойниковой.

В структурном отношении выявленные две системы микротрещин, выполненные урановым веществом, могли быть сформированы в результате действия различных полей напряжений-деформаций (ПНД), сменяющих друг друга. В таком случае данные микроструктуры отражают различные стадии тектогенеза. При этом процесс миграции рудоносных флюидов и отложения урана охватывал обе стадии, так как урановая минеральная фаза зафиксирована в обеих системах микротрещин. В то же время возможен вариант, когда микроструктуры данных ориентировок формировались практически одновременно как «динамопара» при субмеридиональной ориентировке вектора сжатия. Тогда миграция рудоносных флюидов происходила в единой системе взаимосвязанных каналов СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простирания. В первом случае, предполагая, что циркулирующий

в микротрещином пространстве поток флюидов эволюционирует, должны быть некоторые отличия в минеральном выполнении СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ микроструктур.

В результате изучения минерального выполнения рассматриваемых рудных микроструктур установлено, что по микротрещинам СЗ-ЮВ простираются широко развиты урановые выделения в форме типичных сферолитов (рис. 1). Подобные сферолитовые выделения часто образует настуран [4]. Иногда в центре урановых сферолитов можно наблюдать сохранившиеся реликты дорудного пирита. По микротрещинам СВ-ЮЗ простираются также широко развиты сферолитовые образования урана. Но, при этом, только в микротрещинах данной генерации установлено наличие примеси титана.

Выявленное различие в минеральном выполнении рассматриваемых микроструктур, возможно, указывает на то, что они сформировались под воздействием различных ПНД, но при этом временной интервал между сменой деформационных режимов был незначительным. Кроме того, не исключен вариант, что данные микроструктуры формировались в крайне неоднородном ПНД. В результате этого вначале сформировалась СЗ-ЮВ система, а затем в качестве эшелона трещин отрыва закладывались микротрещины СВ-ЮЗ ориентировки, постепенно приобретающие сколовый характер, что приводит к микротектоническим смещениям, замеченным в образцах. Важно, что формирование именно этих микроструктур предшествует процессу отложения урановой руды на месторождении Антей в пределах изучаемых горизонтов. Далее на определенном этапе гидротермального процесса данные микротрещины выступают как в качестве флюидопроводящих каналов для рудоносных флюидов, так и в роли вмещающих урановое оруденение микроструктур.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00109.

Литература

1. Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979 – 224 с.
2. Устинов С.А., Петров В.А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 125-131.
3. Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33-46.
4. 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.
5. Берзина И.Г., Берман И.Б., Гурвич М.Ю. Определение урана в минералах и горных породах по следам осколков деления. Инструкция. М.: Мингео СССР. 1974. – 28 с.

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАНАРНЫХ СИСТЕМ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ

Устинов С.А.* (ИГЕМ РАН, stevesa@mail.ru), Петров В.А. (ИГЕМ РАН, vlad243@igem.ru)

Аннотация

На примере уранового месторождения Антей с помощью уникальной специальной методики микроструктурного анализа показана возможность использования планарных систем флюидных включений в качестве структурных маркеров изменения параметров поля напряжений-деформаций и физико-химических условий миграции флюидов в процессе гидротермальной активности.

Ключевые слова: планарные системы флюидных включений, специальная методика микроструктурного анализа, поле напряжений-деформаций, миграция флюидов, микротермометрия, месторождение Антей.

Планарные системы флюидных включений (ПСФВ) представляют собой микротрещины, которые в процессе гидротермальной активности захватили вторичные флюидные включения (ФВ) с газовой, жидкой и твердой фазами [1]. Благодаря тому, что ориентировка ПСФВ определяется вариациями параметров поля напряжений-деформаций (ПНД), становится возможным использовать их в качестве структурных маркеров для воссоздания хронологии проницаемости пород, реконструкции геометрии путей миграции флюидов и установления динамики изменения термобарических и физико-химических условий на различных этапах деформации геологических тел.

Механизм формирования ПСФВ выглядит следующим образом. На начальных этапах деформаций в породах формируются микротрещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к оси наименьшего сжатия σ_3 (здесь и далее принято, что сжимающие напряжения положительные, т. е. $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), а вектор их максимальной проницаемости лежит в плоскости $\sigma_1\sigma_2$ (рис. 1), вдоль которой происходит миграция флюидов [2]. В первом приближении ось максимального сжатия (σ_1) располагается в горизонтальной плоскости по линии простирания микротрещины, а промежуточная ось (σ_2) имеет ориентировку на зенит. Эта ситуация соответствует сдвиговому тектоническому режиму и двум его подтипам: 1) транспрессии (вертикальные оси $\sigma_2 \approx \sigma_3$) и 2) транстенсии (вертикальные оси $\sigma_2 \approx \sigma_1$), которые формируют характерные для этих условий структурные ансамбли. В случае взбросового и сбросового режимов пространственные соотношения осей будут иными.

С течением времени и в результате изменения тектонической обстановки флюидопроводящие микротрещины испытывают компрессию и закрываются, «запечатывая» первые газо-жидкие включения. Смена тектонической обстановки приводит к новому этапу деформаций, что неизбежно отражается на ориентировке ПСФВ второй генерации, а изменение термобарических и физико-химических условий – на составе и свойствах самих включений (см. рис. 1). В случае нового этапа деформаций формируются ПСФВ третьей генерации и т.д. Как правило, ПСФВ каждой последующей генерации секут ПСФВ предыдущих генераций.

Кристаллографические особенности минералов практически не сказываются на ориентировке ПСФВ, поэтому их сохранность в породах, и, следовательно, возможности изучения, как правило, высоки. Это особенно характерно для кварца, который демонстрирует наиболее соотносимую с геологическим временем скорость формирования включений [3].

Для восстановления последовательности изменения параметров ПНД массивов горных пород необходимо установить пространственные параметры (простирание, угол

падения) ПСФВ. Для решения этой задачи, а также для изучения пространственно-геометрических параметров других типов микроструктур в ориентированных шлифах, авторами была разработана специальная методика микроструктурного анализа (СММА) [4], автоматизируемая за счёт созданного программного модуля, интегрированного с ГИС [5]. СММА осуществима только при отборе ориентированных образцов горных пород.

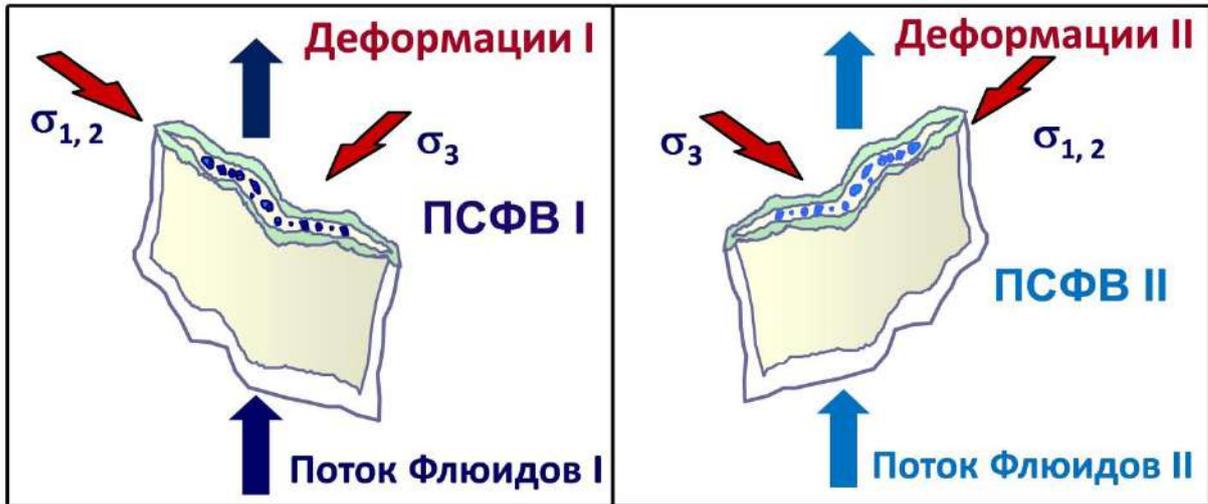


Рисунок 1. Взаимосвязь между ориентировкой ПСФВ различных генераций и этапами изменения ПНД: σ_3 – ось наименьшего сжатия, $\sigma_{1,2}$ – плоскость вектора максимальной проницаемости, вдоль которой происходит миграция флюидов

Изучение ПСФВ проводилось на образцах горных пород уникального по запасам молибден-уранового месторождения Антей, расположенного в юго-восточном Забайкалье. Месторождение является наиболее глубоко залегающим объектом Стрельцовского рудного поля (СРП). Жильно-штокерковое оруденение локализовано в гранитах фундамента на глубине 400-1400 метров от дневной поверхности. Вмещающие породы месторождения представлены в основном биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также высоко- и низкотемпературными метасоматитами в рудоносных зонах, контролируемых системой копланарных разломов [6].

Ориентированные в пространстве образцы отбирались по всей площади месторождения и по профилям. Профили располагались друг над другом на гипсометрических уровнях 9-го, 11-го и 14-го горизонтов месторождения, на глубинах от поверхности ~550, 670 и 850 м соответственно, по мере удаления от рудного разлома номер 13. Всего было отобрано 60 ориентированных образцов, представляющих все разновидности пород и их метасоматических преобразований, наблюдаемых на месторождении. Далее из образцов изготавливались ориентированные шлифы.

По результатам СММА на рассматриваемых горизонтах месторождения среди наиболее отчётливо проявленных генераций ПСФВ следует выделить три основные, имеющие СВ-ЮЗ, СЗ-ЮВ и субмеридиональные простирания.

Для выяснения последовательности формирования различных генераций ПСФВ и смены параметров ПНД дополнительно применялись микротермометрические исследования ФВ, формирующих ПСФВ. Микротермометрия флюидных включений выполнялась в ИГЕМ РАН в лаборатории геологии рудных месторождений имени академика А.Г. Бетехтина совместно с ведущим научным сотрудником д.г.-м.н. В.Ю. Прокофьевым. Исследования флюидных включений (ФВ) проводились при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Англия), микроскопа «Amplival» (Германия), снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамерой и управляющим компьютером. Комплекс имеет автоматический режим

нагревания и охлаждения образца со скоростью от 0,1 до 90 °/мин и позволяет в режиме реального времени производить измерения температур фазовых переходов внутри включений в рабочем температурном интервале от –196 до 600°C, наблюдать за ними при больших увеличениях и получать цифровые фотографии фазовых переходов в исследуемых включениях. Приборная точность измерений соответствовала $\pm 0,1$ °C. Полученные результаты согласуются с частотой встречаемости значений солености и температур гомогенизации ФВ изученных на гидротермальных месторождениях и занесенных в базу данных, включающую более 18500 публикаций по флюидным и расплавленным включениям в минералах [7].

По результатам микротермометрических исследований ФВ для рассматриваемых горизонтов месторождения Антей были построены стандартные диаграммы «температура гомогенизации – солёность», но, что важно, на данных диаграммах также был отражен структурный параметр – ориентировка ПСФВ, к которым относятся исследуемые ФВ. На основе диаграмм восстановлена последовательность формирования различных генераций ПСФВ по горизонтам месторождения. Полученные значения температур гомогенизации также сопоставлялись с изученными в отобранных образцах процессами метасоматического преобразования пород, широко проявленными на месторождении.

По результатам проведённых микротермометрических измерений ФВ, формирующих ПСФВ, на месторождении Антей в пределах рассматриваемых горизонтов воссоздана последовательность активизации микроструктур, участвовавших в процессе миграции флюидов. В верхних (9-й и 11-й горизонты) и нижних (14-й горизонт) частях месторождения выявлены различия в ориентировке микротрещин, которые являлись отражением действия различных параметров ПНД. Полученные результаты позволили создать микроструктурную модель формирования и развития месторождения Антей. Условно в истории формирования месторождения было установлено три основных наиболее важных структурных этапа (рис. 2).

Проведенные исследования подразумевают следующие выводы.

1. Изучение ориентировки ПСФВ в контексте изменения тектонического поля напряжений во времени с пространственной привязкой анализируемых образцов, позволяет выявлять различные генерации систем вторичных флюидных включений, свидетельствующих о неоднородности ПНД, реконструировать направления и условия движения палеопотоков флюидов в пространственно-временном контексте, восстанавливать направления осей главных напряжений.

2. Сочетание методов структурной геологии и термобарогеохимии с привлечением данных по геодинамике и разрывной тектонике позволяет определять вариации термобарических и физико-химических условий рудообразования на различных этапах деформации геологических тел.

3. Гидротермальный процесс на месторождении Антей протекал в крайне неоднородном ПНД, о чем свидетельствует большое количество разновозрастных систем микротрещин, выполненных вторичными флюидными включениями с различным составом и свойствами, отражающих три структурных этапа поступления флюидов в микротрещинное пространство.

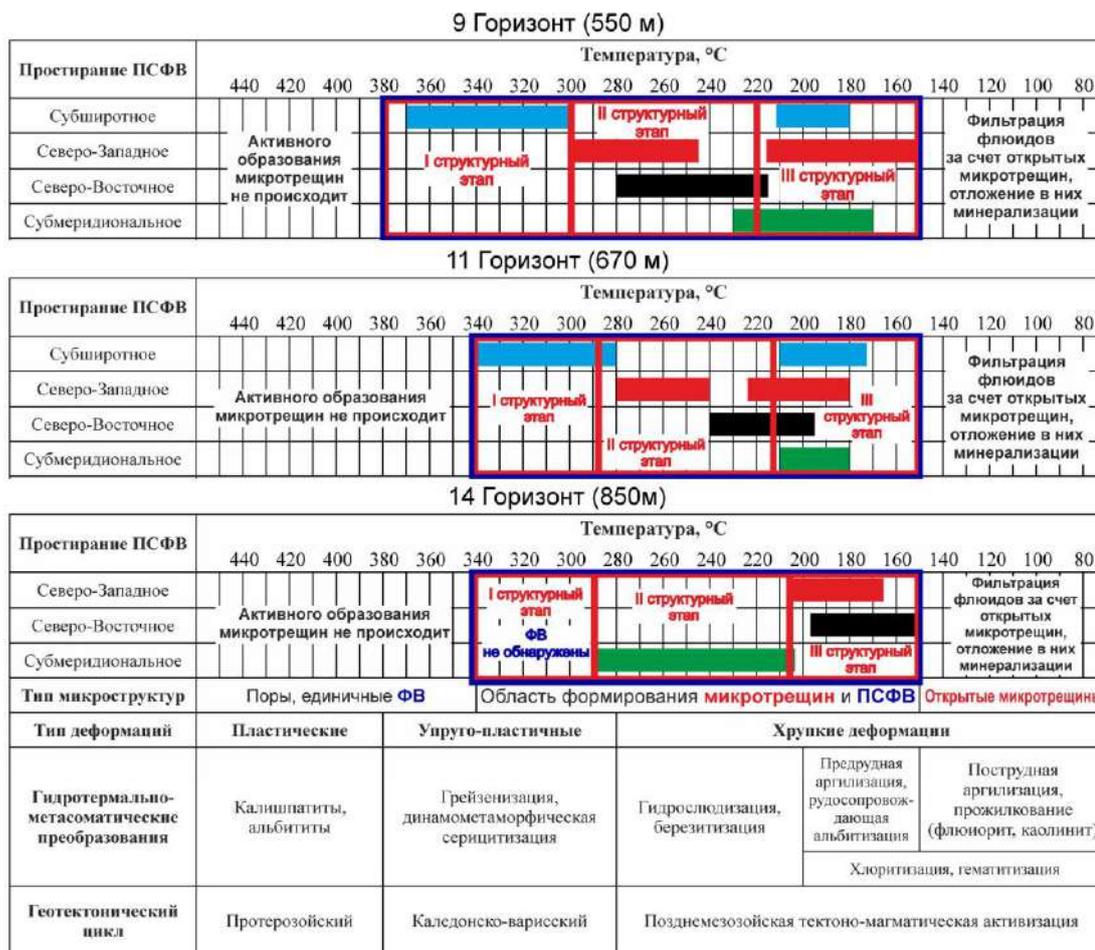


Рисунок 2. Последовательность формирования ПСФВ с учётом гидротермально-метасоматических процессов, зафиксированных на месторождении Антей, в рамках геотектонических циклов и типов деформаций

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00109.

Литература

1. Tuttle O.F. Structural petrology of planes of liquid inclusions // Journal of Geology. 1949. № 57. P. 331–356.
2. Boullier A.M. Fluid inclusions: tectonic indicators // Journal of Structural Geology. 1999. № 21. P. 1229-1235.
3. Smith D.L., Evans B. Diffusional crack healing in quartz // J. Geophys. Res. 1984. № 89. P. 4125-4135.
4. Устинов С.А., Петров В.А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 125-131.
5. Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33-46.
6. 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.
7. Наумов Г.Б., Салазкин А.Н., Миронова О.Ф. и др. Ореолы флюидных включений и методы их изучения при поиске гидротермальных руд // Геохимия. 1987. № 2. С. 250-259.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКА НОВЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УСТЮРТСКОГО РЕГИОНА

Юлдашева М.Г.* (АО «ИГИРНИГМ», yuldasheva@ing.uz),
Калбаева Н.Х. (АО «Узбекгеофизика», e-mail)

Аннотация

На основе новых геолого-геофизических данных рассмотрены перспективы нефтегазоносности юрских и палеозойских отложений Восточно-Аральской впадины Устюртского нефтегазоносного региона для проведения геологоразведочных работ с целью оценки территории для поиска месторождений нефти и газа.

Ключевые слова: перспективы, нефтегазоносность, юра, палеозой, сейсморазведка, впадина, структура.

Устюртский регион является одним из нефтегазоперспективных территорий Республики Узбекистан. За последние годы здесь сконцентрированы геолого-поисковые работы, результатом которых явилось открытие новых месторождений и залежей углеводородного сырья и осуществление прироста запасов. Установлена региональная продуктивность юрских отложений и получены притоки углеводородов различного фазового состава из верхнепалеозойских отложений. Поисковые работы ведутся в двух направлениях: изучение глубоководных отложений нижних секций юрского разреза и поиск новых нефтегазоносных комплексов на территориях, малоизученных геологоразведочными работами.

Одним из таких районов, в восточной части Устюртского региона (рис. 1), является малоизученная территория Восточно-Аральской впадины (или бассейна), где необходимо проведение геологоразведочных работ для поиска месторождений нефти и газа.

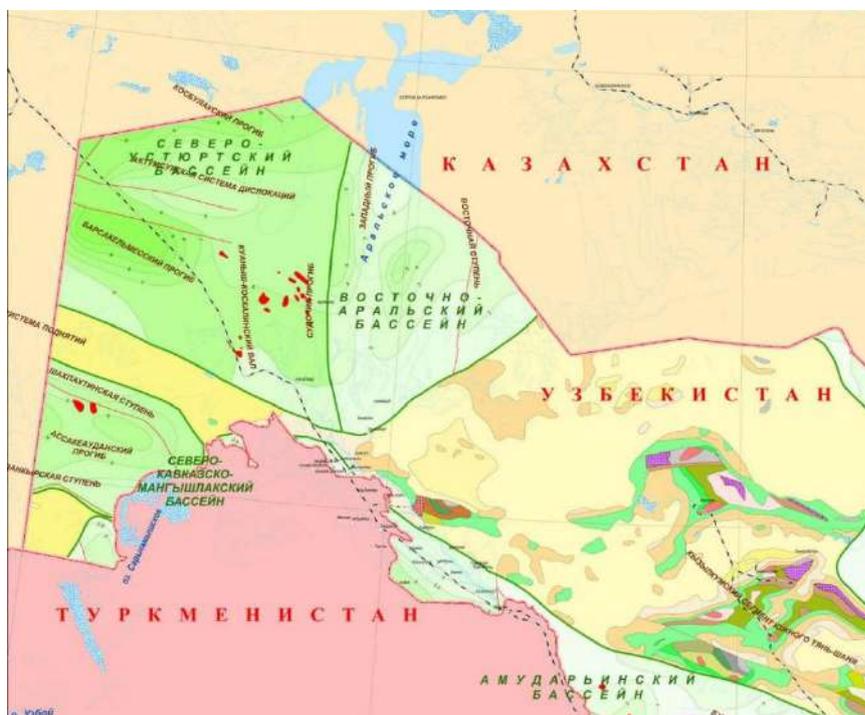


Рисунок 1. Фрагмент схемы тектоники Узбекистана

Восточно-Аральская впадина в тектоническом отношении представляет собой пологую впадину с постепенным погружением в северо-западном направлении к акватории Аральского моря (рис. 2), а северо-востока через Джусалинский (или Нижне-Сырдарьинский) свод граничит с Южно-Тургайским прогибом, с которым имеет некоторое сходство в структурно-тектонической позиции, литологическом составе средне-верхнеюрских пород, полноте стратиграфического разреза, структурно-текстурных особенностей пород и т.д. Однако в Южно-Тургайском прогибе выявлены нефтяные и газонефтяные месторождения, где залежи углеводородов приурочены к песчано-алевролитовым и гравелитовым отложениям мезозойского возраста, в отличие от восточной части Араломорской впадины, где пока не выявлены месторождения нефти и газа.

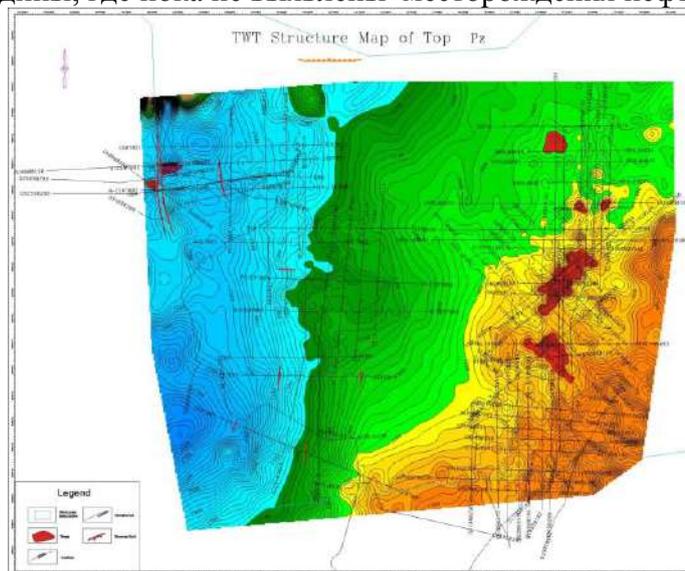


Рисунок 2. Структурная карта по кровле образований палеозоя

В первую очередь, это связано с низкой геолого-геофизической изученностью Восточно-Аральской впадины и, особенно, глубоким бурением, где на территории площадью около 24000 км² пробурено семь глубоких скважин, из которых одна не добурена до проектной глубины (Ержан-1) и только в одной скважине Жылтырбас-1 проведено определение насыщенности вскрытых потенциально продуктивных горизонтов путем опробования выделенных проницаемых горизонтов. В остальных скважинах оценка флюидонасыщения вскрытого разреза выполнена косвенным методом, т.е. определена по геофизическим методам. Однако результаты, полученные при опробовании юрских отложений в поисковой скважины Жылтырбас-1, где в интервале 1846-1870 м был получен приток воды с пленкой нефти, свидетельствуют о возможной продуктивности вышеуказанных отложений и в этой части Устюртского региона. Также результаты бурения подтвердили данные геофизических исследований по увеличению мощностей юрских отложений на север, особенно их нижних секций и в подтверждение наличия узкого грабенообразного прогиба в западной части с прогнозируемой мощностью фанерозойских отложений до 8-10 км.

Возможные перспективы связываются с регионально продуктивными юрскими отложениями, которые на территории Восточно-Аральской впадины представлены тремя отделами.

Нижнеюрские отложения в восточном и южном направлении выклиниваются и вскрыты только в западной части территории, на площадях Аккала, Талдык и Балхан,

где представлены терригенными породами (песчаниками, аргиллитами, алевролитами), среди которых песчаные отложения характеризуются пористостью от 9 до 18 %, проницаемостью $0,1-0,42 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

Среднеюрские отложения сложены песчаниками серыми, слабопористыми (8-11%), слабо проницаемыми ($0,1-0,23 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$), с прослоями черных аргиллитов. В западной части территории коллекторские свойства пород заметно улучшаются, коэффициенты пористости возрастают до 15-23% и увеличивается количество песчаных пластов, где насыщение достигает 45-58%, характеризующееся как возможно продукт. При этом мощности среднеюрских отложений от 1000 м на западе сокращаются на восток до 320 м. Палеозойский разрез, изученный глубоким бурением, представлен разновозрастными и различными по генезису образованиями. В скважине Жылтырбас-1 на глубине минус 1900 м встречены интенсивно измененные туфо-андезитобазальты, темно-серые с зеленоватым оттенком, очень плотные, крепкие, датированные как силур-нижнедевонские (Хамрабаев И.Х., Кустарникова А.А., 2001). В скважинах Бельтау-1 и Ашибулак-1 палеозойские образования, представленные валунно-галечными конгломератами, состоящие из обломков девонских, ниже-среднекаменноугольных известняков и доломитов, допалеозойских глаукофановых сланцев и эпидозитов, среднекарбонных вулканитов, габбро-амфиболитов, габбро-диоритов (Джалилов Г., 2012), вскрыты на глубинах минус 1500 м и минус 1700 м.

Таким образом, глубоким бурением немногочисленных скважин подтверждается общая тенденция погружения территории в северо-западном направлении и гетерогенное строение палеозоя. Ввиду наличия значительного перерыва в осадконакоплении, особенно в восточной и юго-восточной частях территории, вероятно обнаружение сильно измененных, выветрелых образований палеозоя под мезокайнозойским чехлом, т.е. зон с улучшенными коллекторскими свойствами, а также зон разуплотнения, связанных с наличием тектонических нарушений (рис. 3), которые потенциально могут быть местами скопления углеводородов.

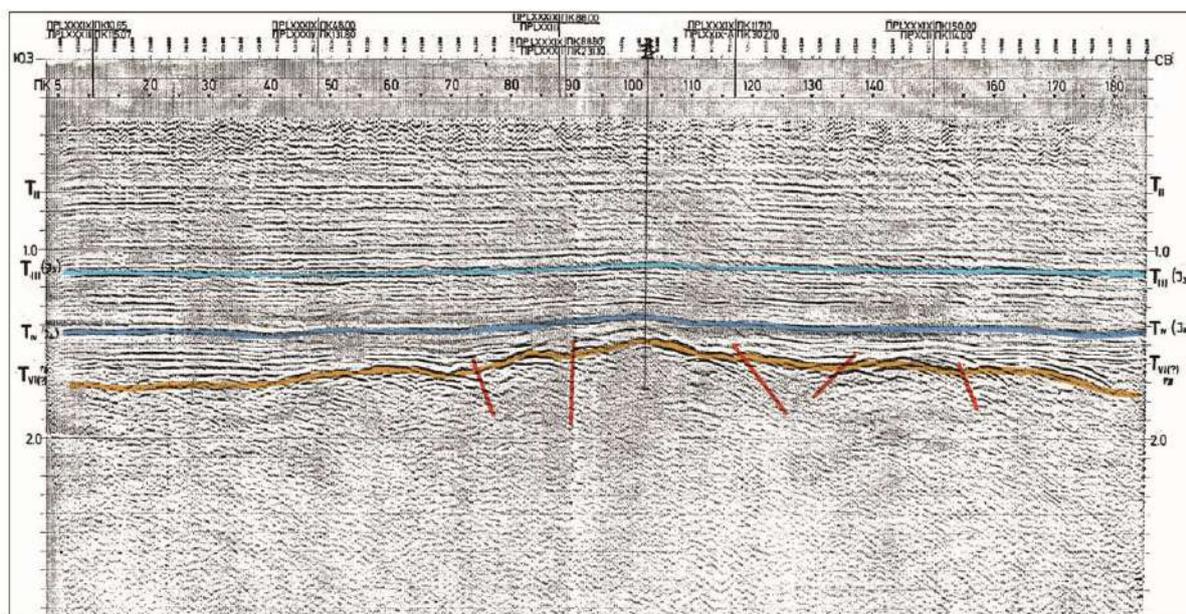


Рисунок 2. Фрагмент временного разреза МОГТ-2Д

Кроме того, согласно геодинамического районирования Устьуртского региона (Абидов, 2010, Абдуллаев, Долгополов, 2016) в пределах исследуемой территории в составе подчехольного палеозойского комплекса выделена и закартирована нефтегазопер-

спективная региональная геодинамическая структура - Восточно-Приаральская аккреционная палеопризма, которая залегает на глубинах 1,8-3,2 км. Время формирования палеопризмы предположительно длился около 150 млн. лет, с начала силурского по каменноугольный периоды.

Предполагаемая зона нефтегазоаккумуляции объединяет верхнюю часть пакета тектонических пластин, где наиболее вероятными типами ловушек могут быть тектонические блоки различной природы, зоны трещиноватости. В юго-восточной части территории выделена тепловая аномалия или канал глубинного теплопереноса, имеющего значение плотности теплового потока 95 мВт/м^2 и деятельность которого влияет на процессы нефтегазообразования, о чем свидетельствует обнаружение в пробах газов месторождений Устюртского региона высоких концентраций ювенильных флюидов: гелия, аргона и т.д.

Таким образом, в пределах Восточно-Аральской впадины возникает необходимость в оценке нефтегазоперспективности не только регионально продуктивных юрских, но и палеозойских образований. Для этого необходимо совершенствование существующих и разработка новых методик комплекса геофизических работ, обеспечивающих существенное повышение точности, глубинности исследований, способствующих детализации ранее выявленных структур и их опосредованное опосредованное наращивание объемов глубокого бурения с целью выявления и оценки нефтегазоперспективности юрского и палеозойского комплексов и поиска зон возможных нефтегазоаккумуляций.

Литература

1. Абдуллаев Г.С., Долгополов Ф.Г. Геодинамика и нефтегазоносность литосферы Узбекистана. Ташкент. УзНИОНГПИ. 2016. С. 79-80.
2. Абидов А.А. Генезис нефти и газа и методика поисков их месторождений. Фан. 2010. С. 194-201.
3. Бабаджанов Т.Л., Кунин Н.Я., Лук-Зильберман В.И. Строение и нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. Ташкент. Фан. 1986. 186 с.
4. Тухтаев К.М., Сафаров З.Х., Юлдашева М.Г. Перспективы нефтегазоносности Устюртского региона. // Современный прогноз углеводородного потенциала недр и прогрессивные технологии поисково-разведочных работ на нефть и газ. Республиканская научно-практическая конференция. Ташкент. 2016. с. 3-6.
5. Юлдашева М.Г., Калбаева Н.Х. Перспективы развития сейсморазведочных работ на нефть и газ в Устюртском регионе. // Современный прогноз углеводородного потенциала недр и прогрессивные технологии поисково-разведочных работ на нефть и газ // Республиканская научно-практическая конференция. Ташкент, 2016. – с. 115-119.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВИЛЕНГСКОЙ СВИТЫ (ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС, ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Межеловская С.В. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе МГРИ-РГГРУ, mezhelsofya@gmail.com),
Межеловский А.Д. (МГРИ-РГГРУ, geocon@yandex.ru)
Юшин К.И. (МГРИ-РГГРУ, yushin-kirill@mail.ru)*

Аннотация

По результатам полевого, петрографического, геохимического и минералогического изучения терригенных метаосадков виленгской свиты Ветреного пояса было установлено, что состав пород не выдержан по простиранию и меняется от граувакковых до аркозовых разновидностей; в некоторых местах преобладают кремнистые силицитовые породы. Данное обстоятельство указывает на различный источник сноса при формировании осадков в различных частях структуры. Степень изменения пород под воздействием как экзогенных, так и эндогенных процессов минимальна, так метаморфические преобразования не превышают зеленосланцевой фации, а процессы выветривания не оказали на состав пород существенного воздействия. В некоторых случаях породы претерпели синдиогенетические механические деформации с образованием складок волочения и микросбросов. В породах встречается акцессорный альмандин, который не обнаружен в осадочных комплексах ниже по разрезу, что также указывает на смену бассейна сноса обломочного материала при формировании свиты. Изучены морфологические особенности и внутреннее строение детритовых цирконов.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, палеопротерозой, Ветренный пояс, осадочные породы, минеральный состав, условия образования.

В раннем протерозое на территории Фенноскандинавского щита формировались крупные рифтогенные структуры, представленные вулканогенно-осадочными комплексами. На протяжении многих десятков лет предпочтение в исследованиях отдавалось вулканогенной составляющей, которая в разрезе Ветреного пояса широко варьирует по составу от пикритов и коматиитов до андезитов и риолитов, а также наиболее информативна в геодинамическом отношении. Осадочная компонента в разрезах структур на сегодня остается слабо изученной, а в силу движущего прогресса и появления новых методов исследований все больше привлекает внимание ученых. Так в последнее время набирают обороты изотопные исследования обломочных цирконов, позволяющие установить источники сноса при формировании терригенных осадков, ограничить нижний возрастной предел процесса седиментации и с высокой долей вероятности установить состав материнских пород цирконов. В свою очередь методы математической статистики позволяют проводить качественную корреляцию между структурно-вещественными комплексами различных структур.

В данном исследовании внимание авторов направлено на изучение осадочной виленгской свиты, расположенной в верхней части разреза структуры Ветренный пояс. Ранее авторами уже были изучены осадочные толщи структуры (снизу-вверх): токшинская, калгачинская и кожозерская. Были получены петрографические и геохимические характеристики осадков, изучен изотопный и редкоземельный состав выделенных из их состава детритовых цирконов, установлены источники сноса и нижние возрастные границы при формировании пород.

Петрографические и геохимические исследования терригенной виленгской свиты проводились на нескольких опорных обнажениях. В центральной части Ветреного пояса породы свиты изучены и опробованы на левом берегу р. Кожа в 400 м от истока и

представляют собой черные, слоистые, скрытозернистые породы. В обнажениях наблюдается тонкая косая слоистость, не совпадающая со сланцеватостью, мощность слоев колеблется от 1 мм до 3-4 мм. В шлифах наблюдается очень тонкозернистый агрегат минералов, при большом увеличении (400х) основная масса состоит из игольчатого минерала светло коричнево-оранжевой окраски, образующего простые двойники с прямым угасанием, без признаков плеохроизма. Был выполнен анализ на сканирующем электронном микроскопе, который показал на состав авгита, иногда ферроавгита. Также присутствуют низкотемпературные минералы группы амфибола, кварца, в качестве аксессуарных присутствует ильменит. Также встречаются изотропные минералы шестигранной формы, элементный состав (СЭМ) которых отвечает минералу группы граната - альмандину. При параллельных николях в породе наблюдается пылевидная рассеянная вкрапленность рудного минерала. Структура нематобластовая. В шлифах видна слоистость. Слойки, мощностью первые миллиметры, отличаются наличием в некоторых из них мелких кварцевых зерен. По данным (Куликов и др., 2018) в скважинах №№ 72 и 74 на р. Кожа, у порога Падун в составе свиты были вскрыты туфопесчанки и туфосланцы. Главные минералы (в объем. %): кварц (40), полевошпат (30), хлорит (10 – 15), порфириобласты карбоната (до 15), биотит, светлая слюда, лейкоксен. Анализ авторских геохимических данных указывает на повышенную кремнекислотность до 58 мас. % SiO_2 , фемический модуль составляет 0,25, что типично для пород с существенной примесью вулканогенного материала. Гидролизатный модуль находится в пределах 0.48-0.49, что отвечает основным грауваккам, по общей нормативной щелочности они являются нормально-щелочными. На диаграмме Я.Э. Юдовича, основанной на фемичности и щелочности – точки составов попадают в поля граувакковых пород.

На северо-западном окончании структуры виленгская свита изучена авторами в опорном разрезе, расположенном к юго-востоку от г. Голец, вблизи контакта с дифференцированной интрузией Руйга. В коренном обнажении вскрываются темно-серые скрытозернистые породы с мелкой ритмичной слоистостью. Мощность отдельных слоев не превышает 1 мм, мощность ритмов до 0.4 см. Породы полого падают в сторону интрузии под углами 10-20°. При петрографическом изучении наблюдается очень тонкозернистый минеральный агрегат, в котором уверенно диагностируются мелкие зерна кварца. Основная масса сложена микроскопическим агрегатом минерала с коричнево-оранжевой окраской. В этих образцах также был выполнен анализ на сканирующем электронном микроскопе, согласно которому минерал с данной характеристикой относится к ортопироксенам и по составу отвечает бронзиту. Иногда встречаются минералы с высокими окрасками, при параллельных николях некоторые из них подкрашены в коричневый цвет, что обусловлено, вероятно, выносом железа. Из других минералов присутствуют кварц, таблички калиевого полевошпата и цоизит. Встречаются тонкие прослои более темного цвета, насыщенные цветными минералами, наблюдаются мелкие складки и нарушающие их микросбросы. Также имеет место сортировка минералов по размеру, выстроенных в микрослоистость, возможно отвечающая градиционному процессу седиментации. Микродеформации напоминают складки оползания. Содержания SiO_2 в породах достигают 57 мас. %, по гидролизатному модулю отвечают основным грауваккам алевритовой размерности. Согласно алюмокремниевому модулю, равному 0.37, породы несут значительную примесь глинистого материала, по общей нормативной щелочности являются нормально-щелочными. На диаграмме Я.Э. Юдовича породы отвечают метаграуваккам.

Третий опорный объект впервые был обнаружен и изучен авторами к северу от г. Голец. Наблюдается коренное обнажение серо-зеленоватых, местами бежевых кварцитопесчаников аркозового облика. Простираение субмеридиональное, аз. пад. 185°, угол пад. 20°. В 100 м на юго-запад наблюдается аналогичное обнажение в виде высыпок и коренных выходов кварцитопесчаников серо-зеленого цвета, но более темных. Породы рассланцованы, падение их на юг. Иногда встречаются мелкие темно-серые прослои, смятые

в изоклинальные складки, секущие по отношению к сланцеватости. Возможно это были глинистые прослойки, которые в последствии претерпели деформации с образованием дисгармоничных складок за счет разной «компетентности» слоев или складок волочения при гравитационном соскальзывании. При петрографическом изучении были установлены бластические ориентированные структуры, напоминающие микробудинаж. Основной минерал – кварц - представлен мелкими (менее 1 мм) зернами, часто имеющими форму линз, ориентированных согласно с рассланцованностью породы. Встречаются мелкие зерна таблитчатой формы полевых шпатов, частично замещенных агрегатом сосюрита. Интерстиции заполнены бесцветными слюдами с высокими интерференционными окрасками. Слюды обтекают более устойчивые зерна кварца. По содержанию SiO_2 породы являются высококремнистыми (до 76 мас. %), по гидролизатному модулю относятся к мезомиктовым и полимиктовым песчаникам, по алюмокремниевому - к обычным песчаникам, по общей нормативной щелочности – к нормально-щелочным. На петрохимической диаграмме Я.Э. Юдовича породы первого обнажения отвечают матааркозам, а второго - метаграуваккам.

Из метаграувакковой и метааркозовой разновидностей были выделены детритовые цирконы. В аркозовых кварцитах преобладают призматические цирконы с отчетливой магматической зональностью, что хорошо наблюдается на изображениях, выполненных в катодных лучах; также встречены обломки с секториальной и неясной зональностью. Из граувакк было выделено меньшее количество зерен цирконов. Среди них преобладают более мелкие разновидности и обломки, отчетливая зональность наблюдается редко, встречаются метамиктные зерна.

Таким образом состав свиты не выдержан по простиранию и меняется от граувакк до аркозов. Впервые был встречен аксессуарный альмандин, который не был установлен для других частей разреза структуры. Данное обстоятельство свидетельствует о смене области сноса обломочного материала при формировании виленгской свиты. При формировании пород свиты существенный вклад внесло как вулканиты основного состава, так и гранитоиды. Породы претерпели синдиогенетические и минимальные постгенетические преобразования, выраженные в складках волочения и микросбросах, а степень метаморфизма пород не превышает зеленосланцевой фации.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 17-05-00592 А.

Литература

1. Куликов В.С., Куликова В.В. Виленгская свита – перспективный объект для изучения динамики осадконакопления при формировании сегмента Ветреный пояс палеопротерозойского Евроамериканского палеорифта // Материалы 12 Уральского литологического совещания «Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 160-163.

СИСТЕМНОЕ НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЛОЖНО ПОСТРОЕННЫХ РЕГИОНОВ И ПРОГНОЗ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ С ПОЗИЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (НА ПРИМЕРЕ РЕГИОНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА И КАСПИЙСКОГО МОРЯ)

Алиева С.А.* (Азербайджанский Государственный Университет Нефти и Промышленности, suaza@mail.ru)

Аннотация

Ретроспективный анализ крупных осадочно-породных бассейнов в сложно построенных регионах, которые прошли несколько стадий цикла геодинамической эволюции, предусматривает оценку различных вариантов преобразований вышеуказанных бассейнов во времени и пространстве, из которого следуют оценки принадлежности расположенных в их пределах современных регионов к тому или иному крупному звену системы нефтегазogeологического районирования.

Ключевые слова: Ретроспективный анализ, Каспийское море, геодинамика, нефтегазogeологическое районирование, нефтегазоносность

При разработке такого геодинамического анализа были уточнены и дополнены существовавшие ранее определения геологической сущности крупных звеньев в системе нефтегазogeологического районирования и предлагаются нижеследующие определения этих звеньев (рис.1):

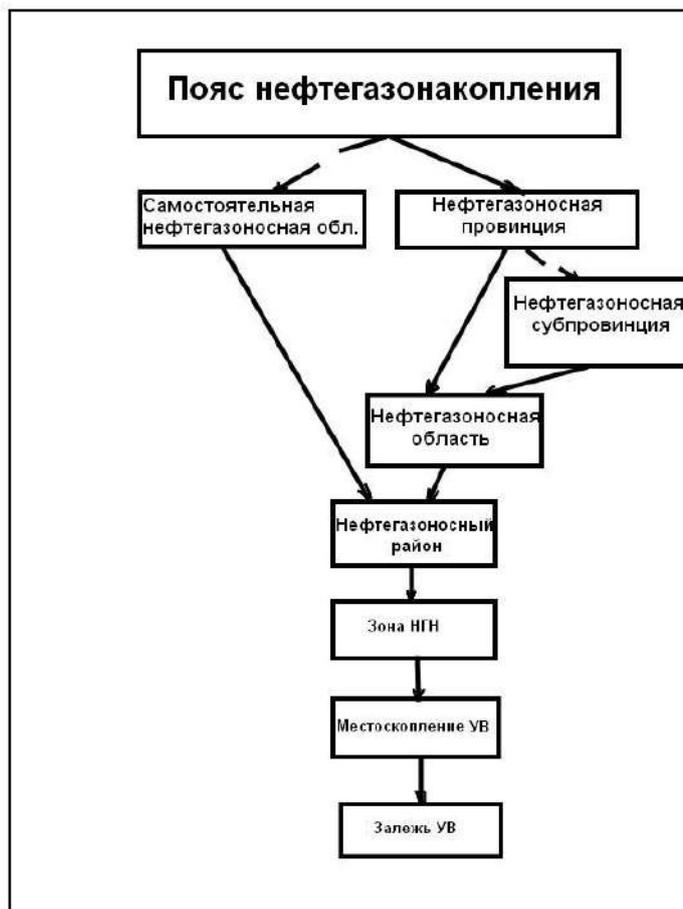


Рисунок 1 Схема районирования нефтегазоносных территорий

Нефтегазоносная провинция - значительная по размерам и осадочному выполнению обособленная нефтегазоносная территория, приуроченная к региональному или группе смежных крупных тектонических элементов, на которой прошли последовательно

определённые стадии геодинамической эволюции литосферы и которая во время формирования всех или части регионально-нефтегазоносных комплексов представляла собой единый осадочно-породный бассейн. Нефтегазоносная провинция ограничивается либо бесперспективными или малоперспективными землями, либо крупными разломами и (или) резкой сменой строения осадочного чехла.

Нефтегазоносная субпровинция- крупная нефтегазоносная часть нефтегазоносной провинции, включающая не менее двух нефтегазоносных областей, которая на этапе формирования древних или молодых регионально-нефтегазоносных комплексов представляла собой самостоятельный осадочно-породный бассейн, а позднее, до формирования молодых региональных комплексов либо соединилась с другим бассейном в единую нефтегазоносную провинцию, либо после формирования древних регионально-нефтегазоносных комплексов выделилась из единого крупнейшего осадочно-породного бассейна в крупный самостоятельный осадочно-породный бассейн.

Самостоятельная нефтегазоносная область- крупная нефтегазоносная (перспективно-нефтегазоносная) часть тектонического региона, которая во время формирования регионально-нефтегазоносных комплексов (или какой-то их части) представляла собой единый крупнейший осадочно-породный бассейн, а затем в результате каких-либо причин на остальной его территории эти комплексы были разрушены, либо подверглись интенсивному метаморфизму или же были выведены в аконсервационную зону.

Сопредельные нефтегазоносные провинции, прошедшие одинаковое число стадий геодинамической эволюции литосферы могут быть объединены в пояса нефтегазонакопления.

Под поясом нефтегазонакопления понимается ассоциация территориально близких нефтегазоносных провинций, прошедших одинаковое число стадий эволюции литосферы, в пределах которых образование и накопление нефти и газа протекали под доминирующим влиянием определенного геодинамического режима.

Вышеуказанные геодинамические методы были нами использованы для составления новых систем нефтегазогеологического районирования сложно построенных регионов по территории Азербайджана и Каспийского моря [1,2,3]и эта схема (рис.2) в совокупности с другими критериями нефтегазоносности, послужили основой для определения перспектив нефтегазоносности и направлений по поиску и разведки местоскопления и залежей УВ в этих регионах.

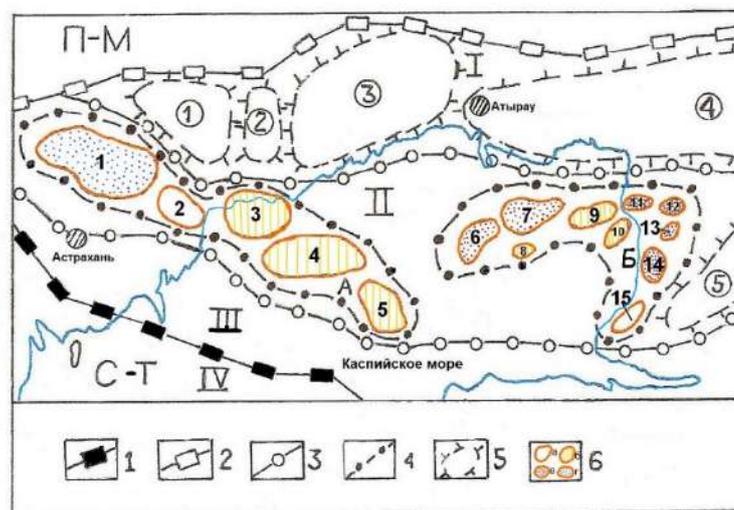


Рисунок 2 Схематическая карта тектонического, нефтегазогеологического районирования и расположения основных структурных элементов по фундаменту и подсолевым

образованиям северной части Северо-Каспийского региона (Северо-Каспийская тектоническая (нефтегазоносная) субпровинция Прикаспийской мегасинеклизы Восточно-Европейской платформы).

Условные обозначения: 1 - южная граница Прикаспийской мегасинеклизы (П-М); 2 - северная граница Северо-Каспийского региона (нефтегазоносной субпровинции); 3 - границы тектонических и нефтегазоносных областей Северо-Каспийской тектонической и нефтегазоносной субпровинции: (I-погребенная островодужная система поднятий по фундаменту (Эмбинская нефтегазоносная область (НГО); II-Заволжско-Тугаракчанская тектоническая область прогибания фундамента (Астрахано-Приморская НГО); III-переходная покровно-надвиговая тектоническая область (Каракульско-Бузачинская НГО); 4 - районы развития крупных тектоно-седиментационных биогермных поднятий средне-верхнепалеозойского возраста: (А-Астрахано - Северо-Каспийский тектонический район, линейная барьерно-рифовая система; Б-Хазарско-Приморский тектонический район, крупная атолловая система сложной формы); 5 - крупные выступы по допалеозойскому фундаменту в северной береговой зоне, в пределах которых отсутствуют или имеют незначительные мощности карбонатные образования средне-верхнепалеозойского возраста: (1-Кобяковский, 2-Октябрьский, 3-Северо-Каспийский, 4-Биикжальский, 5-Мынсуалмасский (Южно-Эмбенский); 6 - вершины крупных погребенных локальных рифов и атоллов средне-верхнепалеозойского возраста, в том числе: а - контуры вершин биогерм; б - наиболее перспективно-нефтегазоносные поднятия по подсолевым отложениям в в шельфовой зоне Северного Каспия; в - поднятия с выявленной нефтеносностью подсолевых отложений; г - Астраханское газо-конденсатное месторождение: (1-Астраханское, 2-Имашевское, 3-Жамбайское, 4-Жамбай-морское, 5-Северо-Каспийское, 6-Кер-оглы(Западный Кашаган), 7-Восточно-Кашаганское, 8-Южно-Кашаганское, 9-Кайран, 10-Пустынное(Шабурбалинское), 11-Тажигалинское, 12-Каратонское, 13-Королевское, 14-Тенгизское, 15-Южное). С - Т - Скифско-Туранская эпигерцинская платформа (Северо-Кавказско-Мангышлакская нефтегазоносная провинция); IV-тектоническая область кряжа Карпинского (Южно-Калмыцкая НГО).

Литература

- 1.Авербух Б.М., Алиева С.А. Геологические методы системного районирования сложнопостроенных нефтегазоносных регионов с использованием ретроспективного анализа эволюции осадочно-порodных бассейнов. - «Азербайджанское нефтяное хозяйство», Баку, 2009, №11. С. 16-19.
- 2.Авербух Б.М., Алиева С.А. Новая системная схема нефтегазогеологического районирования Азербайджана, сопредельных регионов Среднего и Южного Каспия - основа для прогноза нефтегазоносности. - «Азербайджанское нефтяное хозяйство», Баку, 2010, № 1. С. 17-24.
- 3.Авербух Б.М., Алиева С.А. Промышленная нефтегазоносность шельфа Северного Каспия.-«Геология нефти и газа», Москва, 2006, N 1, С18-24.

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ ПОДСЧЕТА ЗАПАСОВ НЕФТИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗА СЧЁТ УЧЕТА СИСТЕМЫ ТРЕЩИН

А.А.М.А. Аль-Кебси(СПбГУ, alkebsi@mail.ru)

Аннотация

Перед геологами и нефтяниками стоит задача освоить баженовскую свиту. Актуальной и первой методикой подсчета запасов нефти баженовской свиты к настоящему времени является временное методическое руководство по подсчету запасов нефти в трещинных и трещинно-поровых коллекторах в отложениях баженовской толщи Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, опубликованной межотраслевым научно-техническим журнале «Недропользование XXI век». Для совершенствования данной методики необходимо учитывать ряд факторов, одним из которых является учет влияния трещиноватости на величину начальных геологических запасов нефти баженовской свиты.

Ключевые слова: Баженовская свита, подсчет запасов нефти, методика, совершенствование, трещины, практическое применение, геологические запасы, трудноизвлекаемые запасы, сланцы.

Баженовская свита характеризуется наличием трудноизвлекаемых запасов нефти и является нетрадиционным коллектором. Согласно различным оценкам, баженовская свита представляет большой интерес для нефтяных компаний, так как в ней сосредоточено около 150-500 млрд. т. геологических ресурсов нефти, и предварительно, можно оценить извлекаемые ресурсы нефти в районе 10-60 млрд. т., принимая КИН 0,15 [3].

В научно-техническом журнале «Недропользование XXI век» опубликована первая методика подсчета запасов нефти баженовской свиты, которая и является актуальной к настоящему времени. В создании данной методики участвовал авторский коллектив под руководством директора НАЦ РН им. В. И. Шпильмана по поручению ФБУ «ГКЗ» [1].

В данной работе предлагаются дополнения и учет некоторых факторов, которые помогут усовершенствовать Временную методику подсчета запасов. Одним из этих факторов является учет влияния системы естественных трещин.

Целью работы является учёт влияния системы естественных трещин в новой временной методике подсчета запасов нефти баженовской свиты в целях ее дополнения и совершенствования.

Основными задачами данного проекта являются:

1. Выявления недостатков существующей временной методики путём применения её на практике;
2. Подбор оптимального подхода к учету системы трещин в баженовской свиты для совершенствования временной методики;
3. предложение по объединению двух подходов с последующим практическим применением.

Практическая значимость работы определяется повышением геологической и экономической эффективности поисков, разведки и доразведки месторождений баженовской свиты, связанных с трещинными и трещинно-карстовыми резервуарами, ускорением ввода в эксплуатацию малорентабельных и нетрадиционных ресурсов УВ в коллекторах трещинного типа, а также оптимизацией процесса разработки залежей на основе предлагаемых практических мероприятий.

Баженовская свита – это верхнеюрско-нижнемеловые (верхневожско-валанжские) нефтематеринские карбонатно-глинисто-кремнистые отложения, аномально обогащенные органическими веществами и широко распространённые в Западной Сибири [2].

Наиболее однородные свойства, такие как общая толщина и литологический состав, характерны для разрезов с содержанием органического вещества более 5 % и глинистостью не более 30 %. Нижняя граница баженовских отложений – абалакская и георгиевская свиты, верхняя – существенно глинистые породы фроловской свиты (рисунок 1).

Баженовская и аналогичные ей свиты залегают в основании верхнеюрско-нижнемеловой глинистой толщи, являющейся региональной покрывкой юрского нефтегазоносного комплекса. Эта однородная покрывка сложена почти исключительно сероцветными глинистыми породами мегинской, куломзинской, фроловской, алясовской и других свит. Её толщина колеблется от 100—150 до 400—600 м.

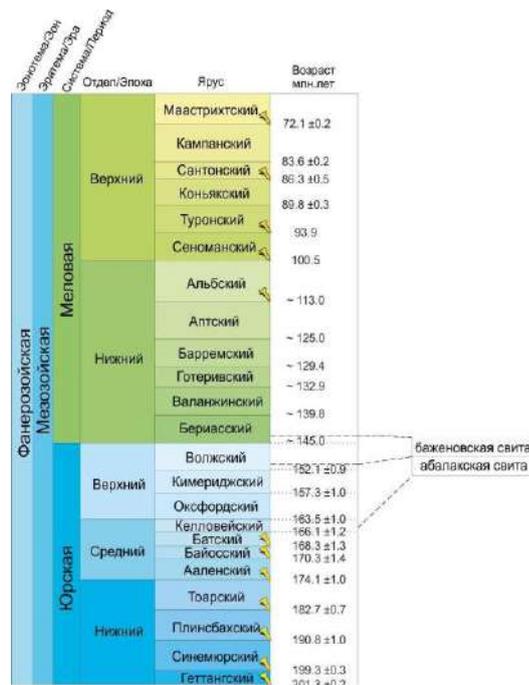


Рисунок 1. Возраст баженовской и абалакской свит по международной хроностратиграфической шкале

Баженовская свита является региональным репером не только для сейсмических профилей (рисунок 2), но и при интерпретации данных каротажа. По каротажным кривым баженовская свита выделяется по увеличению радиоактивности по гамма-каротажу, повышенным значениям данных зондов кажущегося сопротивления, ввиду практического отсутствия воды в них, а также понижению значений индукционного каротажа (рисунок 3).

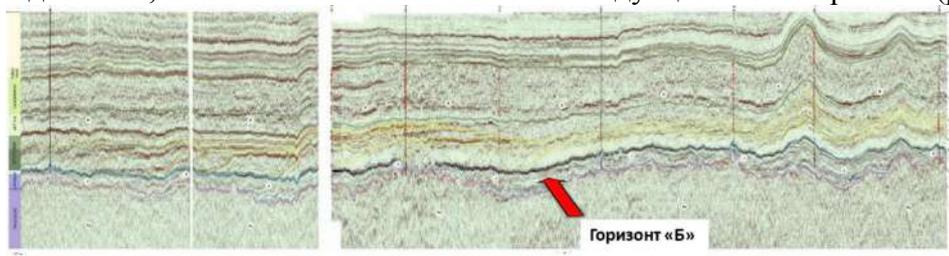


Рисунок 2. Баженовский отражающий горизонт на временных сейсмических разрезах (Региональный сейсмический субширотный разрез)

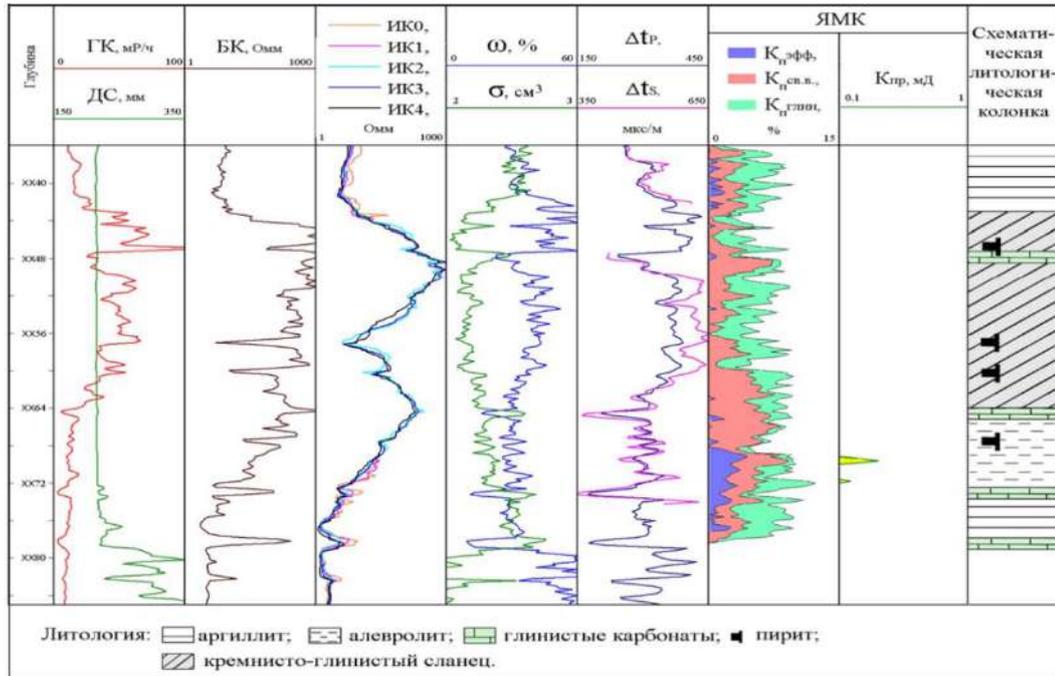


Рисунок 3. Выделение баженовской свиты по данным каротажа

Принципы подсчета запасов нефти залежей баженовской свиты в свете нового методического руководства заключаются в выделении границ категорий запасов А, В₁, В₂, С₁ и С₂, выделение происходит строго по указанной методике. На рисунке 4 представлены различные ситуации выделения площади нефтеносности в зависимости от типа пробуренных скважин (вертикальные, субвертикальные, горизонтальные) [1].

С целью реализации новой методики и выявления ее недостатков был произведен подсчет начальных геологических запасов нефти пласта Ю₀ с выделением категории запасов С₁ по классификации запасов, действующей до 01.01.2016 г. [1], и по временному руководству по подсчету запасов коллекторов сланцевого типа (рисунок 5).

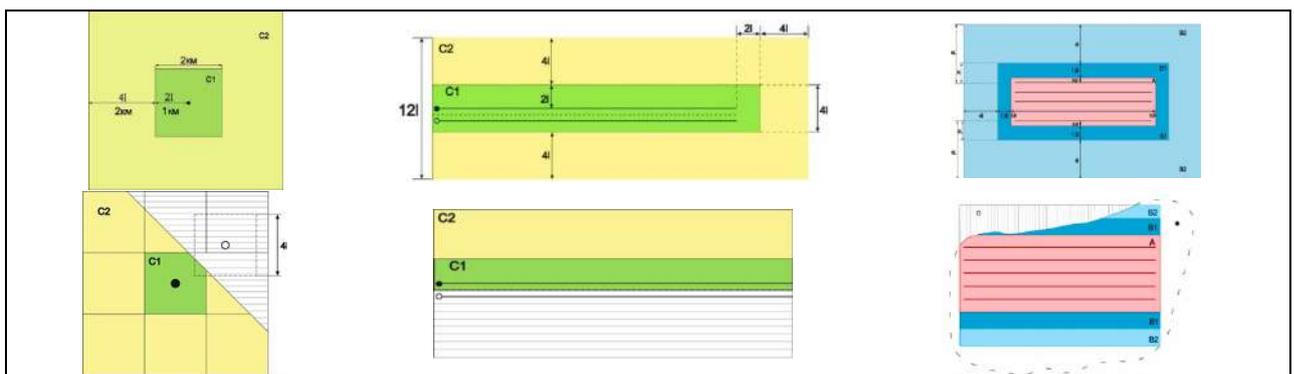


Рисунок 4. Схемы выделения границ всех категорий запасов нефти БС, их списание и границы ППЗ [1]

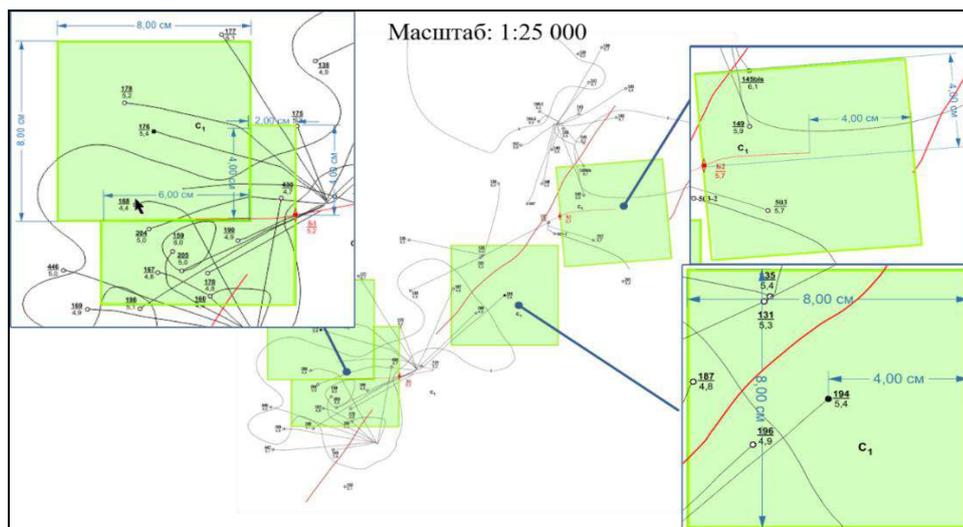


Рисунок 5. Выделения границ площади нефтеносности пласта Ю₀

С помощью геометрических вычислений был определен площадь нефтеносности следующим образом:

$$F = (8 \cdot 8) + (8 \cdot 8) + (8 \cdot 8) + (8 \cdot 8) = 256 - (6 \cdot 4) = 232 \cdot 250^2 = 14500 \text{ тыс. м}^2 \quad (1)$$

Подставляя все полученные значения параметров в формулу объемного метода подсчета запасов нефти баженовской свиты, мы получаем [1]:

$$Q_n = F \cdot h_n \cdot K_n \cdot K_n \cdot \theta \cdot \rho = 14000 \cdot 5,3 \cdot 0,08 \cdot 0,85 \cdot 0,887 \cdot 0,873 = 4046,6 \text{ тыс. м}^3 \quad (2)$$

Следует отметить, что Полученное значение начальных геологических запасов нефти по данному объекту Ю₀ на 1 млн. т. ниже приведенного в проектном документе.

Для совершенствования данной методики необходимо учитывать ряд факторов, одним из которых является учет влияния трещиноватости на величину начальных геологических запасов нефти баженовской свиты. В планах намечено подробно изучить данный вопрос и выявить оптимальную методику учета трещиноватости с дальнейшим предложением по ее объединению с имеющейся методикой.

Дальнейшую работу по совершенствованию методики подсчета запасов баженовской свиты планируется продолжить совместно со специалистами ФБУ «Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых» и «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В. И. Шпильмана».

Литература:

1. Временное методическое руководство по подсчету запасов в трещинных и трещинно-поровых коллекторах в отложениях баженовской толщи Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // межотраслевой научно-технический журнал №4 «Недропользование XXI века». август 2017. – С. 68-102.

2. Скворцов М.Б. Новые данные о размещении нефтегазопродуктивных зон баженовских отложений Западной Сибири/ М.Б. Скворцов, Г.В. Кузнецов, Н.Д. Сурова, Е.А. Копилевич// Научно-технический журнал «Геология нефти и газа» №2. 2018. – С. 89-96.

3. Шпильман А.В. Геологическое строение и нефтегазоносность баженовской свиты Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Актуальные изучения и освоения залежей сланцевой нефти/ А.В. Шпильман, М.П. Савранская// Вестник кибернетики. 2016. № 2. – С.17—21.

300 ЛЕТ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Амелина О.И. ФГБУ «Росгеолфонд» olga.amelina.1984@bk.ru*
И.О. Бакланов С.В. BaklanyS@gmail.ru
Шпекторова О.А. ФГБУ «Росгеолфонд» shpektorova.o.@gmail.com
Ткачева Е.А. ФГБУ «Росгеолфонд» etkacheva@rfgf.ru
Отдел Изученности, Управления Архива и фондов.

Аннотация

Геологическое изучение и освоение Кузнецкого бассейна.

Ключевые слова: каменной уголь, Кузнецкий угольный бассейн, добыча, прогнозные ресурсы, запасы

Первое упоминание об освоении Кемеровской области упомянуто в 1842 г. ученым Петром Чиаевым. Именно он первый обнаружил, что Кузнецкий край обогащен огромными запасами угля, и назвал его Кузнецкий угольный бассейн или сокращенно Кузбасс. Впервые работа по Кузбассу была опубликована в 1845 г. «Путешествие по Алтаю» и составлена геологическая карта бассейна Алтая, Кузнецкой и Минусинской котловин и Саян (Рис. 1). В настоящее время Кузбасс известен в России как один из богатейших по запасам каменноугольных бассейнов и, прежде всего, по запасам углей коксующихся марок. Но Кемеровская область богата не только каменным и бурым углем, но и многими другими видами минерального сырья, используемая в металлургии, агрохимии, в промышленности и т.д.

Геологическое изучение Кузбасса растягивается на несколько этапов.

I этап.

Первое упоминание об обнаружении угля в Кемеровской области было в 1721 г. Михайлом Волковым. Позднее, в 1745 г. М.В. Ломоносов опубликовал первый научный труд о наличии каменного угля под Кузнецком. В 1842 г. была составлена первая геологическая карта угольного бассейна русским геологом, историком, и этнологом Петром Александровичем Чихаевым (1808-1890). Подробный отчет им был составлен в 1845 г. и, именно в этой работе, впервые было введено географическое название «Кузнецкий угольный бассейн». За период с 1896 г. по 1897 г. была проведена первая геологическая разведка, что установило наличие больших запасов угля. Дана подробная геологическая характеристика месторождения. В 1925 г. на основании исследований, начатых под руководством Л.И. Лутулина при участии П.И. Бутова, В.И. Яворского и др. была составлена учетная карточка геологической изученности к отчету по составлению геологической карты 1:500 000 масштаба (Рис.2).

II этап.

На II этап приходится создание Урало-Кузнецкого комбината и развитие железнодорожного транспорта. Для этого потребовалось увеличить добычу угля. Этого можно было добиться только за счет увеличения нагрузки на действующие шахты и строительства новых шахт. Благодаря этому добыча угля выросла с 2,6 млн.т. в 1927-1928 гг до 21,4 млн.т. в 1940 г.

III этап.

Третий этап пришелся на Великую Отечественную Войну 1941-1945 гг. Военное положение требовало большего прироста запасов угля. Комбинат был разделен на «Кемеровоуголь» и «Кузбассуголь». Это позволило увеличить запаса в 1,3 раза. Уголь шел не только как топливо, но и на производство танком, самолетов, производство боеприпасов. В годы ВОВ геологами А.Л. Додиним, Б.Ф. Сперанским и В.И. Яворским была произведена геологическая съемка масштаба 1:1 000 000 по листу N-45.

IV этап.

На IV этап приходится первое послевоенное время. Приходилось поднимать из руин не только предприятия, оказавшиеся на временно аккупированной территории, но и бывшие в тылу. За годы последующих лет (1946-1950) добыча составляла на 71,3% больше, чем в 1945 г. и достигла 38 526 000 тонн. В конце 40-х годов начинается освоение угля открытым способом, появляются первые карьеры.

V этап.

Вторая половина 1690-х годов была одним из наиболее удачных периодов в истории угольной промышленности. В 1967 г. бассейн впервые превысил 100-миллионный рубеж добычи. На период 1966-1970 гг. прирост составил на 41,5% добычи бассейна.

VI этап.

Этап приходится на 1970-1980-е годы. В это период рост угольной отрасли развивался неравномерно, имело место снижения добычи в Приалатаусской части бассейна.

VII этап.

Именно с конца 1980-х годов начинаются поставки кузнецкого угля, идущие в основном в западном направлении. В 1988 г. добыча достигла своего пика – 160 млн. тонн. Но с 1989 г. наблюдается снижение объемов добычи угля., Основными причинами падения добычи является сокращение внутрисоссийского рынка его потребления в связи с общей нестабильностью экономики страны, кризисным состоянием отрасли.

На 01.01.2017 г общие запасы (категории А+В+С) составляют 54 654 648 тыс. т. Из них:

- бурый уголь – 30529 тыс.т.
- каменный уголь – 53 867 312 тыс.т
- антрацит – 756 807 тыс.т.

Прогнозные ресурсы (категории P1+P2+P3) углей всех марок Кусбасса составляют 347 719,9 млн.т. (данные приведены из сборника прогнозных ресурсов твердых ПИ и твердых горючих ПИ (уголь))



Рисунок 1. Геологическая карта Кузнецкого бассейна, авторы П.И. Бутов, В.И. Яворский

Наименование карт: *Геологическая карта Кузнецкого каменноугольного бассейна (57)*

Автор карты: *Бутов П.И. и Яворский В.И.*

Учреждение, производившее работу: *Не указано*

Масштаб: *1:500.000* Площадь в км²: — Год: *1925*

Печатаия, (в тексте, в приложении) рукописная (подчеркнуть)

Район работ (по адм. делению): *Новосибирская обл. Алейск. рр.*

Характер карты: *Геологическая.*

Где напечатана карта: _____

Место хранения рукоп. карты: *Карий. справ. бюро ЦНИИ ГРМ №3 Ленинград.*

Прилож. к карте: _____

Примечания: *На основании исследований начатых по указанию В.И. Яворского при участии Бутова, Галеева А.А., В.И. Яворского, В.И. Козловского, В.И. Куликова, П.С. Матвеева, А.А. Сидорова, В.И. Яворского и К.С. Яковлева.*

Карты, ГТУ, Зак 223-10000.

Рисунок 2. Учетная карточка геологической изученности.

Литература

1. Дерюшев А.В., Першин В.В. и др. Навстречу 100-летию Кемеровского рудника, с. 128-134
2. Шерин Е.А. Вестник Томского государственного университета. История. 2016. №2, с.56-62
3. ФГБУ «Росгеолфонд»

ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ БУТОВСКОГО КАРЬЕРА ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Давыденко С.Ю. (студент МГРИ-РГГРУ, sofydav@mail.ru), соавтор Маленкина С.Ю. (ГИН РАН, maleo@mail.ru), Ерофеева К.Г. (МГРИ-РГГРУ, xenin.erofeeva@ya.ru)

Аннотация

Доклад посвящен изучению осадочных отложений Бутовского карьера, которые по литературным данным относят к отложениям альбского-сеноманского ярусов меловой системы. Однако, проведенный палинологический анализ указывает на более древнее время происхождения этих толщ. Приведено литологическое описание разреза отложений, обнажающихся в карьере.

Ключевые слова: Бутовский карьер, палинологический анализ, касимовский ярус, мячковский горизонт

На протяжении Мелового времени на территории современной Московской области просходило неоднократное чередование суши и моря. Наступающее море приходило с юга, из закрывающегося теплого океана Тетис. В водоеме обитали двустворчатые моллюски, характерные для позднеюрских морей. Затем теплое море отступило, появилось другое, сообщающееся с Бореальным океаном, а потому холодное и малонаселенное. В конце раннего мела на его месте возникла обширная суша с сетью речных долин: по их берегам росли древовидные папоротники, хвощи и саговники, были здесь и недавно появившиеся цветковые растения, однако основу растительности составляли секвойи (хвойные деревья). До конца мелового периода море несколько раз наступало и уходило, что приводило к многочисленному перемыванию отложений.

На территории Москвы и Московской области отложения мелового возраста развиты локально, располагаясь преимущественно в северной части и чуть меньше – в южной. Меловые отложения Подмосковья могут достигать больших мощностей — до 150 м. Они сложены в основном черными фосфоритовыми глинами, песками, песчаниками и трепелами (пористыми породами, образованными кремневыми скелетами крохотных одноклеточных водорослей диатомей). Основные полезные ископаемые мелового периода — фосфориты и трепелы (используются как сорбент). [1]

В южной части Москвы был выбран объект, доступный для изучения – Бутовский карьер (рис. 1). Он расположен в микрорайоне Москвы Северное Бутово, в одном километре от Ильинской церкви (улица Поляны) и имеет координаты 55.573534, 37.540943. Карьер имеет небольшие размеры (15-20 м), его борта задернованы, так как на сегодняшний день он является заброшенным. По литературным данным возраст отложений карьера относят к альбскому и сеноманскому ярусам меловой системы.



N ₂	-1	Kal-s	-4	J _{3v}	-7	J _{2bt}	-10	C _{2mc}	-13
K _{2k-st}	-2	K _{1a}	-5	J _{3o}	-8	C _{3dr}	-11	C _{3pd}	-14
K _{2s}	-3	K _{1g₂-br}	-6	J _{2k}	-9	C _{3kr}	-12	—	-15
								★	-16

Рисунок 1. Схема геологического строения западной и южной частей Москвы и Московской области. Составлена на основе Карты дочетвертичных отложений Московской области масштаба 1:500 000, 1998 г. под ред. Н.И. Сычкина. Условные обозначения: 1 - Неогеновая система, плиоцен, пески; 2-6 - Меловая система: 2-3 - верхний отдел: 2 - Коньякский-сантонский ярусы, опоки, трепела, пески, песчаники, глины; 3 - Сеноманский ярус, пески с фосфоритами; 4 - нижний-верхний отделы, Альбский-сеноманский ярусы, пески, сверху с фосфоритами, алевриты, глины; 5-6 - нижний отдел: 5 - Аптский ярус, пески, песчаники, алевриты; 6 - Верхний подъярус готеривского яруса-барремский ярус, пески, алевриты с прослоями глин; 7-10 - Юрская система: 7-8 - верхний отдел: 7 - Волжский ярус, пески с фосфоритами и песчаники, внизу глинистые алевриты; 8 - Оксфордский ярус, глины; 9-10 - средний отдел: 9 - Келловейский ярус, глины, внизу иногда пески; 10 - Батский ярус, пески, алевриты, глины и угли; 11-14 - Каменноугольная система: 11-12 - верхний отдел, Касимовский ярус: 11 - Дорогомиловский горизонт, известняки и доломиты с прослоями глин и доломитизированных мергелей; 12 - Кревкинский горизонт, известняки, доломиты, мергели, глины; 13-14 - средний отдел, Московский ярус, верхний подъярус: 13 - Мячковский горизонт, известняки, доломиты, мергели, глины; 14 - Подольский горизонт, известняки, доломиты; 15 - Московская кольцевая дорога (МКАД); 16 - участок исследования, Бутовский карьер.

В северном борту Бутовского карьера (рис. 2) можно выделить 6 слоев (снизу-вверх):
Слой 6 Кремнистый известняк кремово-коричневого цвета, плотный, 60 см структура пелитоморфная, большое количество органических остатков (кораллы, брахиоподы, двустворчатые моллюски).

Слой 5 Глинистый тонкозернистый алевритовый песок (вероятно, кора 45 см

выветривания по кремнистым известнякам) бело-серого цвета.

Слой 4 Плотный известняк зеленовато-серого цвета, мелкопористый с кварцевыми конкрециями. В слое широко проявлены карстовые процессы. 85 см

Слой 3 Светло-кремовые алеврито-карбонатные пески. 55 см

Слой 2 Тонкоплитчатые известняки бежево-серого цвета. По породам слоя развита кора выветривания. 50 см

Слой 1 Алеврито-карбонатный песок с примесью гравия и щебня. 40 см

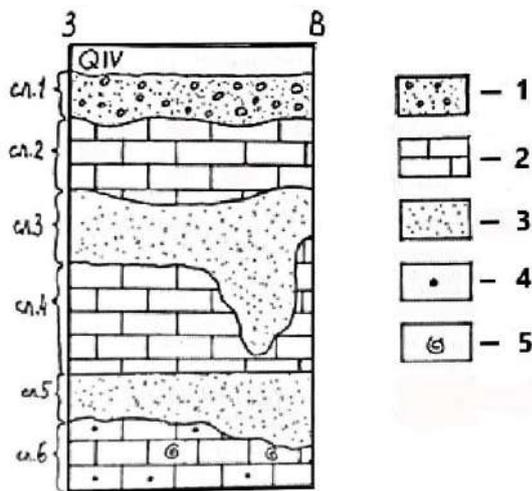


Рисунок 2. Схематическая зарисовка Бутовского карьера. Условные обозначения: 1 – песок с примесью гравия; 2 – известняк; 3 – мелкозернистый песок; 4 – известняки песчаные; 5 – находки ископаемой фауны.

Из слоев 2 (тонкоплитчатые известняки), 3 (алеврито-карбонатные пески), 4 (плотный известняк) и 6 (кремнистый известняк с органикой) были отобраны образцы и проведен палинологический анализ, который заключается в изучении микроскопических остатков растительного происхождения, сохраняющихся в ископаемом состоянии. Преобладающий вид позволяет определить возраст толщ. [2]

Палинологический анализ показал, что отобранные породы относятся к более древнему возрасту - касимовскому и московскому ярусам каменноугольной системы.

Литература

1. День за днём [Электронный ресурс] // Геологическая история Подмосковья [библиогр. указ.] / сост.: к. г-м. Горденко Н.– Москва, Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, [2009]. URL: <http://www.den-za-dnem.ru/page.php?article=873> (дата обращения: 27.02.2019)
2. Сафронова С.А. С микроскопом в глубь тысячелетий // Москва: Изд-во «Наука», 1964. С. 6-8.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕННЫХ ОТЛОЖЕНИИ В РЕГИОНЕ ГВИНЕЙСКОГО ЗАЛИВА: КОТ Д'ИВУАР

Мамаду Д. (Российский университет дружбы народов, diomtadou225@inbox.ru),
Абрамов В.Ю. (Российский университет дружбы народов, geophy-rudn@mail.ru)*

Аннотация

Рассмотрены основные этапы геологического развития региона, сейсмические характеристики осадочного бассейна Кот д'Ивуара и графики гравитационных и магнитных аномалий по профилям восточной части континентального участка осадочного бассейна Кот д'Ивуара;

Целью является - определить перспективы обнаружения новых залежей нефти и газа в бассейне Кот д'Ивуара на основе углубленных исследований геологического строения, истории региона, изучения юго-восточной части побережья.

Ключевые слова: Республика Кот д'Ивуар, тектоника оншора, гравитационная и магнитная аномалии, сейсмостратиграфия, турбитиды.

Геологическое строение региона - В тектоническом отношении изучаемый регион представляет из себя преимущественно морской бассейн, идущий из Кот-д'Ивуара в Гану. Он ограничен с востока и с запада крупными разломами, а именно, зонами разломов Романовским и Святого Павла. На севере бассейн ограничен Лагунской системой разломов, состоящей из серии разломов направления восток-запад. К югу бассейн ограничен границей континентально-океанической коры, изученной Mascle и другими (1996). Считается, что бассейн подвергся процессу рифтинга в ранние аптские (или барремские) времена. Хотя самые древние породы, характерные для прибрежной части бассейна Кот-д'Ивуара, относятся к эпохе нижнего Альба.

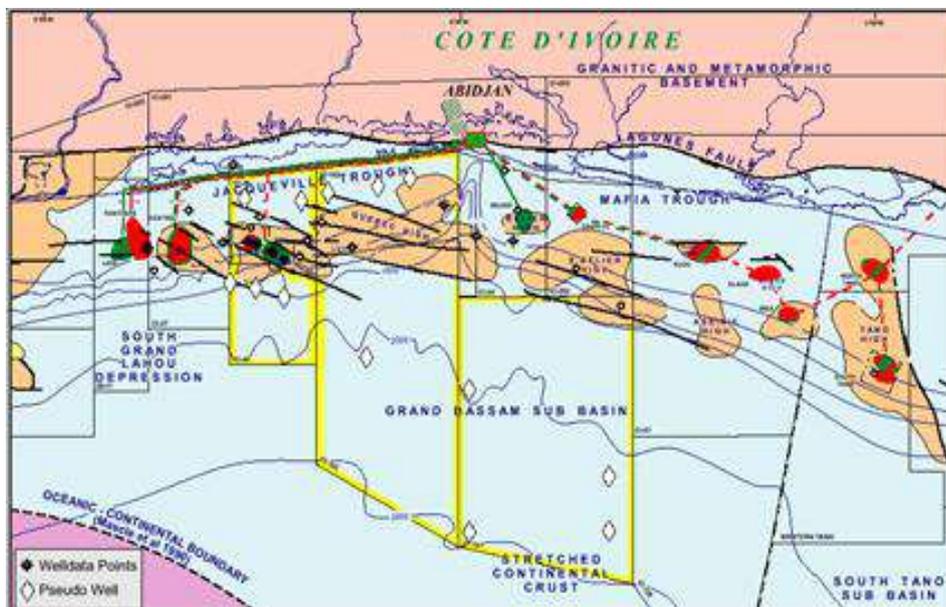


Рисунок 1. Тектоническая карта бассейна Кот д'Ивуара

Перспективы альбских залежей на обнаружение нефти и газа на западной континентальной части осадочного бассейна Кот д'Ивуара - С точки зрения геологии, Теоретически различия аномалий Буге, наблюдаемые на карте аномалий, связаны с различиями в плотности пород шельфа и оншора.

Там, где аномалия Буге сильнее, и часто выражается как более положительное значение, отсутствуют признаки нефтяных и газовых залежей.

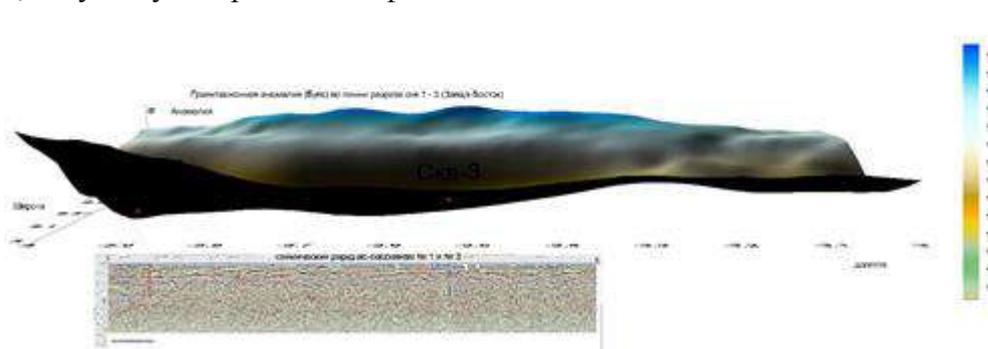


Рисунок 2. Тектоническая карта бассейна Кот д'Ивуара

В зоне скважин отмечается сильное уменьшение аномалий, которое предполагает наличие залежей углеводородов в месте, которого нет в остальной части зоны.

Скважины 1 и 3 находятся в самых отрицательных точках.

С помощью таблицы геологической интерпретации сейсмических фаций, мы определили зоны турбидитов, которые благоприятны для накопления углеводородов.

Прогноз площадей распространения отложений газогидратов по геофизическим данным в Гвинейском заливе на основе информации по шельфу Бразилии необходим, так как здесь (шельф Бразилии) уже открыто месторождение газогидратов и проекция через зону срединно-атлантического хребта на восточный берег Атлантического океана показывает, что этот объект симметрично оказывается на шельфе Кот д'Ивуара, что позволяет делать прогноз по гравиразведочным работам на возможное расположение газогидратов на конкретной площади.

На рисунке 3 мы рассматриваем районы где была проведена гравитационная съёмка и была сделана сейсморазведка. По этим районам нами сделано сопоставление сейсмических разрезов шельфа Кот д'Ивуара восточной части Атлантики и разрезов северо-восточной Бразилии в западной части Атлантического океана. По результатам сопоставления получено, что мощности отложений различных геологических возрастов как на шельфе Кот д'Ивуара, так и на шельфе Бразилии приблизительно совпадают, и не только по мощностям, но и по соотношениям осадочных пород разных возрастов. Это говорит об общем геологическом времени, когда происходило осадконакопление и приблизительно о сходных литологических обстановках осадкообразования.

Меловое время это общее время накопления осадков на шельфе Кот д'Ивуара и на шельфе Бразилии, после которого произошло разделение Гондваны на две части и началось формирование Атлантического океана в его современном виде.

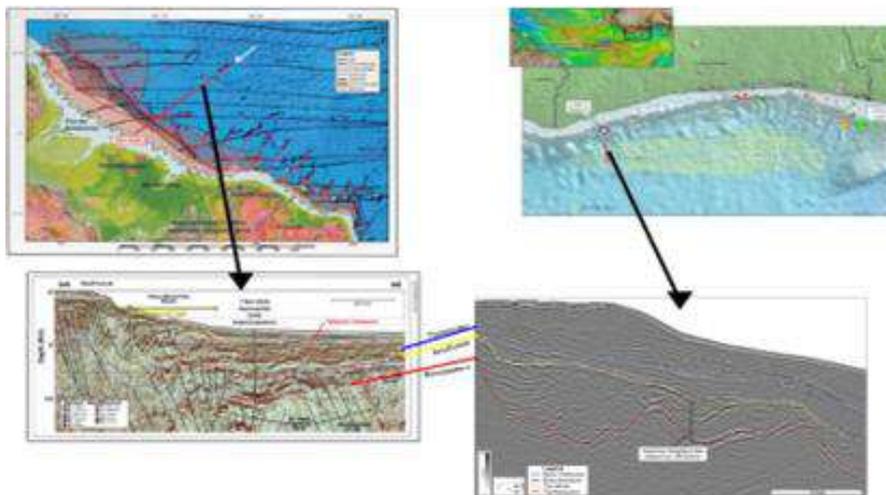


Рисунок 3. Карта сопоставление сейсмических разрезов шельфа Кот д'Ивуара восточной части Атлантики и разрезов северо-восточной Бразилии в западной части Атлантического океана.

Гравитационные карты полей двух континентов позволяют выделить общие черты аномальных гравитационных полей на различных континентах, совпадающих при сложении в единый суперконтинент. Мы можем наблюдать расширения зон разломов святого Павла и Романча, которые уходят от западноафриканской границы к южноамериканскому континенту. Это заставляет нас полагать, что, несмотря на удаленность этих двух континентов, они имеют общие черты, особенно те области, которые нас интересуют, как возможные перспективные площади на обнаружение залежей газогидратов.

На этих картах сопоставления береговых линии Кот д'Ивуара и Бразилии, мы видим что положение известного месторождение газогидратов в Бразилии очень хорошо коррелируется с положением разлома Сант-Пауло, идущему по-видимому от Кот д'Ивуара до Бразилии и можно предположить что этот разлом был подходящим каналом для газов, которых позже накапливались в месторождении газогидратов на шельфе Бразилии. Это значит, что этот же разлом может быть источником газогидратных месторождений на шельфе Кот д'Ивуара.

Выводы:

1 Выделены геофизические и геологические особенности отложений турбидитов в сеномано-туронских отложениях западной части шельфа Кот д'Ивуар, перспективные для накопления залежей газогидратов.

2 По гравитационным аномалиям, по сейсморазведке и по литологии, конкретной участок, который является продолжением шельфа Бразилии, перспективен на обнаружение газогидратов на шельфе Кот д'Ивуара.

3 Выявлены на основе прогноза перспективные участки на углеводороды. Они показали что нефть действительно залегают в слоях с турбидитами, характеризующимися высокими сопротивлениями и низкой поляризуемостью.

Литература:

1. Yéi Marie Solange OGA, Théophile LASM, Marc MASSAULT, Derving BAKA, Gabriel AKE, Christelle MARLIN, Jean BIEMI et Claude HILLAIRES-MARCEL, Caractérisation et suivi isotopique des eaux de la nappe semi-captive du Maestrichtien de la Côte d'Ivoire, Int. J. Biol. Chem. Sci. 5(3): 991-1004, June 2011
2. Albert Pissart, Les hydrates de méthane : réserve énorme d'énergie et danger climatique potentiel, Bulletin de la Société géographique de Liège, 48, 2006, 7-17
3. Steve Wells, Matt Warner, Jenny Greenhalgh & Ron Borsato, Côte d'Ivoire: A Modern Exploration Frontier, *Petroleum Geo-Services Offshore*, 2012

ГИС-ПРОЕКТ СВОДНОЙ КАРТОГРАММЫ ГЕОЛОГО-СЪЕМОЧНЫХ РАБОТ ТЕРРИТОРИИ РФ И ЕЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА КАК ОСНОВА ОЦЕНКИ ИЗУЧЕННОСТИ И ПЛАНИРОВАНИЯ ГОСУДАРСТВЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ НЕДР

Ильин А.С. ФГБУ «Росгеолфонд» anatoliy.ilin.1989@mail.ru*

Ткачева Е.А. ФГБУ «Росгеолфонд» etkachev@rfgf.ru

Отдел Изученности, Управления Архива и фондов

Аннотация

ФГБУ «Росгеолфонд» составляет сводную картограмму изученности для предоставления ее в Федеральное Агентство по недропользованию ежегодно, начиная с 1995 года, в бумажном виде.

Ключевые слова: картограмма изученности, ГИС-проект.

Необходимость создания ГИС-проекта обусловлена поставленной задачей Федерального агентства по недропользованию по сверке данных, использованных для составления «Сводной картограммы геолого-съемочных работ территории РФ и ее континентального шельфа», с данными ГИС-Атласа «Недра России» ФГБУ «ВСЕГЕИ». В 2017-2018 годах была проведена глобальная сверка с сотрудниками ФГБУ «ВСЕГЕИ» и с ФГБУ «ВНИИОкеангеологии» (по морским съемкам) на полноту данных геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000 по всей территории России и ее континентального шельфа. Эти масштабы съемок, были выбраны, так как по ним выпускаются листы Государственных Геологических карт, прошедших утверждение Научно-Редакционным Советом ВСЕГЕИ. Для этих же целей были созданы отдельные сводные картограммы для каждого масштаба геологической съемки, но особое внимание было уделено отмеченным масштабам (Рис.1).

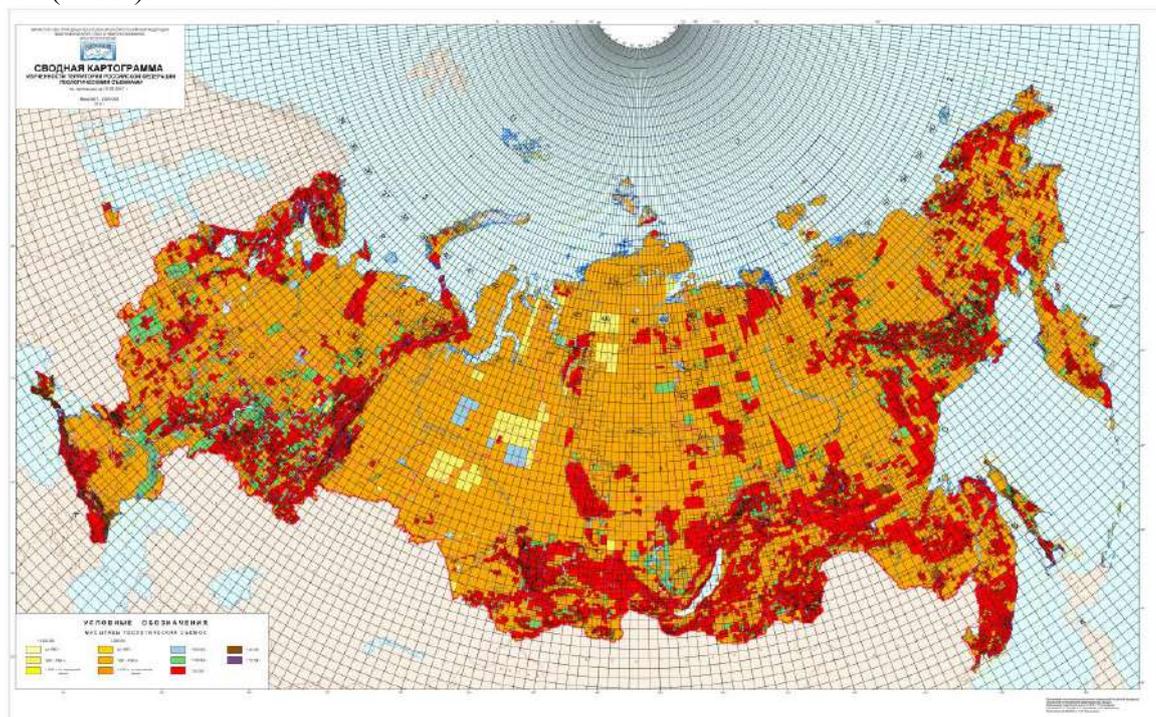


Рисунок 1 Сводная картограмма (Изученности территории Российской Федерации геологическими съемками (по состоянию на 15.05.2017 г.) масштаб 1: 5 000 000).

Данная картограмма предназначена для отражения характера и степени изученности территории Российской Федерации и ее континентального шельфа и возможностей обоснования выбора дальнейшего направления геолого-съемочных работ.

Сводная картограмма геолого-съемочных работ территории Российской Федерации и ее континентального шельфа представляет собой обзор изученности территории Российской Федерации и ее континентального шельфа по следующим видам исследований:

- Геологической съемки - ГС;
- Геологического доизучения ранее заснятых площадей – ГДП;
- Геологической съемки шельфа - ГСШ
- Глубинного геологического картирования - ГГК;
- Аэрофотогеологического картирования - АФГК;
- Космофотогеологического картирования - КФГК;
- Объемного геологического картирования - ОГК;
- Космоструктурного картирования - КСК;
- Геолого-минералогического картирования - ГМК;
- Изданных карт - ИЗД;
- Подготовки карт к изданию - ПКИ

Благодаря ГИС проекту мы имеем возможность:

- 1) наиболее полно учесть все геолого-съемочные работы;
- 2) провести верификацию данных территориального и федерального уровня;
- 3) предоставлять информацию для планирования работ по проведению государственной геологической съемки (а в будущем, создав комплексные ГИС-проекты крупномасштабных съемочных и поисковых работ – для планирования направления поисковых работ);
- 4) создать специализированные геологические карты изученности (аэрофотогеологического картирования, космофотогеологического картирования, геолого-съемочных работ по континентальному шельфу России, зоне Арктики).
- 5) вести статистику и мониторинг геолого-съемочных работ по всей территории Российской Федерации и ее континентального шельфа.

Помимо учета заснятости ГИС-проект позволяет проводить и обратную процедуру – выявление незаснятых территорий (с возможностью создания списков по номенклатурам).

Сотрудниками ФГБУ «Росгеолфонд» планируется внедрить для удобства пользователей при оценке заснятости и планировании будущих работ возможность работы 3d-моделями продукта пакета программ ArcGis (3d-визуализации карт). Для это цели было использовано приложение ArcScene.

Литература

Для составления доклада использовались материалы ФГБУ «Росгеолфонд»:

1. Манукалова-Гребенюк М.Ф. Исследование микрофауны каменно-угольных известняков Сталино-Макеевского района Донецкого бассейна.
2. Трофименко Е.А., Самойлович В.Л. Анализ результатов геологоразведочных работ на нефть и газ и подготовка текущих годовых программ геологоразведочных работ по Южному федеральному округу.
3. Кононов Н.И., Сахаров А.С. Комплексное изучение геологического строения гдубокопогруженных отложений мезозоя Северо-Восточного Кавказа с целью обоснования перспектив их нефтегазоносности.
4. Шейков А.А., Андреев В.М., Госгеолкарта-1000 на Каспийском и Черном морях.
5. Шейков А.А., Лаврищев В.А., Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 листов К-37, 38 и 39.

ФОРМИРОВАНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ КОЛЛЕКЦИЙ ПО КЕРНУ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН

Клавдиева Н.В. (ФГБУ "ВНИГНИ", nklavdi@vnigni.ru),
Черных Е.М. (ФГБУ "ВНИГНИ", cherel61@mail.ru),
Анохина Т.В. (ФГБУ "ВНИГНИ", t.anokhina@vnigni.ru)*

Аннотация

Описана методика формирования литологических коллекций по нефтегазоносным комплексам, составляемых из образцов керна глубоких нефтегазовых скважин, находящихся на постоянном хранении в Федеральном фонде керна материала, палеонтологических и литологических коллекций и коллекций нефтей нефтегазоносных провинций России. В 2012–2015 гг. сформировано 7 коллекций, включающих 416 образцов, по наиболее изученным нефтегазоносным комплексам Северо-Кавказской, Волго-Уральской, Прикаспийской, Тимано-Печорской, Лено-Тунгусской нефтегазоносных провинций, Хатангско-Вилуйской газонефтеносной провинции и Надым-Пурской нефтегазоносной области Западно-Сибирской НГП. Новый подход предполагает формирование коллекций по нефтегазоносным районам, начат сбор материалов по Уренгойскому району Надым-Пурской НГО Западно-Сибирской НГП.

Ключевые слова: керн, литологический образец, коллекция, нефтегазоносный район.

Один из видов деятельности Филиала "Апрелевское отделение ВНИИ" в рамках ведения Федерального фонда керна материала, палеонтологических и литологических коллекций и коллекций нефтей нефтегазоносных провинций России (ФФКМ) – формирование литологических коллекций по нефтегазоносным комплексам (НГК). Коллекции состояются из образцов керна глубоких нефтегазовых скважин (параметрических, поисковых и разведочных), находящихся на постоянном хранении в ФФКМ. Цель составления таких коллекций – проиллюстрировать конкретными примерами разнообразие коллекторов и покрышек в составе НГК, выделяемых в разрезах нефтегазоносных провинций России. Для формирования коллекций авторами разработана оригинальная методика с учетом существующих ведомственных методических рекомендаций по работе с кернами и коллекционными образцами [1, 2]. В результате работ формируется геологоинформационный ресурс в составе информационной системы ФФКМ, включающий коллекционные образцы керна, их атрибуты [3], фотографии образцов, паспорта образцов, паспорта коллекций. Сведения о коллекторских свойствах породы получают из геологической документации по скважине, хранящейся в архиве. В случае отсутствия геологической документации либо результатов петрофизических исследований используются данные из опубликованных справочников [4, 5]. Для каждого образца выполняется макроскопическое описание, делается фотография, заполняется этикетка и составляется паспорт.

В 2012–2015 гг. сформировано 7 коллекций, включающих 416 образцов, по наиболее изученным НГК Северо-Кавказской, Волго-Уральской, Прикаспийской, Тимано-Печорской, Лено-Тунгусской нефтегазоносных провинций (НГП), Хатангско-Вилуйской газонефтеносной провинции (ГНП) и Надым-Пурской нефтегазоносной области (НГО) Западно-Сибирской НГП (табл. 1).

Литологические коллекции по нефтегазоносным комплексам

№ п.п.	Наименование коллекции	Скважин	Образцов	В т.ч. коллекторов	В т.ч. покрышек	НГК
1	Нефтегазоносные комплексы мезозойских отложений Северо-Кавказской НГП	58	70	61	9	5
2	Нефтегазоносные комплексы палеозойских (среднедевонско-нижнепермских) отложений Волго-Уральской НГП	43	77	65	12	5
3	Нефтегазоносные комплексы Прикаспийской НГП (надсолевые и подсолевые отложения)	12	24	17	7	3
4	Нефтегазоносные комплексы палеозойских и нижнемезозойских отложений Тимано-Печорской НГП	46	111	53	58	7
5	Нефтегазоносные комплексы вендских и кембрийских отложений Лено-Тунгусской НГП	35	61	45	16	3
6	Верхнепермско-мезозойские газонасыщенные комплексы Хатангско-Вилуйской ГНП	16	28	22	6	3
7	Нефтегазоносные комплексы юрских и меловых отложений Надым-Пурской НГО Западно-Сибирской НГП	24	45	36	9	7
	ИТОГО:	234	416	299	117	33

Апробация коллекций во ВНИГНИ вызвала критику. Специалисты-нефтяники считают, что коллекции, составленные по НГП в целом, не могут нести полную информацию об особенностях стратиграфии и нефтегазоносности большой территории. По мнению д.г.-м.н. Н.К. Фортунатовой, целесообразнее составлять коллекции по нефтегазоносным районам (НГР).

Элементами коллекции должны быть:

- Карта фактического материала (скважин) на основе нефтегазогеологического районирования или на тектонической основе.
- Сводный или типовой стратиграфический разрез.
- Образцы керна (коллекторы и флюидоупоры), шлифы из этих образцов с описаниями и фотографиями.
- Результаты аналитических исследований керна.
- Результаты испытания скважин.
- Геофизическая характеристика нефтегазоносных частей разреза (продуктивных пластов).

Образцами керна должны быть представлены все основные литологические типы пород в разрезе (в продуктивной части разреза) и все продуктивные горизонты (пласты).

В 2014–2015 гг. в ФФКМ был передан большой массив керна из двух кернаохранилищ ГКУ ЯНАО "Недра Ямала" в гг. Тарко-Сале и Лабытнанги, сопровождаемый выкопировками из дел скважин, результатами исследований и материалами инвентаризации керна. Большая часть этого массива находится в блоке временного содержания, то есть не прошла инвентаризацию и комплектацию на длительное хранение. Тем не менее, информация по скважинам, представленным керном, оказалась востребованной со стороны недропользователей, проводящих поисково-разведочные работы на УВС на территории

Ямало-Ненецкого автономного округа. В связи с этим Филиал "Апрелевское отделение ВНИГНИ" проводит планомерный сбор данных по скважинам ЯНАО: общие сведения, технология бурения, стратиграфия, описания керна и пр.

В результате работ, выполненных в 2018 году, в базу данных загружены сведения по 1955 скважинам, расположенным на 238 площадях в пределах 24 НГР в составе 8 НГО (рис. 1, 2). Наибольшим количеством кернового материала представлена Надым-Пурская НГО – 27068,31 м (48,4 %) по 787 скважинам (40,3 %), расположенным на 78 площадях (32,8 %). На втором месте Пур-Тазовская НГО – 15499,87 м (27,7 %) по 502 скважинам (25,7 %) на 62 площадях (26,1 %). Значительное количество материала имеется также по Ямальской НГО – 9193,16 м (16,5 %) по 441 скважине (22,6 %) на 50 площадях (21,0 %). Из нефтегазоносных районов выделяются Уренгойский – 14380,95 м (25,7 %) по 393 скважинам (20,1 %), расположенным на 37 площадях (15,5 %), Тазовский – 8837,96 м (15,8 %) по 279 скважинам (14,3 %) на 31 площади (13,0 %), и Губкинский – 8261,88 м (14,8 %) по 204 скважинам (10,4 %) на 17 площадях (7,1 %).

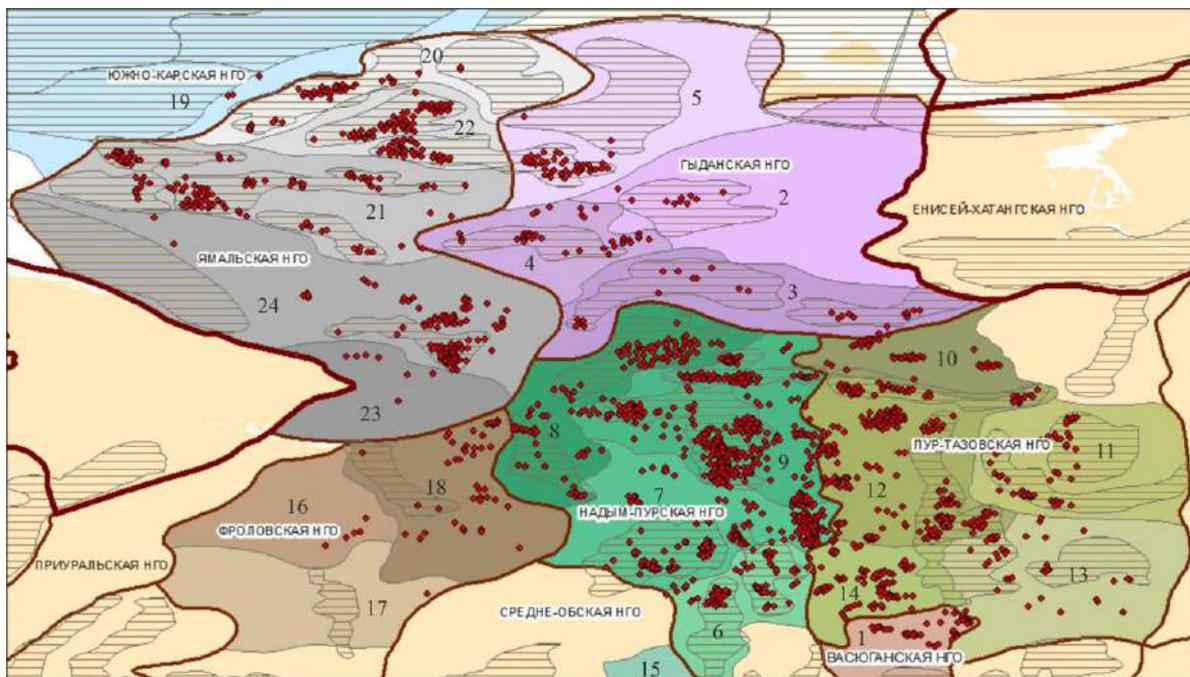


Рисунок 1. Распределение скважин по нефтегазоносным областям и районам Западно-Сибирской НГП. Цифрами обозначены НГР, номера (1–24) см. на рис. 2. Горизонтальной штриховкой показаны крупные тектонические элементы.

Планируется сбор геолого-геофизических материалов для формирования коллекции по Уренгойскому НГР (номер 9 на рис. 1) – как наиболее представленному скважинами и керном (рис. 2), так что с высокой вероятностью материал окажется кондиционным для формирования коллекции. При этом около половины скважин и керна относится к трем крупнейшим площадям – Уренгойская, Самбургская и Северо-Уренгойская.

При формировании коллекций возникают две основные проблемы:

1) Образцы пород-коллекторов уже изъяты для проведения петрофизических исследований. Керном представлены неисследованные и неиспытанные интервалы разреза. Поэтому имеющиеся образцы керна могут быть охарактеризованы лишь приблизительно по аналогии с исследованными образцами из таких же интервалов (пластов) в соседних скважинах.

2) Вместе с керном не передавались материалы геофизических исследований скважин, поэтому типовые кривые каротажа приходится искать в фондовых материалах по имеющимся скважинам или по соседним скважинам площади (месторождения).

Таким образом, при подборе материалов к коллекциям необходимо использовать фондовые отчеты по тематическим работам и подсчету (пересчету) запасов по месторождениям.

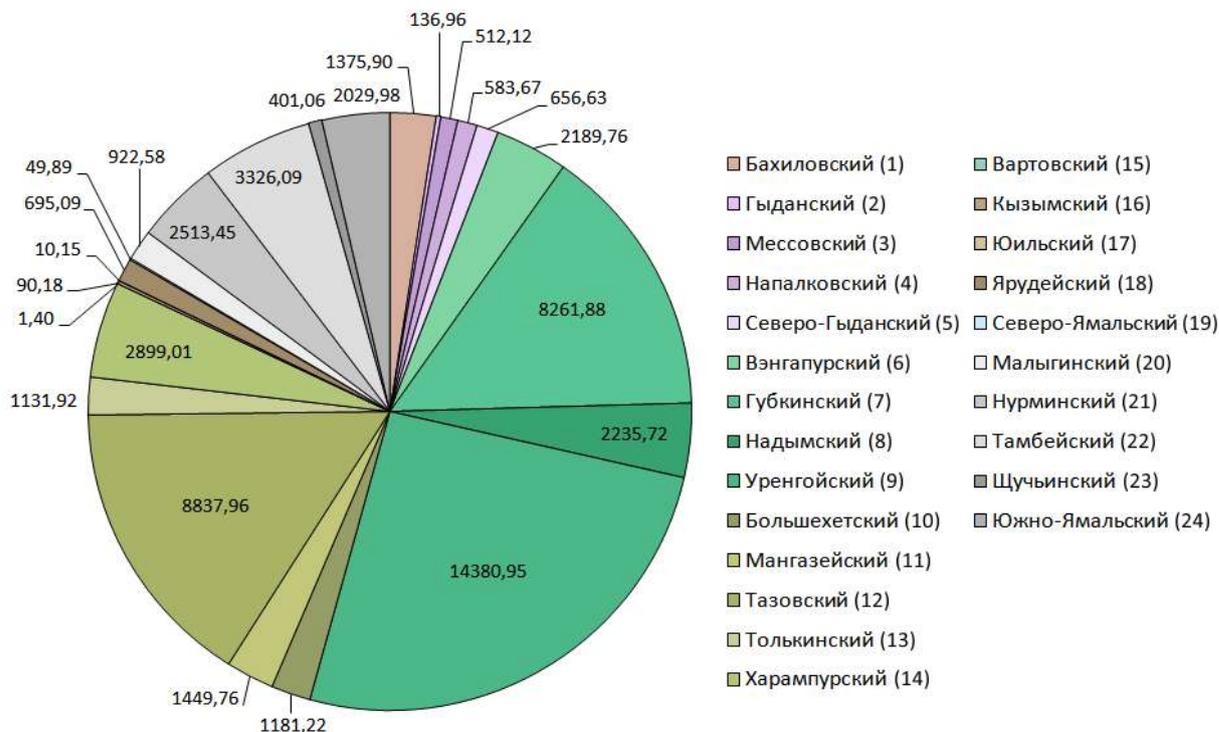


Рисунок 2. Распределение объема керна (в пог. м) по нефтегазоносным районам Западно-Сибирской НПП. Цифры в легенде соответствуют НГР на рис. 1.

Литература

1. Методические рекомендации по формированию, учету, хранению и использованию геологических коллекций. М., 2005. 55 с. (Федеральное агентство по недропользованию, ФГУП "ВСЕГЕИ").

2. Методические рекомендации по обработке, инвентаризации, систематизации, хранению и аналитическим исследованиям керна опорных и параметрических скважин. М.: ВНИГНИ, 2008. 160 с.

3. Черных Е.М., Клавдиева Н.В. Атрибутика литологических коллекций по нефтегазоносным комплексам // European Geographical Studies (Европейские географические исследования). 2015. № 4 (8). С. 168-174.

4. Клещев К.А., Шеин В.С. Нефтяные и газовые месторождения России. Справочник в двух книгах. М.: ВНИГНИ, 2010. Книга первая – европейская часть России. 832 с. Книга вторая – азиатская часть России. 720 с.

5. Каламкарров Л.В. Нефтегазоносные провинции и области России и сопредельных стран. Учебник для вузов. 2-е изд., испр. и доп. М.: ФГУП Изд-во "Нефть и газ" РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2005. 576 с.

ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ В ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ПЕРЕХОДНЫХ УРОВНЯХ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Колесникова А.А. (ГИН РАН, kolata.ginras@gmail.com),
Покровский Б.Г. (ГИН РАН, pokrov@ginras.ru),
Кузнецов Н.Б. (ГИН РАН, kouznikbor@mail.ru),
Рудько С.В. (ГИН РАН, rudserega@yandex.ru),
Шацилло А.В. (ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта, shatsillo@gmail.com),
Романюк Т.В. (ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта, t.romanyuk@mail.ru)*

Аннотация

Рассмотрена проблема недоверия к хемотратиграфическим данным в докембрийских толщах, основанного на их значительной литогенетической измененности. Для иллюстрации приведены литологические описания и данные по изотопному составу для двух близких по возрасту последовательностей, имеющих специфические особенности. Разрез верхней части вандадакской (карьерной) свиты на Енисейском кряже завершается горизонтом диамиктитов, а разрез из нижней части иркутской свиты на юге Иркутского амфитеатра включает горизонт с интенсивным развитием ихнофоссилий. Полученные здесь вариации изотопного состава не только углерода, но и кислорода нельзя рассматривать, как исключительно вторичный (литогенетически преобразованный) сигнал, а указанные особенности позволяют провести более широкие сравнения результатов с многочисленными ранее опубликованными данными.

Ключевые слова: Неопротерозой, венд, кембрий, Сибирская платформа, Енисейский кряж, Иркутский амфитеатр, хемотратиграфия, ихнофауна, диамиктиты

Можно ли рассматривать изотопный состав углерода и кислорода в осадочных толщах, как непосредственное отражение химического состава среды бассейна осадконакопления, или он является исключительно результатом диа- и катагенетических преобразований? И если последнее верно, то имеем ли мы основания для использования этих данных в качестве инструмента для корреляций или палеореконокструкций? Эти вопросы являются ключевыми в контексте применимости столь широко используемой методики построения кривых вариаций изотопного состава для их дальнейшей межрегиональной корреляции и интерпретации полученных соотношений. Достоверность результатов, полученных этим методом, ставится под сомнение некоторыми исследователями, особенно если речь идет о докембрийских породах (Виноградов, 2009). Однако накопление изотопных данных из многочисленных хорошо или условно хорошо датированных разрезов и обнаружение в них характерных для определенных уровней вариаций изотопных отношений не позволяет относить все наблюдаемые явления к области статистически случайных.

Целью настоящей работы является проверка обоснованности недоверия к данным об относительном содержании стабильных изотопов углерода и кислорода в осадочных породах позднего докембрия на примере двух предположительно разновозрастных разрезов. Последние для этого были описаны и опробованы в ходе полевых работ летом 2018 года на территории Сибирской платформы - самый юг Иркутского амфитеатра - и её складчатого обрамления - Тейско-Чапский прогиб Енисейского кряжа. По описаниям были составлены литологические колонки с выделением основных литотипов, которые были затем изучены с помощью поляризационного микроскопа Carl Zeiss в петрографических шлифах. Изотопный состав более 130 образцов, отобранных в среднем через каждые 1,5 м, был определен с использованием масс-спектрометра Delta V Advanced в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Геологического института РАН (Москва).

Обе изученные последовательности обладают как чертами схожести, так и набором принципиальных различий. К общим чертами можно отнести, во-первых, их преимущественно карбонатный состав, что важно для проведения изотопного анализа; во-вторых, невысокая достоверность определения их стратиграфического положения близ границы кембрия и докембрия.

Среди множества отличий имеет смысл подчеркнуть лишь несколько ключевых. Разрез на юге Иркутского амфитеатра предположительно относится к иркутской свите немакит-далдынского яруса (Кочнев, 2002) и вмещает уровень с обильно развитой ихнофауной. Изученный разрез на Енисейском кряже по классическим представлениям относится к вандадыкской (карьерной) свите чингасанской серии, ныне датированной так называемым байкалием (Хоментовский, 2014). В его верхней части располагается горизонт диамиктитов, имеющих предположительно ледниковый генезис. Таким образом, обе изученные последовательности имеют свои примечательные особенности, дающие дополнительную возможность сравнения полученных результатов с многочисленными опубликованными данными.

Выявленные вариации изотопного состава углерода имеют упорядоченный характер, что позволило выявить реперные отрезки, претендующие на корреляционно важные закономерности. Гораздо более неожиданным результатом оказалась ясно прослеживаемая связь изотопного состава кислорода с литологическими особенностями толщи, описанной в Тейско-Чапском прогибе Енисейского кряжа. Известно, что изотопный состав кислорода в большей мере подвержен изменениям в ходе литогенеза (в понимании П.П. Тимофеева), чем изотопный состав углерода (Hoefs, 2015). Необходимость их параллельного рассмотрения чаще всего объясняется возможностью выявления литогенетической измененности изотопного сигнала: об этом свидетельствует синхронность их вариаций. И хотя даже такое поведение, строго говоря, нельзя безальтернативно принимать за вторичное искажение значений, обнаруженная особенность явно свидетельствует в пользу применимости данного метода в докембрийских толщах.

Таким образом, полученные данные позволяют утверждать, что использование изотопной хеостратиграфии для исследования как минимум позднедокембрийских осадочных толщ не только допустимо, но при определенных условиях, как, например, типичная для докембрия обедненность разрезов биостратиграфическими маркерами, может являться дополнительным критерием для определения их стратиграфической принадлежности.

Работа выполнена в рамках тем государственных программ ГИН РАН и ИФЗ РАН. Финансовая поддержка осуществлена РФФИ по следующим проектам: полевые исследования проведены из средств по проекту № 17-05-00021, анализ фаунистических остатков — по проекту № 19-05-00794, изотопные исследования — по проекту № 19-05-00427.

Литература

1. Виноградов В.И. Возможности и ограничения изотопной хеостратиграфии // Литология и полезные ископаемые, 2009. Т. 44, № 3. С. 245–257.
2. Кочнев Б.Б. Стратиграфия вендских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Автореферат канд.дисс. Новосибирск 2002.
3. Хоментовский В.В. Ангарий Енисейского кряжа как стандартное подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика, 2014. Т. 55, № 3. С.464-472
4. Hoefs J. Stable isotope geochemistry / Hoefs J. — 7th ed. — Cham [etc.] : Springer, cop. 2015. — XV, 389 p.

РАЗНООБРАЗИЕ МИКРООРГАНИЗМОВ В БЕРЁЗОВСКОМ ПРОГИБЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НЕПОСРЕДСТВЕННО ПЕРЕД «КЕМБРИЙСКИМ» ВЗРЫВОМ

*П.Н. Колосов (Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
p_kolosov@diamond.yasn.ru)*

Аннотация

Новой идеей в области палеонтологии можно считать выяснение разнообразия микроорганизмов в отложениях, непосредственно подстилающих хорошо охарактеризованные раннекембрийской фауной нижние слои кембрия. На примере находок остатков жизни в бюкской свите верхнего венда востока Сибирской платформы показано разнообразие микроорганизмов. В экосистемах эпиконтинентальных морских бассейнов позднего венда (эдиакария) оно могло сыграть значительную роль в «кембрийском» взрыве – массовом появлении в кембрии скелетных животных.

Ключевые слова: микроорганизмы, бактерии, цианобактерии, водоросли, грибы, венд, «кембрийский» взрыв, Сибирская платформа.

Как бы внезапное массовое появление остатков животных в слоях пород раннекембрийского возраста («кембрийский» взрыв) удивило Ч. Дарвина [1, с. 400]: «Хотя мы теперь знаем, что органические существа появились на нашей планете в период, неизмеримо от нас отдаленный, задолго до отложения самых нижних слоев кембрийской системы, почему же мы не встречаем под этой системой нагроможденных пластов, переполненных остатками предков кембрийских ископаемых?». В эволюции жизни на Земле в результате «кембрийского» взрыва появились почти все типы беспозвоночных [2] за относительно короткий, как теперь мы знаем [3], промежуток времени. Это выдающееся событие: резкий скачок в характере жизни для нас до сих пор совершенно загадочный (В.И. Вернадский); эпохальное событие эволюции (профессор Йельского университета США Г. Расмуссен).

Как известно, восток Сибирской платформы является территорией мирового центра массового происхождения и расселения по Земле наиболее ранних скелетных животных [2]. 541-525 млн. лет назад впервые став здесь массово скелетными, животные получили огромные возможности для развития. В позднем венде в этом крупном регионе существовал громадный эпиконтинентальный морской бассейн, в котором процветали микроорганизмы, сохранившиеся в виде обызвествленных, органостенных и кремненных микрофоссилий [4]. Поэтому восток Сибирской платформы является самой подходящей территорией, где следует выяснить разнообразие микроорганизмов в верхнем венде в отложениях, непосредственно подстилающих хорошо охарактеризованные раннекембрийской фауной нижние слои кембрия, то есть перед «кембрийским» взрывом.

Материал, метод и результаты исследований. Бюкская свита верхнего венда Берёзовского прогиба однозначно сопоставляется с порохтахской и усть-юдомской свитами склонов Алданской антеклизы, подстилающими нижние, охарактеризованные раннекембрийской фауной, слои кембрия. В бюкской свите при помощи СЭМ Jeol JSM – 6480LV обнаружены хорошо сохранившиеся разные цианобактерии (рис. 1) и водоросли (рис. 2), актиномицеты (рис. 3), бактерии (рис. 4,5), разные низшие водные грибы (рис. 6-9), а также лишайники или полулишайники. Имеются и другие неоднозначно интерпретируемые остатки микроорганизмов в форме микрофоссилий. Перечисленные микроорганизмы участвуют в образовании строматолитов, в том числе этих органо-генно-седиментационных образований столбчатой формы. В них некоторые микроорганизмы находятся в симбиозе

антагонистическом, и, возможно, мутуалистическом. Ранее из бюкской свиты были описаны известковые цианобактерии [4].

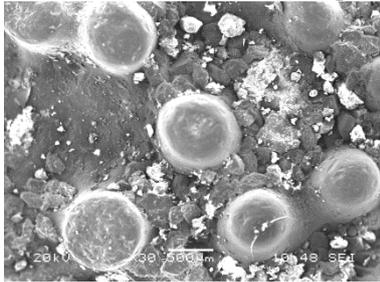


Рисунок 1. Хроококковые цианобактерии.

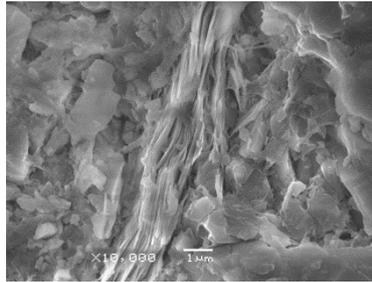


Рисунок 2. Листоватые зеленые водоросли.



Рисунок 3. Актиномицета. Палочковидная ветвящаяся клетка.

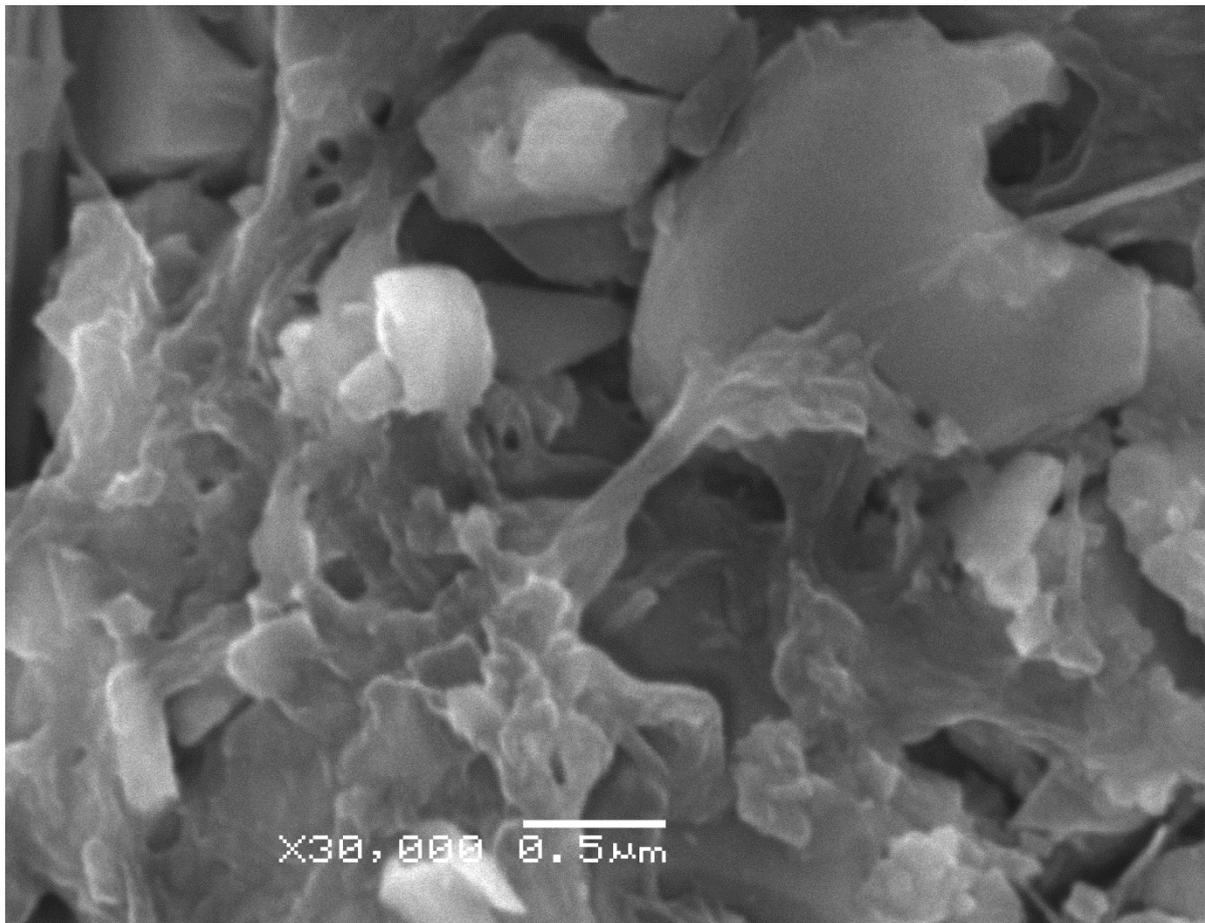


Рисунок 4. Нитевидные, размножающиеся бактерии в роли внеклеточных паразитов.

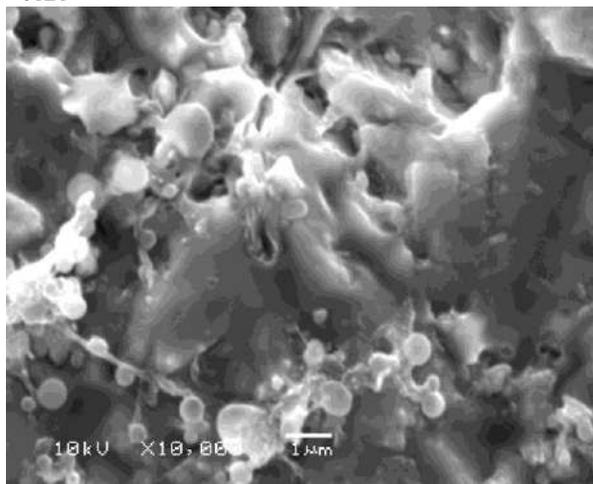


Рисунок 5. Шаровидные бактериальные клетки – кокки на поверхности низших грибов.

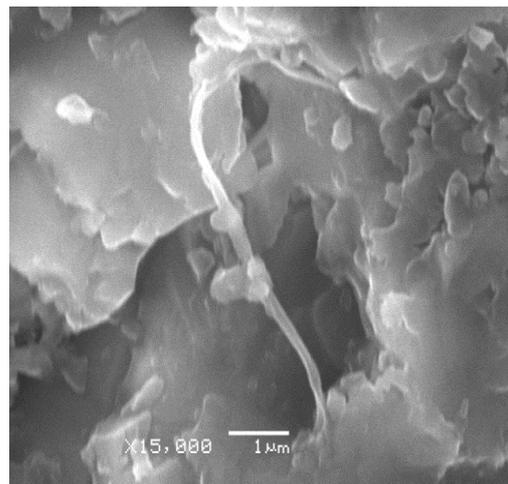


Рисунок 6. Мицелиальный гриб с органами размножения.

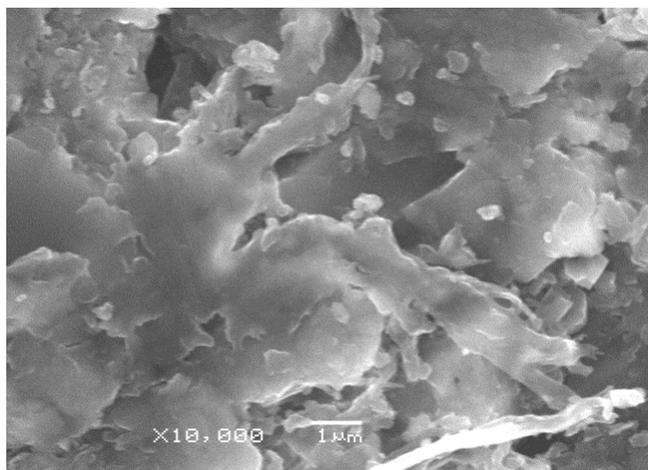
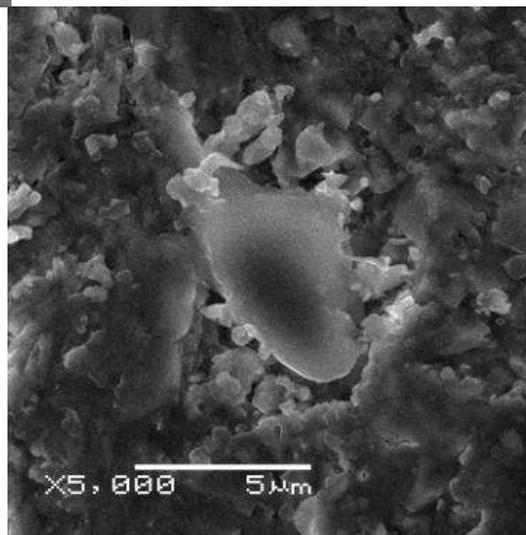


Рисунок 7. Интенсивно размножающиеся низшие водные грибы.

Рисунок 8. Дрожжевой гриб. Хорошо видны неотделившиеся от материнской клетки дочерние клетки.



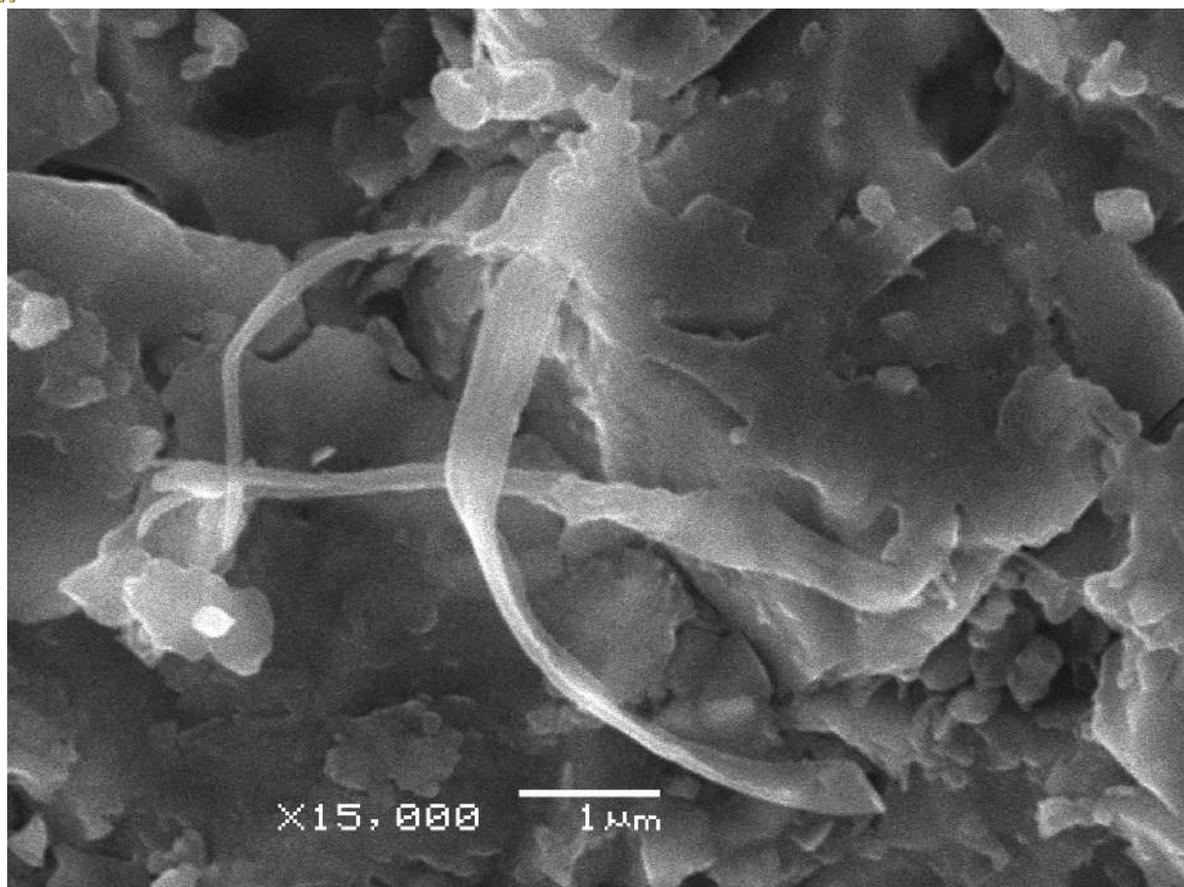


Рисунок 9. Мицелиально-дрожжевые грибы.

Выводы. На примере бюкской свиты верхнего венда Березовского прогиба мы видим разнообразие микроорганизмов непосредственно перед «кембрийским» взрывом. Следует продолжать исследование этой мощной биогенной геологической силы (по В.И. Вернадскому). На востоке Сибирской платформы участвующие в образовании строматолитов и других структур микроорганизмы могли сыграть значительную роль в «кембрийском» взрыве – массовом появлении в кембрии скелетных животных.

Исследования выполнены за счёт финансирования госзадания (проект № АААА-А17-117021310217-0).

Литература

1. Дарвин Ч. Происхождение видов путем естественного отбора, или сохранение благоприятных рас в борьбе за жизнь. СПб.: Наука, 2001. 568 с.
2. Розанов А.Ю. Что произошло 600 миллионов лет назад. М.: Наука, 1986. 95 с.
3. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P.N. Calibrating Rate of Early Cambrian Evolution // Science, 1993. V. 261. P. 1293-1298.
4. Колосов П.Н. Микрофоссилии неопротерозоя востока Сибирской платформы. Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия», 2008. 88 с.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕЛОВЫХ ФОСФОРИТОВЫХ ПЛИТ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Маленкина С.Ю. (Геологический институт РАН, maleo@mail.ru)

Аннотация

В работе рассмотрено строение фосфоритовых плит и их компонентов, структура и текстура слагающих желваков и псевдоморфоз, процессы, приводящие к фосфатизации, а также описывается модель их формирования.

Ключевые слова: Фосфор, фосфоритовые плиты, желваки, мел, микробиалиты, ихнофоссилии, Восточно-Европейская платформа

В меловых отложениях Восточно-Европейской платформы нередко встречаются такие своеобразные образования как фосфоритовые плиты. До сих пор их происхождение не до конца выяснено и является дискуссионным. Именно оно и стало целью данного исследования. Изучение этих объектов проводится нами уже на протяжении ряда лет. За это время были выявлены и подробно охарактеризованы: уникальная нижнемеловая фосфоритовая плита в Котельниках, верхнемеловые плиты Воронежской антеклизы и Поволжья и некоторые другие.

Плиты обычно представляют собой сгруженные фосфатные желваки, гальки и реже зерна, сцементированные фосфатным, карбонатно-фосфатным, железисто-фосфатным, редко кремнистым материалом в своеобразный конгломерат линзовидного или пластового строения. Мощность их колеблется в зависимости от строения конкретного разреза, но обычно не превышает 1 м. Они могут проследиваться на десятки-сотни метров, иногда километры, покрывая значительные площади, но местами имеют прерывистое, линзовидное строение, не более первых метров, переходя по простиранию в прослой несцементированных желваков. Иногда в одном разрезе наблюдаются сразу несколько фосфоритовых плит, при этом они обычно разделяются прослоями рыхлых, чаще всего терригенных отложений, но иногда на некоторых участках могут сливаться воедино. Поверхность плиты часто гладкая, хотя и не всегда ровная, иногда может быть покрыта тонкой (2-3 мм) глянцево-корочкой (поливой), желтоватого, синеватого или перламутрового цвета [2]. Кровля плиты обычно очень крепкая, нередко ожелезненная, представляющая собой единый слой спаянных вместе желваков, книзу степень цементации уменьшается, появляются пустоты, заполненные рыхлым осадком. Нижняя граница извилиста, нередко с многочисленными выростами разнообразной формы и величины. Плита может быть сложена как однородными, так и разнородными по размеру и окатанности желваками фосфоритов, ее насыщенность ими также может варьировать по простиранию. Местами плита (также как и включенные в нее желваки) имеет довольно сложное строение, вероятно обусловленное многостадийностью формирования. Изредка фосфатные плиты представлены однородными тонкими пропластками фосфатных песчаников плитчатого строения без вкрапления в них желваков, внешне напоминающих пласты зернистых фосфоритов, как, например, в разрезе Стайки Сожского месторождения [2].

Желваки, составляющие плиту, могут быть различного происхождения. Часть из них является явным биодетритом (фрагментами фосфатизированных губок, ядер макрофауны, дерева, костей), тогда как другие обнаруживают органоседиментационные структуры нарастания характерные для альго-бактериальных построек и соответствующую им форму [4] третьи, вероятно, являются фосфатизированными слепками ихнофоссилий (преимущественно нор десятиногих ракообразных), что особенно характерно для сеноманских фосфоритов. При микроскопическом и ультрамикроскопическом изучении в составе желваков помимо примеси терригенного материала и глауконита обычно

обнаруживаются различные биоконпоненты (фрагменты скелетов губок, иглокожих, радиолярий, диатомей, кокколитов, фораминифер, микробияльные остатки), как фосфатизированные так и сохранившие первоначальный состав, по которым ранее была проведена их типизация [4]. Наши последние исследования структур и текстур различных юрских и меловых конкреций Русской плиты выявили, что часть из них имеют отчетливо выраженное строматолитовое строение, другие – комковатое тромболитовое. Таким образом, все это демонстрирует, что меловые фосфориты фиксируют как весь спектр организмов населявших рассматриваемую часть бассейна (в виде замещенных остатков), так и оставленные ими следы (ихнофосилии), иногда другие проявления жизнедеятельности (микробиалиты, копролиты и пр.), а также особенности захоронения. От последних, в частности, зависят и процессы, приводящие или нет к фосфатизации.

Фосфат, высвобождаемый в результате выветривания на суше, превращаясь в твердые и растворенные органические и неорганические формы, транспортируется реками в океан, при этом значительная его часть быстро осаждается в прибрежных районах без включения в морскую биомассу. Однако, первичные продуценты, т.е. фитопланктон в поверхностных морских водах, сильно зависят от речной поставки. Относительно небольшой поток биологически доступного фосфора состоит в основном из твердых частиц в виде лабильного органического вещества и фосфора, связанного с оксигидроксидами металлов, дополненные незначительными долями растворенных фосфатов и растворенного органического вещества. Он быстро усваивается морской биомассой и считается важным фактором в регулировании первичной продуктивности [5]. В свою очередь в некоторых участках шельфа, в результате взаимодействия ветровых и гидрофизических полей, возникает еще один источник фосфора – апвеллинг, стимулирующий как первичную продукцию фитопланктона, так и все остальные звенья пищевой цепи (зоопланктон, ихтиофауну и др.), здесь же эпизодически происходят массовые заморы, дополнительно способствующие возникновению на дне обогащенных органическим веществом биогенных осадков, которые в дальнейшем и являются базисом для процесса фосфоритообразования [1]. В наиболее геохимически активном верхнем слое осадка, при участии микроорганизмов, происходят распад органического вещества, минерализация и частичное растворение фосфора в поровых водах. При этом наблюдаются противоположно направленные диффузии фтора из придонной воды в осадок и фосфора снизу к поверхности раздела вода-дно, благодаря чему, в зоне пересечения этих потоков, происходит осаждение фторкарбоната апатита, видимо в аморфной фазе. Центрами осаждения выступают зоны скопления органических остатков с повышенным содержанием фосфора и питающимися ими микроорганизмами, способными накапливать и удерживать значительные количества фосфора, тогда как другие продукты разложения – углекислота, метан и др. удаляются ими во внешнюю среду [3]. Эти микроорганизмы, такие как некоторые бактерии (например, *Escherichia*, *Bacillus*, *Flavobacterium* и *Pseudomonas*) и простейшие (например, *Vorticella*, *Opercularia* и *Epistylis*), могут захватывать и концентрировать фосфор в виде внутриклеточных гранул полифосфатов [8]. Яркий пример – крупная сульфид-окисляющая бактерия *Thiomargarita namibiensis*, запасаящая огромное количество полифосфатов и обеспечивающая очень высокое содержание фосфатов в поровых водах шельфа Намибии и последующее выпадение кристаллитов апатита [9]. Помимо них существуют и различные виды фитопланктона (такие как *Skeletonema*, *Thalassiosira*, *Synechocystis*, *Nostoc*, *Calothrix*, *Trichodesmium*), способные по мере необходимости синтезировать, хранить и удалять полифосфаты. Накопление полифосфатов обычно происходит в аэробных условиях, когда имеется избыток растворенного фосфора, при возникновении анаэробной среды, хранимый фосфор используется в качестве источника энергии и, в конце концов, выходит в растворенном виде в окружающие воды. Микроорганизмы, накапливающие полифосфаты, являются доминирующими при осциллирующих окислительно-восстановительных условиях,

поскольку это позволяет им хорошо переносить изменяющиеся условия. Наличие больших количеств (6,6%) полифосфатов было зарегистрировано и в морских осадках с кислородной средой, где условия на границе раздела осадок-вода не способствуют использованию полифосфатов и они накапливаются, но в бескислородных условиях осадка ниже в нескольких сантиметрах, уже происходит их использование [8]. Кроме того, появились данные о существовании ассоциированного с опалом внутреннего фосфора, находящегося непосредственно в раковинах диатомей, в обогащенных биогенным опалом осадках он достигает в среднем 50-60% извлекаемого фосфора [7]. Все это объясняет, почему современные океанские фосфориты формируются в районах с высокой биологической продуктивностью [1], для которых характерна максимальная интенсивность седиментационных потоков фосфора в составе биогенного детрита и повышенные его концентрации в донных отложениях, способствующие последующему осаждению.

Все вышесказанное приводит нас к следующей модели формирования плит. Вероятно, в целом все происходило по такому сценарию: скопления остатков фауны в зонах повышенной биопродуктивности быстро захоранивались в осадках, нередко в ходах инфавны, в них возникала локальная аноксия за счет деятельности бактерий, диффузионный подток фосфатов, достижение высоких концентраций вокруг захороненных организмов и микробиально опосредованное осаждение аморфного вещества, позже подвергавшегося литификации. Затем при усилении гидродинамической активности происходил размыв и сгужение получившихся стяжений в прослой [6]. В дальнейшем сгуженные желваки могли обрастать микробиальными пленками, если их не засыпало осадком, осаждался фосфат и близкорасположенные желваки могли срастаться. Временами происходило полное прекращение осадконакопления (перерыв), фосфатизация поверхности размыва (hard ground) и цементация сгуженных желваков происходящая сверху вниз (рис. 1).

Исследования проведены в соответствии с планами научно - исследовательской работы ГИН РАН (тема № 0135-2016-0004).

Литература

1. Батулин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
2. Малёнкина С.Ю. Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сборник статей. СПб.: НИИЗК СПбГУ. 2005. С. 209-225.
3. Савенко В.С., Савенко А.В. Физико-химический анализ процессов современного океанского фосфоритообразования. М.: ГЕОС, 2005. 155 с.
4. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Малёнкина С.Ю., Савко А.Д., Батулин Г.Н., Гореликова Н.В., Шувалова Ю.В., Краснов А.А. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов в мезозое Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми одновозрастными аналогами по результатам электронно-микроскопического изучения. Учебное пособие. Воронеж. Издательство Воронежского государственного университета. 2004. 79 с.
5. Benitez-Nelson, C. R. The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems // Earth-Science Reviews, 2000, v. 51, P. 109–135.
6. Föllmi, K.B. The phosphorus cycle, phosphogenesis, and marine phosphate-rich deposits // Earth-Science Reviews, 1996, v. 40, P. 55-124.
7. Latimer, J.C., Filippelli, G.M., Hendy, I. and Newkirk, D.R. Opal-associated particulate phosphorus: Implications for the marine P cycle // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2006, 70, P. 3843-3854.
8. Sannigrahi, P., & Ingall, E. Polyphosphates as a source of enhanced P fluxes in marine sediments overlain by anoxic waters: Evidence from ³¹P NMR // Geochemical Transactions, 2005, 6(3), P. 52-59.

9. Schulz, H.N., Schulz H.D. Large sulfur bacteria and the formation of phosphorite // Science, 2005, 307, P.416–418

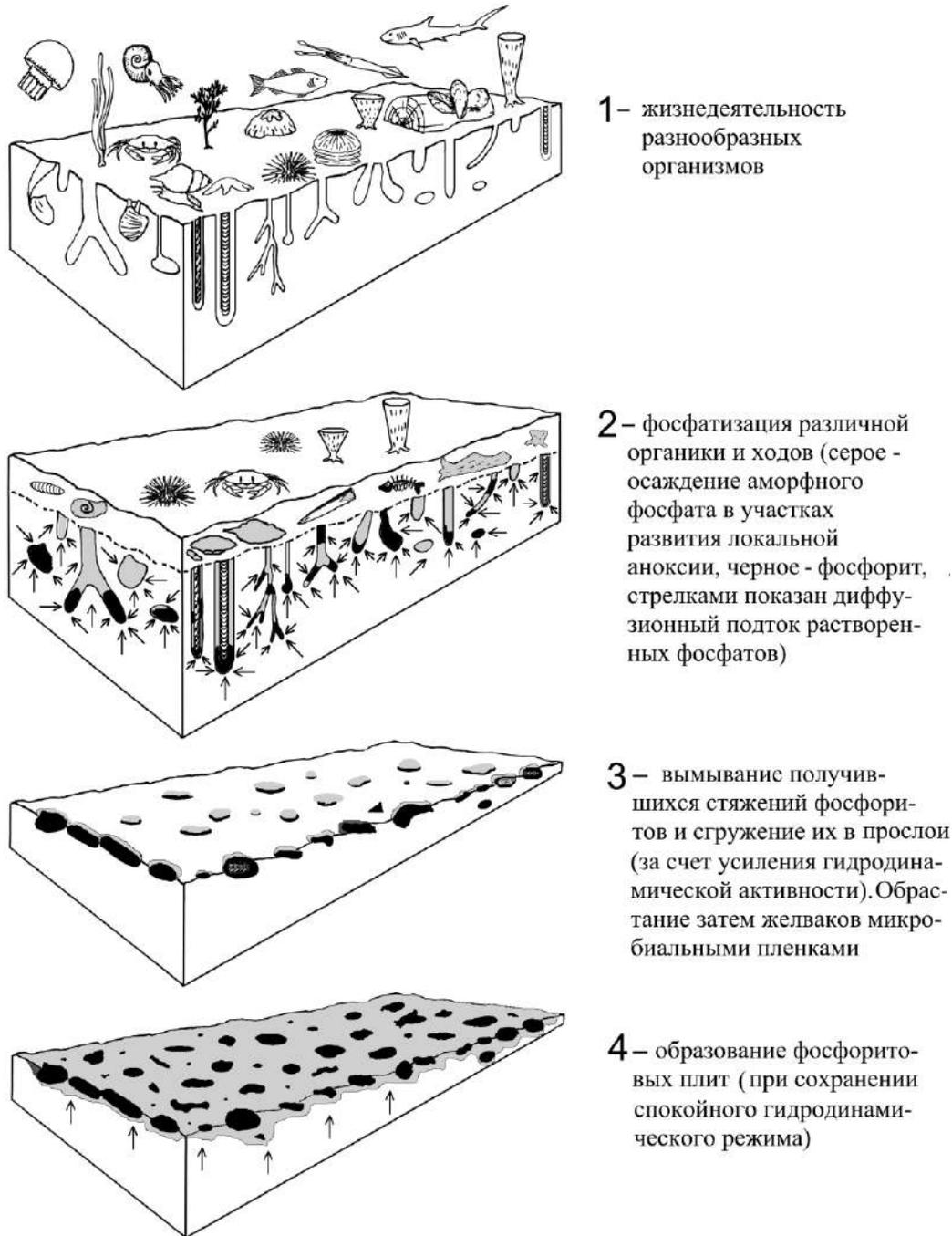


Рис.1. Модель процесса формирования фосфоритовых плит

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ГОРИЗОНТАХ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ– НИЖНЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ВОСТОКА УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА

*Никашин К.И. *, Зарипова Г.М., Зорина С.О. (Казанский федеральный
Университет, kostya97@inbox.ru)*

Аннотация

Для восстановления условий осадконакопления в юрско-меловом бассейне востока Русской плиты было проведено исследование состава и строения двух черносланцевых событийных горизонтов, распространённых на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба – средневожжской промзинской свиты и раннеаптской ульяновской толщи. Черные сланцы промзинской свиты и ульяновской толщи характеризуются повышенными концентрациями малых редокс-чувствительных элементов: Cd, Ni, Mo, Cu, Cr и U. Коэффициенты концентрации этих элементов по отношению к средним содержаниям в чёрных сланцах варьируют от 1,25 до 4. Геохимические индикаторы окислительно-восстановительной обстановки, такие как отношения Ni/Co, U/Th и общее содержание аутигенного урана подтверждают гипотезу об образовании промзинского и ульяновского черносланцевых горизонтов в условиях аноксии. Сопоставление отношений содержания фосфора к C_{org} показывает, что в образовании промзинских высокоуглеродистых сланцев, в отличие от ульяновской толщи, значительную роль сыграла повышенная продуктивность. Впервые проведённое стратиграфическое 3D-моделирование мезозойских черносланцевых горизонтов может служить основой для дальнейшего изучения событийных уровней востока Русской плиты.

Ключевые слова: черные сланцы, океанские аноксические события, моделирование, Ульяновско-Саратовский прогиб, малые элементы

В современном понимании черные сланцы – это высокоуглеродистые тонколаминированные глинистые, карбонатно-терригенные или кремнистые породы обычно сланцеватой текстуры [5]. Их образование в меловом периоде связывают, в том числе, с океанскими аноксическими событиями [1] (oceanic anoxic event – ОАЕ) – короткими (менее 1 млн. лет) глобальными эпизодами дефицита кислорода в морских бассейнах. Согласно атласу аноксических обстановок океанов фанерозоя [8], в конце юры и в раннем апте на востоке Русской плиты (ВРП) существовали аноксические бассейны.

В юрско-меловом разрезе Ульяновско-Саратовского прогиба (ВРП), представленном преимущественно сероцветными терригенными толщами, известно два черносланцевых горизонта – средневожжская промзинская свита и нижнеаптская ульяновская толща. Их образование связывают с субглобальным позднеюрским аноксическим событием и раннеаптским ОАЕ-1а, соответственно.

По данным о стратиграфических разбивках верхнеюрско-нижнемеловых разрезов, вскрытых 64 скважинами, в программном комплексе ArcGIS были построены трёхмерные модели вышеупомянутых черносланцевых горизонтов в границах площади ГСР-50, проведенных в 1994–1999 гг. на юго-западе РТ (рис. 1). Полученная структурная модель показывает, что мощность промзинской свиты по простиранию весьма выдержана. Отмечается общая тенденция к понижению отметок кровли в юго-западном направлении. На северо-востоке исследованной территории прослеживается положительная структура – фрагмент Тюкинской антиклинали.

Ульяновская толща характеризуется более сложным рельефом кровли, в котором выделяются небольшие малоамплитудные отрицательные структуры в центральной части площади, а также ярко выраженное поднятие на северо-востоке территории с амплитудой 50 м, развитые на фоне общего понижения в южном направлении.

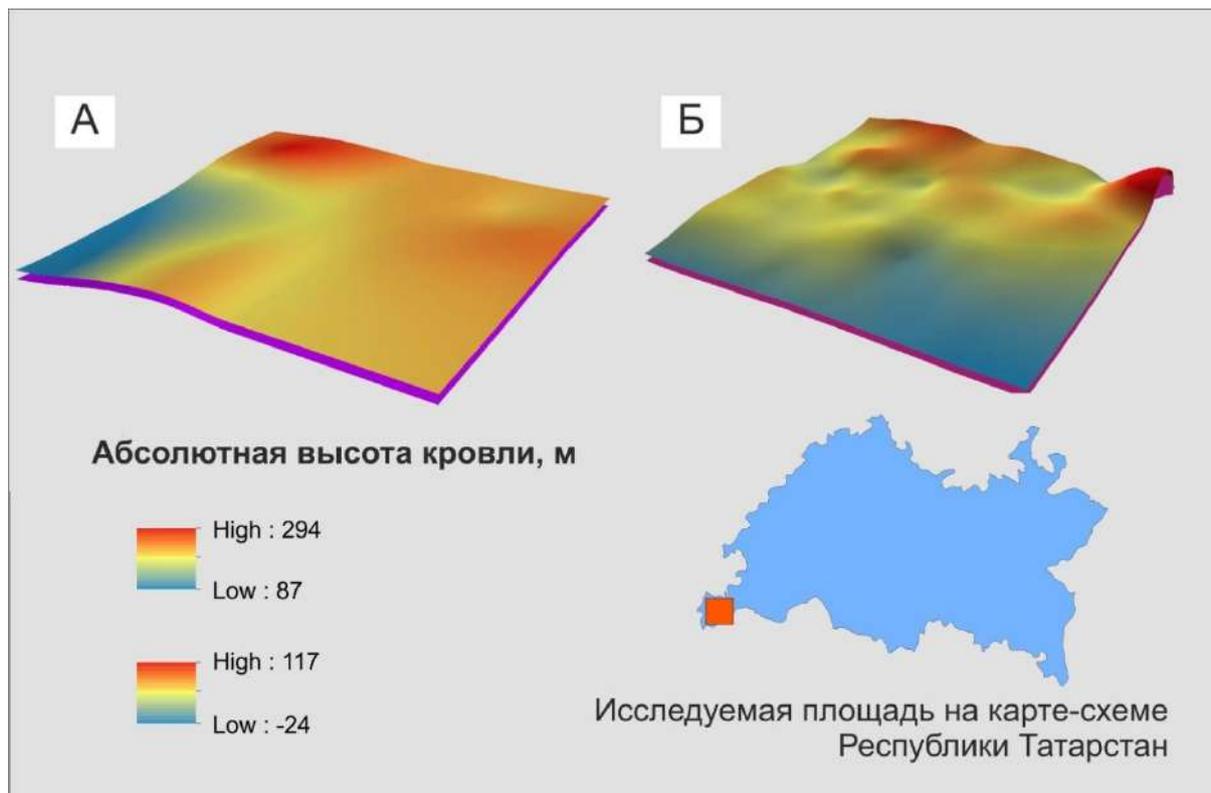


Рисунок 1. Результаты трёхмерного моделирования: А – кровля промзинской свиты, Б – кровля ульяновской толщи; мощность дана вне масштаба

Для выяснения условий формирования двух этих событийных горизонтов был исследован керновый материал скважины 1 (Татарские Шатрашаны, Дрожжановский район Татарстана). Результаты исследования показали, что промзинская свита сложена рассланцованными битуминозными алевролитами и микрослоистыми серыми глинами с прослоями горючих сланцев. Содержание $S_{орг}$ по литературным данным варьирует от 27 до 50% и более [6], в изученных образцах составляет 8,5%. Отмечается чередование слоев, насыщенных битуминозным веществом и бедных фаунистическими остатками, и слоев с повышенным содержанием кальцита и обилием фаунистических остатков. Электронно-микроскопическое изучение (аналитик Б.М.Галиуллин) промзинских глин показало, что в их составе преобладающими компонентами являются раковинный детрит (в основном обломки кокколитов, фораминифер, спикул губок и раковин моллюсков) и хлопьевидные агрегаты пиритизированного монтмориллонита. В этом матриксе выделяются целые пиритовые фрамбониды размерами 6,5 – 10 мкм и их фрагменты, а также агрегаты дощатых кристаллов клиноптилолита (в отдельных пробах до 24% от общего состава породы).

Ульяновская толща сложена битуминозными алевролитами и глинами, содержание $S_{орг}$ в которых составляет 7,6%. В средней части толщи прослеживается пластовая конкреция серых мергелей. На электронно-микроскопических изображениях глин нижней части ульяновской толщи обособляются плотные пиритовые фрамбониды размером порядка 10 мкм, а также растительные частицы.

Для геохимического подтверждения аноксической природы описанных интервалов были использованы результаты геохимического анализа керновых проб методом ICP-MS (аналитики Б.И.Гареев, Г.А.Баталин). Изучение микрохимического состава чёрных сланцев промзинской свиты и ульяновской выявило повышенное содержание ряда малых элементов, чувствительных к окислительно-восстановительной обстановке: Cd, Ni, Mo, Cu, Cr и U.

Коэффициенты концентрации этих элементов по отношению к средним содержаниям в глинах Русской плиты [4] варьируют от 1,25 до 4 (последнее – для Mo).

В качестве геохимических показателей окислительно-восстановительных условий в палеобассейне использовались наиболее информативные [3] геохимические индексы: отношения Ni/Co, U/Th и общее содержание аутигенного урана (рассчитывается как $U - [Th/3]$) [9]. На представленных диаграммах (рис.2) видно, что значения отношений Ni/Co, U/Th и аутигенного урана для промзинской свиты и ульяновской толщи повышены и попадают в «аноксическое» поле, тогда как вмещающие их породы характеризуются значениями, типичным для дизоксических, реже нормальных по кислороду условий. Отрицательные значения U_{aut} говорят о том, что уран в образце имеет терригенное происхождение и поэтому не отражает физико-химические условия осадконакопления.

Для изучения роли палеопродуктивности в установлении и поддержании анаоксических условий в юрско-меловом бассейне Ульяновско-Саратовского прогиба был использован геохимический индикатор палеопродуктивности – отношение P/Ti [2] (содержание P_2O_5 и TiO_2 определено рентгенофлуоресцентным методом). Оказалось, что средневожскому анаоксическому уровню соответствуют пиковые значения P/Ti и C_{org} (последнее определено методом пиролиза), тогда как раннеаптский уровень характеризуется лишь слегка повышенным значением P/Ti при высоком содержании C_{org} (рис. 2). Это позволяет предположить, что накопление органического вещества промзинских чёрных сланцев контролировалось высокой продуктивностью водных экосистем, тогда как для ульяновской толщи роль продуктивности была менее значительной.

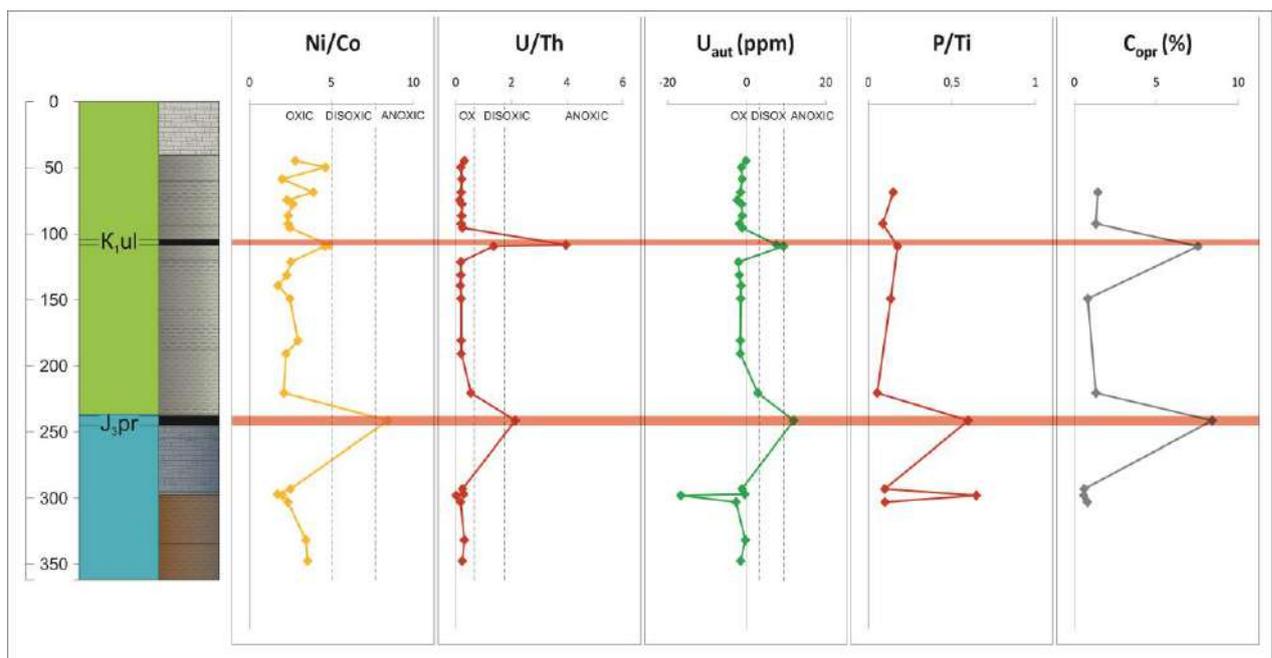


Рисунок 2. Вариации некоторых геохимических параметров в юрско-меловом разрезе северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба (скважина 1, Татарские Шатрашаны)

Литература

1. Савельева О.Л. Меловые океанские анаоксические события: обзор современных представлений // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2010. – № 1, вып. 15. – С. 46 – 55.
2. Algeo T.J., Kuwahara K., Sano H., Bates S., Lyons T., Elswick E., Hinnov L., Ellwood B., Moser J., Maynard J.B. Spatial variation in sediment fluxes, redox

- conditions, and productivity in the Permian–Triassic Panthalassic Ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. – Vol. 111. – P. 65–83.
3. Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // *Chemical Geology*. 1994. – Vol. 11. – P. 111–129.
 4. Ketris M. P., Yudovich Y. E. Estimation of clarkes for carbonaceous biolithes: world averages for traceelements contents in black shales and coals // *International Journal of Coal Geology*. 2009. – Vol. 78, – P. 135–148.
 5. Oschmann W. Black shales. Reitner J., Thiel V. (Eds.). *Encyclopedia of Geobiology*. – Dordrecht: Springer Science+Business Media B.V. 2011. – P. 201–210.
 6. Price G.D., Rogov M.A. An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 2009. – V. 273. Is. 1–2. – P. 41–49.
 7. Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography. Hillaire-Marcel Claude De Vernal Anne, eds. Elsevier, Burlington, MA, 2007. – 862 pp., illus.
 8. Scotese C.R., Moore T.L., 2014. Atlas of Phanerozoic Oceanic Anoxia (Mollweide Projection), Volumes 1–6, PALEOMAP Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL. – 28 p.
 9. Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach // *Geology*. 1988. – Vol. 16. – P. 452–455.

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ВОЗРАСТА ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ ИЛЬЯ ПРОРОК НА Р. БОЛЬШАЯ КОША (ТВЕРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Петров А.Ю. (Санкт-Петербургский государственный университет, petrovalexey1987@gmail.com), Максимов Ф.Е. (Санкт-Петербургский государственный университет, maksimov-fedor@yandex.ru), Григорьев В.А. (Санкт-Петербургский государственный университет, peratophew@gmail.com), Константинов Е.А. (Институт географии РАН, Москва, eakonstantinov@yandex.ru), Старикова А.А. (Санкт-Петербургский государственный университет, annstarikova88@gmail.com), Левченко С.Б. (Санкт-Петербургский государственный университет, golsneg@mail.ru), Карпухина Н.В. (Институт географии РАН, Москва, natalia_karpukhina@mail.ru)

Аннотация

В данной работе представлены предварительные результаты по геохронометрическому изучению $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методом одного из опорных разрезов Русской равнины – «Илья Пророк», расположенного в бассейне Верхней Волги (Тверская область). Данный разрез изучается с конца XIX века и наиболее дискуссионным вопросом является хроностратиграфическое положение органогенной озерно-болотной толщи. Количественный возраст этих отложений по разным оценкам варьирует, примерно, от 420 до 60 тыс. Нами были проведен радиохимический анализ изотопов U и Th в нескольких образцах торфяных слоев из верхней и средней части толщи. Определены прямые отношения активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, что позволило очень грубо оценить интервалы возраста этих слоев от 324 до 208 тыс. лет и от 345 до 224 тыс. лет для верхней и средней частей толщи, соответственно.

Ключевые слова: $^{230}\text{Th}/\text{U}$, датирование среднеплейстоценовых отложений, хроностратиграфия Восточно-Европейской равнины

Одной из наиболее существенных проблем хроностратиграфии четвертичных отложений Восточно-Европейской равнины является вопрос о количественном возрасте континентальных среднеплейстоценовых отложений. Малочисленность геохронометрических данных непосредственно для среднеплейстоценовых (и более древних) континентальных формаций существенно усложняет установление их хроностратиграфической позиции. В качестве основы хроностратиграфических корреляций используются изотопно-кислородные кривые, построенные по данным анализа океанических донных колонок [Bassinot et al., 1994 и другие]. По соотношению $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ выявлены этапы потеплений и похолоданий. Наличие временной шкалы для этих кривых позволяет коррелировать возрастные границы потеплений и похолоданий разных рангов, отображенных в океанических колонках, с палеоклиматической информацией, полученной для континентальных отложений. Тем самым континентальным осадкам дают формальные возрастные характеристики. Однако реальный возраст и хронология палеоклиматических событий, отраженных в этих континентальных отложениях, остаются в итоге малоизученными.

В качестве наглядного примера рассмотрим ситуацию со среднеплейстоценовыми органогенными отложениями в одном из опорных разрезов Русской равнины – «Илья Пророк», расположенного в бассейне Верхней Волги (Тверская область). Разрез изучался многими исследователями, начиная с конца XIX века [Дитмар, 1871; Хименков, 1913; Чеботарева и др., 1961 и др.]. Особое внимание привлекала мощная пачка озерно-болотных отложений. Их считали как интерстадиальными (Москвитин, 1950) так и межледниковыми, относя к разным межледниковьям – микулинскому τ (Марков, 1940), одинцовскому

(Столярова, 1961), лихвинскому [Величкевич, 1982; Писарева, 2012]. Таким образом, количественный возраст этих отложений варьировал от МИС-11 до МИС-4 (МИС – морская изотопная стадия, выделенная по изотопно-кислородным кривым), примерно, от 420 до 60 тыс. лет [Bassinot et al., 1994], то есть в интервале от среднего до позднего неоплейстоцена. На более поздних этапах изучения этого разреза пачку органогенных отложений по ископаемой флоре стали относить к лихвинскому межледниковью среднего неоплейстоцена. Однако количественный возраст этого межледникового интервала также неясен, некоторые исследователи относят его к МИС-11 [Шик, 2014a], другие к МИС-9 [Velichko et al., 2011]. В целом, можно заключить, что проблемы стратиграфического положения, количественного возраста и условий накопления органогенной толщи в разрезе «Илья Пророк» остаются неразрешенными до сих пор.

Для датирования континентальных среднелепесточеновых отложений с возрастом в несколько сотен тысяч лет и более могут применяться различные методы геохронометрии: электронный парамагнитный резонанс (ЭПР), уран-ториевый ($^{230}\text{Th}/\text{U}$), оптически стимулированная люминесценция (ОСЛ) и другие [Blackwell et al., 2016]. Наиболее интересны с позиции реконструкции палеорастительности и палеоклиматов отложения, относимые к межледниковым/межстадиальным этапам четвертичного времени. К ним относятся, в том числе погребенные континентальные органогенные отложения богатые ископаемой пылью, спорами и макроостатками растений. Для непосредственного датирования таких отложений применяется $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метод. В данном аспекте следует отметить, что для установления возраста этих осадков может быть использован и ОСЛ метод, но только косвенным образом, то есть посредством датирования вмещающих (перекрывающих и подстилающих) минерогенных осадков.

Применение $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода более развито для позднеоплейстоценовых органосодержащих отложений. Для среднелепесточеновых интервалов получено незначительное число $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировок [Максимов, Кузнецов, 2010; Geyh, Muller, 2005; Frechen et al., 2007; Waas et al., 2011; Maksimov et al., 2012]. Для Восточно-Европейской равнины есть всего одна такая $^{230}\text{Th}/\text{U}$ дата по гиттиям в парастратотипическом разрезе «Мардасавас» в Литве [Максимов, Кузнецов, 2010].

В настоящей работе мы обратились к геохронометрическому изучению на основе $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода уже упомянутой пачки органогенных отложений из разреза Илья Пророк в береговом обнажении на р. Большая Коша. Были проведены новые полевые исследования и были рассмотрены условия залегания, строение и состав отложений в этом разрезе (Константинов и др., 2017). В центральной части разреза по вертикальному профилю была вскрыта органо-минеральная толща мощностью около 7 метров, представляющая собой комплекс слоистых озерно-болотных отложений. Она включает в себя суглинки (в том числе оторфованные), аргиллиты и торфа разной степени разложения с прослоями супеси и мелкого песка. Образцы для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования были отобраны из слоя черного торфа высокой степени разложения из верхней части органо-минеральной толщи, из слоя буровато-черного листоватого торфа низкой степени разложения с обилием древесных остатков из средней части этой толщи и из прослоя оторфованного суглинка из низа толщи.

На первом (предварительном) этапе был проведен радиохимический анализ изотопов урана и тория по известной методике [Максимов, Кузнецов, 2010] в нескольких образцах торфяных слоев из верхней и средней части толщи. Требовалось определить прямые отношения активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, и, соответственно, рассчитать значения прямого $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраста. Это позволяет очень грубо оценить количественный возраст этих слоев торфа. Кроме того необходимо было определить содержание ^{232}Th (входящего в состав минеральной фракции торфа) и значение отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. На основании этих данных должно быть принято решение, потребуется ли коррекция

аналитических данных, учитывающая вклад детритного (минерального) изотопного загрязнения.

По полученным результатам было выяснено, что интервалы значений прямого $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраста с учетом погрешностей составляет 324–208 и 306–208 тыс. лет для двух образцов слоя торфа из верхней части органо-минеральной толщи и 335–217 и 345–224 тыс. лет для двух образцов слоя торфа из средней части этой толщи. При условии наличия закрытой радиометрической системы относительно изотопов урана и тория в образцах торфа эти данные позволяют предположить, что в грубом приближении формирование верхнего слоя торфа могло происходить не ранее 324 тыс. лет назад и среднего слоя торфа – не ранее 345 тыс. лет назад. Концентрации изотопов ^{232}Th и ^{230}Th в образцах не отличаются друг от друга существенным образом, и значение отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ составляет не более 1,7. Отсюда следует вывод о том, что количество изотопа тория ^{230}Th , входящего в состав минеральной фракции, весьма значительно, и поэтому для определения точного $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраста требуется коррекция аналитических данных, осуществляемая, как правило, на основе изохронного приближения [Maksimov et al., 2012]. В этом случае необходим анализ ряда одновозрастных образцов, в результате чего можно оценить вклад детритного изотопного загрязнения и в итоге получить скорректированный $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст отложений.

Таким образом, первые $^{230}\text{Th}/\text{U}$ данные геохронометрического изучения органо-минеральной толщи из разреза «Илья Пророк» позволяют сделать некоторые предварительные выводы. Время формирования верхней половины этой толщи можно ориентировочно привязать к изотопно-кислородной кривой. Этот процесс происходил не ранее МИС-9. Следует отметить, что такое сопоставление впервые осуществлено посредством получения предварительной количественной оценки в результате радиоизотопного ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) датирования торфяных слоев из этой толщи. Для определения точного значения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраста, и, следовательно, точной привязки времени формирования изучаемых органогенных отложений к изотопно-кислородной кривой необходимо получить значения отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в органических фракциях обоих торфяных слоев и прослоя оторфованного суглинка. Это может быть выполнено с применением изохронного приближения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00571.

Литература

1. Величквич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 239 с.
2. Дитмар А.Ю. Отчет по геогностическому исследованию Осташковского, Ржевского и др. уездов // Мат-лы для геол. России, т.3, 1871.
3. Константинов Е.А., Мухаметшина Е.О., Карпухина Н.В. Условия залегания и свойства погребенных органогенных отложений бассейна реки Большой Коши (Тверская область) // Естественные и технические науки. 2017. № 5. С. 56–61.
4. Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования верхне- и среднеплейстоценовых отложений // Вестник СПбГУ. 2010. Сер.7. Вып.4. С.94-107.
5. Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Тр. Верхне-Волжской экспедиции. Географ.-эконом. исслед. инст. ЛГУ. 1940
6. Москвитин А.И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР – 1950.
7. Писарева В.В. Реконструкция палеоландшафтов лихвинского межледниковья и последующего похолодания на территории Восточной Европы. – Известия РАН. Серия Географическая, 2012, № 3, с. 54-70

8. Столярова Т.И. Карта Четвертичных образований. Лист О-36-XXVIII, масштаб 1:200 000. Л.: ВСЕГЕИ. 1961
9. Хименков В.Г. Геоморфологические исследования в северо-западной и северной части 43 листа 10-верстной карты России. Изв. Геол. Ком., т. XXXII, Спб., 1913
10. Чеботарева Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии. – Бюлл. Комиссии изуч. Четверт. Периода, 1961 г., № 210.
11. Шик С.М., Неоплейстоцен центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // Стратиграфия и геол. корреляция. 2014. том 22, № 2, с. 108–120.
12. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.
13. Blackwell Bonnie A.B., Skinner A.R., Blickstein Joel I.B., Montoya A. C., Florentin J.A., Baboumian S.M., Ahmed I. J., Deely A.E. ESR in the 21st century: From buried valleys and deserts to the deep ocean and tectonic uplift // Earth-Science Reviews. 2016. V. 158 P. 125–159
14. Frechen M., Sierralta M., Oezen D., Urban B. Uranium-Series Dating of Peat from Central and Northern Europe // Developments in Quaternary Sciences. 2007. Vol. 7. P. 3-622. The Climate of Past Interglacials. P. 93-115
15. Geyh M.A., Miller H. Numerical $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating and palinological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 24. P. 1861-1872.
16. Maksimov F.E., Laukhin S.A., Arslanov Kh.A., Kuznetsov V.Yu., Shilova G.N. First $^{230}\text{Th}/\text{U}$ date of Middle Pleistocene peat bog in Siberia (key section Krivosheino, Western Siberia) // Geochronometria. 2012. Vol. 39. №. 4. P. 241–251.
17. Velichko, A. A., Faustova, M. A., Pisareva, V. V., Gribchenko, Yu. N., Sudakova, N. G. & Lavrentiev, N. V. (2011): Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology. – In Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Hughes, P.D. (Eds.): Developments in Quaternary Science, 15. – pp. 337-359 (Elsevier) Amsterdam.
18. Waas D., Kleinmann A., Lepper J. Uranium-series dating of fen peat horizons from pit Nachtigall in northern Germany. Quaternary International. 2011. Vol. 241. P. 111–124.

ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА ЭОЛОВЫХ ПЕСКОВ СЕВЕРНОЙ АФРИКИ И ОАЭ

Рахимова Е.В. (МГРИ, г. Москва, elenasamykina@rambler.ru),
Наравас А.К. (МГРИ, г. Москва, gazon91@list.ru), Дернова Е.О. (ФГУП «ВНИГНИ»,
МГРИ, г. Москва, dernova.eo@gmail.com), Махмуд А.Ш. (Университет Файюма, Файюм,
Египет, halim.geologist@mail.ru)*

Анотация

Приведены результаты исследований эоловых песков трех пустынь с помощью грануломинералогического анализа. На примере кварца, как самого распространенного минерала, показаны особенности строения песков, проведен сравнительный анализ кварца разных пустынь.

Ключевые слова: эоловые пески, кварц, грануломинералогический анализ.

В последнее время происходит интенсивное освоение пустынь. Причина лежит в росте населения и отсутствии свободных земель. Иначе, пустыни становятся уже геолого-социальным фактором. Поэтому геологическое изучение пустынь становится актуальным.

В качестве исследований рассматриваются эоловые пески Сахары - Нубийской пустыни (Египет), Большой Западный Эрг (Алжир) и пустыни Руб-Эль-Хали (ОАЭ). Пробы песков отобраны непосредственно авторами.

При изучении песков использовался грануломинералогический анализ, разработанный Сурковым А.В. [2]. Грануломинералогический анализ заключается в выделении из породы песчаной компоненты (0,05-2,5 мм) с последующим измерением мономинеральных фракций минералов. Измерения проводятся по трем осям: одна ось А – длина зерна, вторая ось В – ширина зерна, третья ось С – толщина зерна. По результатам измерений строятся гистограммы распределения минералов по размерам и частотам встречаемости. Определенный спектр размеров и тип гистограммы характеризует определенный генетический тип отложений [1]. В работе в основном применен гранулометрический анализ, являющийся частью грануломинералогического анализа.

В Нубийской пустыне среднегорный резкорасчлененный рельеф. В районе исследованной территории расположен водораздельный хребет, разграничивающий Красноморский и Нильский водосборные бассейны. Абсолютная высота этого водораздела около 1 000 м. Относительные превышения колеблются от 50 до 500 м. От этого водораздела системно субширотно отходят сухие долины – вадии, выполненные неоген-четвертичными обломочными отложениями, в том числе и эоловыми песками. Климат аридный. Температура в летнее время днем +50°, а ночью +30°C. В зимнее время температура от 35° днем, до 0°C ночью. Характерны сильные ветры, в основном северо-западного направления. Атмосферные осадки редки и только в зимний период в виде кратковременных ливней, образующих мощные селевые потоки.

Отмеченный водораздел сложен породами верхнего протерозоя, которые перекрыты верхнемеловыми осадочными флюоритизированными породами, вмещающие прослойки элювиальных песков мощностью до нескольких метров. Верхнепротерозойские породы представлены в районе в основном формацией Митик, имеют мощность 1 000 – 2 000 м. Сложены кварц-мусковит-гранатовыми гнейсами и амфиболитами, сменяющиеся выше по разрезу сланцами кварц-мусковитового и кварц-биотит-полевошпатового состава. Интрузивные породы занимают до 35% территории и представлены гипербазитами верхнепротерозойского времени в виде серпентинитов и тальк-тремолит-карбонатных пород.

Предметом наших исследований явились перевеянные указанные уже современные эоловые пески, которые локализуются в центральных частях многочисленных вадии. Они состоят из обломков кварца, полевого шпата, биотита, амфиболов, граната, лейкоксена (по

ильмениту) и др. (рис. 1а). В магнитной фракции наблюдается ильменит и магнетит (дипирамидальные кристаллы). В породе также присутствует аутигенный кальцит в виде небольших пластиночек.

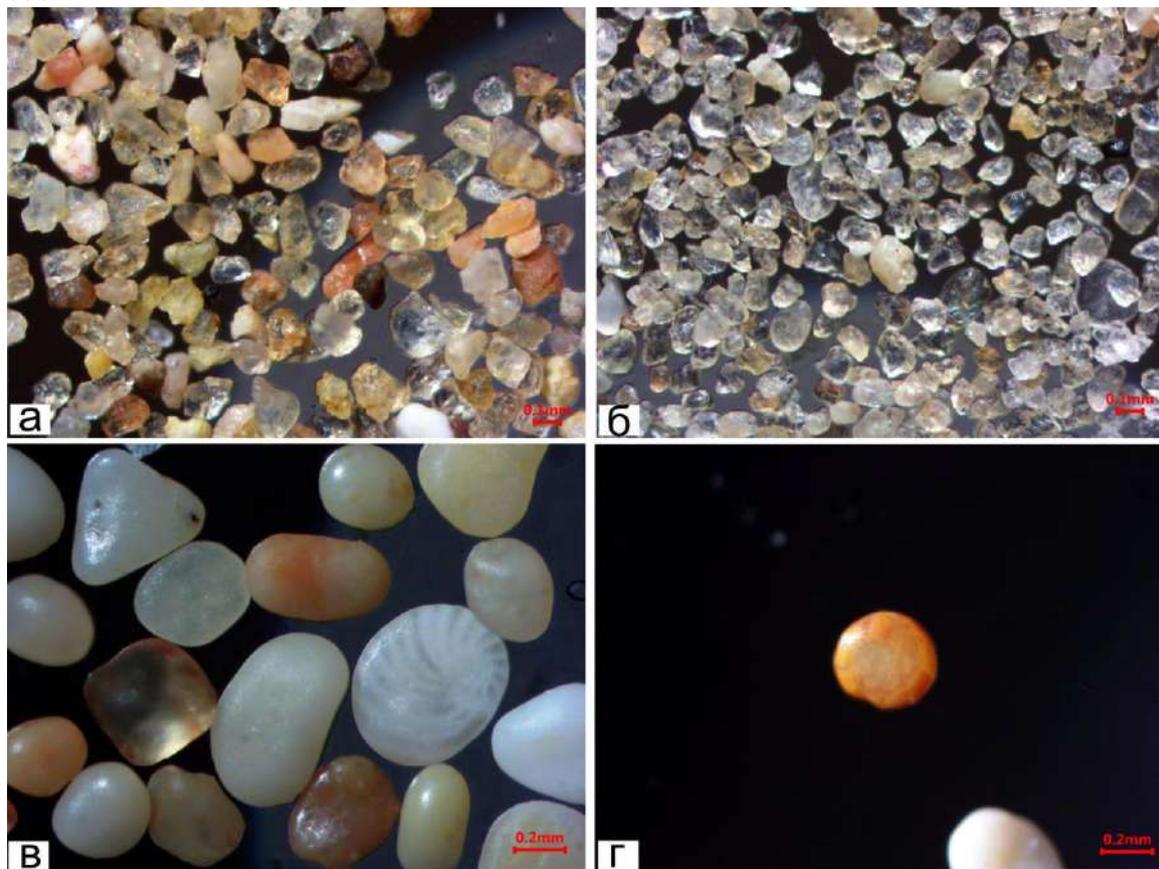


Рисунок 1. Пески эоловых отложений: а – Нубийская пустыня; б – пустыня Большой Западный Эрг; в - пустыня Руб-Эль-Хали; г – «пустынный загар» на кварце (пустыня Руб-Эль-Хали).

Кварц преимущественно прозрачный, бесцветный, светло-желтый, блестящий, редко матовый. Размер зерен меньше 0,25 мм, редко больше. По степени окатанности преимущественно угловато-окатанный, неокатанный, реже окатанный, что связано, с близостью материнских пород. Форма выделения преимущественно округлая, удлиненная, что зависит от первичной формы минералов. На многих зернах наблюдаются железистые пленки или скопления окиси железа в неровностях поверхности зерен. Также в части зерен наблюдаются вкрапления магнитных минералов, в связи с чем, они попадают в магнитную фракцию.

Анализ построенной гистограммы распределения зерен кварца позволяет сделать вывод о том, что формирование этих песков связано с ветровой деятельностью. Спектр размеров совпадает с интервалом непрерывности. Частоты встречаемости распределяются закономерно – плавно возрастают и убывают, что связано с сортировкой материала по аэродинамическим характеристикам.

Для Алжирской Сахары областью сноса обломочного материала явились окружающие многочисленные каменистые пустыни и поднятия, часто значительные. Так, в центральной Сахаре существуют поднятия – нагорья Ахаггар (г. Тахат, 3003 м) и Тибести (г. Эми-Куси, 3415 м), которые несут следы активного неогенового и современного вулканизма с лавовыми полями и гейзерами. На поверхности Ахаггара и Тибести ежегодно выпадает даже снег. К северу от Ахаггара до горного массива Атлас простирается Алжирская Сахара. На северо-западе – это песчаная пустыня Большой Западный Эрг, а на юге – Большой Восточный Эрг,

самая большая песчаная поверхность в мире. Границей является плато Тадемаит. Для большей части Сахары характерны обильные росы (из-за низких ночных температур), способствующие образованию поверхностных известковистых кор. Кроме Нила в Сахаре нет транзитных рек с постоянным водотоком. Однако, после редких, но обильных дождей заполняются водой сухие русла - вади. 70% территории Сахары представлена ландшафтом в виде каменистых пустынь. Песчаные пустыни занимают всего 1/9 площади Сахары, что характерно для пониженных районов. Для Сахары в целом характерен преобладающий северо-восточный пассат в течение всего года.

Объектом изучения были пески, отобранные на Большом Западном Эрге (рис. 1б). Результаты их исследований были опубликованы ранее [1]. Состоят преимущественно из кварца, также встречается полевой шпат, гранат; в магнитной фракции – ильменит и магнетит. В породе также присутствует аутигенный кальцит в виде небольших пластинок.

Кварц преимущественно светло-желтый, прозрачный, бесцветный, блестящий, реже матовый. Размер зерен меньше 0,25 мм, редко больше. По степени окатанности преимущественно полуокатанная, угловато-окатанная, реже окатанная. Форма выделения округлая, удлиненная. На многих зернах наблюдаются железистые пленки или скопления окиси железа в неровностях поверхности зерен.

Анализ построенной гистограммы распределения зерен кварца позволяет сделать вывод о том, что формирование этих песков связано с ветровой деятельностью. Спектр размеров совпадает с интервалом непрерывности. Частоты встречаемости распределяются закономерно – плавно возрастая и убывая, что связано с сортировкой материала по аэродинамическим характеристикам.

Аридная песчаная пустыня Руб-Эль-Хали занимает площадь 650 000 км² и расположена на территории ОАЭ, Саудовской Аравии, Йемена и Омана. Является одной из крупнейших песчаных пустынь мира. Занимает треть Аравийского полуострова, поэтому уместно назвать эти пески аравийскими. В течение года наблюдается осадков менее 35 мм, температура летом до +52°C, а зимой выше +30°C. Дюны песка достигают уникальной высоты - 250 м. Под песками залегают плиты гипса, слои гравия и песчаника. Пески имеют в различных частях пустыни разный цвет, однако преобладают красновато-оранжево-кремовые цвета. Это связано с пленками окиси железа на песчаных зернах, которые в основном до 80 – 90% представлены кварцем, а оставшиеся 10 – 20% полевым шпатом. Считается, что пески интенсивно двинулись на полуостров с Аманского нагорья 5 тыс. лет назад.

Проба песков отобрана на территории Дубай (ОАЭ). Она сложена преимущественно кварцем, в меньшей степени полевыми шпатами, также наблюдаются гранаты, амфиболы, лейкоксен и т.д. В магнитной фракции – ильменит и магнетит. Кальцит (аутигенный) встречается в виде корочек или пленочек на зернах.

Кварц размером до 0,6 - 0,7 мм, преимущественно матовый, желтого (разные оттенки) и рыжего цветов, реже прозрачный (блестящий и матовый) (рис. 1в). На поверхности многих зерен хорошо видны железистые пленки, особенно на прозрачных разностях (рис. 1г). По-видимому, их наличие и придает породе кремовый, желтый цвет. Кварц имеет совершенно окатанную и окатанную, редко угловато-окатанную форму, изредка неокатанную (до 1%, характерно для зерен размером меньше 0,05 мм). Можно установить 3 основные разновидности формы: уплощенная, сферическая и округлая; первые две преобладают.

Анализ построенной гистограммы распределения зерен кварца позволяет сделать вывод о том, что формирование этих песков связано не только с ветровой деятельностью, но и с водными потоками (в меньшей степени), так как наблюдаются спектры размеров характерных для аллювиальных отложений. Возможно, эти отложения первоначально были сформированы русловыми потоками и в последствии переверены.

В целом, можно сказать, что состав эоловых песков тесно связан с источниками сноса обломочного материала. Нубийские пески неоген-четвертичного возраста олигомиктовые, четко отражают состав исходных верхнепротерозойских пород, в связи с близостью материнских пород. Пески Большого Западного Эрга, в силу удаленности от источника, более мономинеральны, в них преобладает кварц. Пески Руб-Эль-Хали также связаны с источниками вещества, отражая состав мезозой-кайнозойских пород, подстилающих их и выходящих на поверхность на юге Аравии. Во всех песках можно отметить наличие аутигенного кальцита в виде пластиночек или в виде корочек на поверхности зерен, как например в пустыне Руб-Эль-Хали, что связано с гипергенными процессами.

Размер зерен кварца преимущественно соответствует фракции 0,05 – 0,25 мм, в пустыне Руб-Эль-Хали присутствует и более крупный материал, длиной до 0,7 мм.

Степень окатанности кварца не всегда зависит от удаленности от материнских пород. Окатанные и хорошо окатанные зерна больше характерны для многократно переотложенных и переветренных песков, как например, в пустыне Руб-Эль-Хали. В остальных пустынях преобладают полуокатанные и угловато-окатанные обломки.

Кварц аравийской пустыни имеет отчетливый «пустынный загар» красновато-оранжевого и кремового цвета, что связано с наличием пленок гидроокислов железа вокруг зерен, либо с заполнением неровностей на поверхности зерен. Это характерное явление для эоловых отложений не выражено на кварце других пустынь.

Анализ построенных гистограмм распределения зерен кварца показывает, что формирование песков в пустыне Руб-Эль-Хали, связано с перевеванием и переотложением русловых отложений, о чем свидетельствуют спектры размеров и характер распределения внутри фракций.

Для уточнения состава, строения и генезиса изучаемых отложений в дальнейшем предполагается провести рентгено-структурный анализ, для микроскопических исследований применить электронную микроскопию.

Литература

1. Самыкина Е.В. Методика диагностики генетических типов отложений по данным грануломинералогического анализа // Материалы докладов VII международной конференции «Новые идеи в науках о земле». Том 1. – М., 2005. С. 215.
2. Сурков А.В. Новое в изучении песчано-алевритовой компоненты россыпей и осадочных пород (Альтернативная методика). М.: Издатель Е. Разумова, 2000. С. 286.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬ КАК РЕЗУЛЬТАТ ТАНГЕНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Садовников Г.Н. (МГРИ, sadovnikov.gennady@yandex.ru),
Гришмановская С.С. (МГРИ)*

Аннотация

Теория геосинклиналей, концепция дрейфа континентов и плейттектоника разработаны в основном на материалах по разным мегаструктурам земной коры и поэтому не являются в принципе взаимоисключающими. Анализ максимальных мощностей нижне- и верхнепалеозойского тектонических циклов неопровержимо доказывает, что в палеозое внутри континентов имелось четыре крупных линейных конседиментационных прогиба (геосинклинали): Средиземноморский, Северо-Атлантический, Урало-Монгольский, Тихоокеанский. Но их существование может объясняться не радиальными перемещениями фрагментов земной коры, а утонением коры в результате ее тангентального растяжения.

Ключевые слова: геосинклиналь, дрейф континентов, максимальные мощности тектонических циклов, палеозой, пластичность чехла древних платформ, плейттектоника, радиальные перемещения, тангентальные растяжения.

Цель сообщения – обсудить реальные соотношения представлений теории геосинклиналей, концепции дрейфа континентов и плейттектоники.

Геосинклиналь – одно из фундаментальных понятий теории геосинклиналей, которая родилась в Западной Европе и была создана почти исключительно на материале по континентам. Данных о строении океанов в то время практически не было.

Первоначальная концепция дрейфа континентов, предложенная А. Вегенером, оперировала только понятиями «континент» и «океан» и определяла их взаимоотношения. Структуры внутри континентов, понятие «геосинклиналь» в ней не рассматривались.

Основы новой версии мобилизма – тектоники литосферных плит (плейттектоники) – заложены группой американских геофизиков и океанологов. Они основаны исключительно на материалах по геологии «молодых» (мезо-кайнозойских) океанов и областей, пограничных между океанами и континентами. Последние в теории геосинклиналей назывались либо молодыми геосинклиналями, либо континентальными окраинами. Исследователи этого направления, оттолкнувшись от идеи СУЩЕСТВОВАНИЯ тангентальных (горизонтальных) тектонических движений континентов, пришли к мысли, о том, что существуют ТОЛЬКО тангентальные движения. Если первое доказывалось новыми данными о строении океанов, то второе просто декларировалось. Никакого разумного обоснования этого предложено не было. Тем не менее понятие «геосинклиналь» стало считаться несовместимым с тангентальной подвижностью материков. Данные по геологическому строению континентов, их структуре и ее изменению во времени, накопленные многими поколениями геологов мира, фундаментальные палеогеографические, тектонические, седиментологические закономерности были объявлены устаревшими и просто отброшены. Самое понятие «континент», существовавшее и в теории геосинклиналей, и до ее появления, и являвшееся одним из основных в первоначальной концепции дрейфа континентов, в плейттектонике исчезло. В результате частная геотектоническая модель, возможно (да и то не безусловно), справедливая для НЕКОТОРЫХ регионов Земли и лишь в ПОСЛЕДНИЕ 200 МЛН. ЛЕТ ЗЕМНОЙ ИСТОРИИ, стала номинироваться как всеобъемлющая в пространстве и во времени.

Русская геологическая школа «отпочковалась» от западноевропейской. Но ее становление происходило на просторах громадного государства с уникальным геологическим разнообразием. В его пределах были две совершенно разные древние

платформы и три подвижных пояса. Благодаря этому и почти полностью реализованным реализованным программам Государственной геологической съемки масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 русская геологическая школа превзошла западно-европейских «родителей» по мощи. И странно, что геологи, принадлежащие русской школе, не хотят задуматься и трезво оценить американский вариант мобилизма.

Методы, использованные в работе – обобщение имеющихся данных о пластичности чехла и верхних частей фундамента и анализ максимальных мощностей отложений в разных структурах континентов.

Из сказанного видно, что теория геосинклиналей и плейттектоника реально разработаны для РАЗНЫХ мегаструктур земной коры. Как ни странно, это дает основание попытаться примирить внешне противоположные модели. Для этого нужно не так уж много. Фиксистам нужно признать, что СУЩЕСТВУЮТ тангентальные (горизонтальные) тектонические движения, как не обязательно единственный, но возможный их вид. Плейттектонистам нужно признать, что СУЩЕСТВУЮТ континенты, как один из основных типов мегаструктур земной коры (как это делал А. Вегенер), и что, следовательно, нет оснований прямо и безусловно распространять на континенты океанические модели.

Следует также признать пластичность чехла и верхних частей фундамента. Есть два доказательства этого. Первым доказательством пластичности является существование складчатых деформации горных пород. Оно свидетельствует, по крайней мере, о пластичности горных пород, которые не метаморфизованы или находятся на невысоких стадиях метаморфизма. Вторым доказательством является известный факт, что поверхность Мохоровичича в общих чертах зеркально отражает структуры чехла РАЗНЫХ ПОРЯДКОВ, поднимаясь под отрицательными структурами и погружаясь под поднятиями.

Известно, что при растяжении любого тела, возможны деформации двух типов: 1) разрыв (в непластичных средах); 2) утонение (в пластичных средах) (Садовников, 2009). В океанах мы знаем только разрывы. Это свидетельствует о непластичности «базальтового слоя», но отнюдь не доказывает, что в верхней части фундамента и в чехле не могут формироваться утонения. Напротив, горизонтальное растяжение не только может, но ДОЛЖНО привести к ПОЯВЛЕНИЮ утонений. На поверхности фундамента они будут выражаться в виде ГЛОБАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ. Осадконакопление в них будет идти по тем же законам, что при радиальных движениях.

Максимальные мощности нижнепалеозойского (каледонского) тектонического цикла по субширотному профилю через средние широты Северного полушария (табл. 1) сильно и закономерно меняются. Они минимальны на древних платформах (1 – 2 – 8 км), выше – рядом с древними платформами (при этом к западу от каждой платформы больше, чем к востоку от нее: 10 и 8 – 6 и 4 – 30 и 12 км), максимальны между древними платформами (на западе меньше, чем на востоке: 8 и 14 – 4 и 30 км). Аналогичные данные имеются для нижнего палеозоя по субмеридианальному профилю через Европу и Африку, а также для верхнепалеозойского (герцинского) тектонического цикла. Речь идет об отложениях, связанных не с глубоководными желобами, а с континентами. Их мощность без влияния конседиментационного прогибания не могла быть более 5-6 км. На

Таблица 1

Максимальные мощности (в км) каледонского тектонического цикла

Тихоокеанский пояс, восток	Северо-Американская платформа	Аппалачи	Уэльс	Шотландия	3.-Европейская платформа	В.-Европейская платформа	Урал, Западн. склон	Урал, Восточн. склон	Западный Казахстан	Монголия	Восточный Казахстан	Сибирская платформа	Тихоокеанский пояс, запад
10	1	8	14	2	6	2	4	6	16	26	30	8	12

самом деле они значительно больше. Это неопровержимо доказывает, что в палеозое внутри континентов имелось пять крупных линейных конседиментационных прогибов: субширотного – Средиземноморского, субмеридианальных – Северо-Атлантического (только в раннем палеозое) и Урало-Монгольского и кольцевого – Тихоокеанского. Эти данные, полученные несколькими поколениями геологов мира, бесспорны. Игнорировать их, голословно объявлять их устаревшими серьезный исследователь не имеет права. А ведь именно эти ПРОГИБАНИЯ на начальных стадиях развития, А НЕ возникающая позднее СКЛАДЧАТОСТЬ дали название терминам «геоСИНКЛИНАЛЬ» и «теория геоСИНКЛИНАЛЕЙ». Если даже согласиться с тем, что в океанах и на континентальных окраинах этих структур нет (с чем согласны не все исследователи), то это может свидетельствовать только о непластичности коры в этих областях в мезо-кайнозое. Плитная структура в палеозое не проявляется.

Однако, существование системы прогибов НА ПОВЕРХНОСТИ фундамента не обязательно указывает на радиальные перемещения фрагментов земной коры. Положение поверхности Мохоровичича указывает на то, что оно скорее может объясняться утонением коры в результате ТАНГЕНТАЛЬНОГО растяжения.

Выводы. Теория геосинклиналей, концепция дрейфа континентов и плейттектоника разработаны в основном на материалах по разным мегаструктурам земной коры и в принципе не являются взаимоисключающими. Анализ максимальных мощностей нижне- и верхнепалеозойского тектонических циклов неопровержимо доказывает, что в палеозое внутри континентов не было плитной структуры, но имелось пять крупных линейных конседиментационных прогибов: Средиземноморский, Северо-Атлантический, Урало-Монгольский, Тихоокеанский. Однако, их существование может объясняться не радиальными перемещениями фрагментов земной коры, а утонениями коры в результате тангентального растяжения.

Литература

1. Антонов А.Ю. Эволюция главных геодинамических направлений современной геологической науки. Обзор материалов Российского реферативного журнала за 2008-2009 гг. (ч. 2) // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2011. № 1 (17). С. 157 - 171.
2. Садовников Г.Н. О некоторых небесспорных «истинах» в истории Земли // IX международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады. Т. 1. М.: РГГРУ, 2009. С.92.

ПРОПУЩЕННЫЙ ЮБИЛЕЙ (К 60-ЛЕТИЮ ПЕРВОГО ВЫПУСКА СПЕЦИАЛЬНОСТИ ПС В МГРИ)

Садовников Г.Н.(МГРИ,sadovnikov.gennady@yandex.ru),
Туров А.В. avturov@yandex.ru (МГРИ)*

Аннотация

Специальность «Геологическая съемка и поиски полезных ископаемых» (ПС) существовала в МГРИ в 1954г. – 2011г. Она была организована для обеспечения кадрами составление Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000. Эта программа была почти закончена, и на ее основе проведено составление второго поколения Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000. Сейчас среднемасштабные геологические съемки практически не ведутся. Государственная России геологической карты масштаба 1:1 000 000 является не новым поколением, а лишь оцифрованной и дополненной новой версией карты. Только многоуровневый геопрогноз, предваряющий детальные поиски, может обеспечить их максимальную эффективность. Нужно срочно начинать работы по его организации и образовать в РГГРУ новую специальность – геопрогнозирование.

Ключевые слова: геологическая съемка, геологическое образование, геопрогноз, поиски полезных ископаемых.

Специальность «Геологическая съемка и поиски полезных ископаемых» (ПС) была создана в МГРИ в 1954г. с целью подготовки кадров геологов-съемщиков для государственной программы Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Первый выпуск специалистов был в 1959г. Полувек юбилей выпуска прошел незамеченным. В этом году – шестидесятилетие.

Организация специальности запоздала. Планомерная Государственная геологическая съемка СССР началась вскоре после окончания Великой Отечественной войны. Первый ее этап – съемка масштаба 1:1 000 000 – велась при острой нехватке геологических кадров, зачастую – еще студентами, а то и людьми, не имеющими геологического образования. Нужно отметить, что некоторые из этих «неучей» со временем стали очень знающими квалифицированными геологами. Ко времени организации специальности ПС этот этап был в основном закончен.

При организации поисково-съемочной специальности в МГРИ некоторые учебные курсы были существенно изменены. За несколько лет до официального появления поисково-съемочной специальности, реагируя на запросы геологической отрасли, на старших курсах в одной из групп ввели дополнительные курсы по литологии (С.В. Тихомиров), микропалеонтологии (сотрудники Геологического института С.Н. Наумова и Е.А. Рейтлингер) и др.

А геологическая съемка страны масштаба 1:200 000 уже началась. Она проводилась несколькими организациями. Среди них был Всесоюзный Аэрогеологический трест (позднее объединение «Аэрогеология»). В то время геологические работы велись только с использованием топографических карт. Но именно в эти годы была закончена аэрофотосъемка страны. И в «Аэрогеологии» работы стали проводить с использованием аэрофотоснимков. Многие геологи овладели способностью видеть стереоэффект на парах аэрофотоснимков без оптических приборов непосредственно в маршруте. Точки наблюдения, геологические границы «накальвались» на снимках с высокой точностью – острием иглы. Через несколько лет все съемки в стране стали проводиться с использованием аэрофотоснимков. Но «Аэрогеология» осталась лидером геолого-съемочных работ. Именно в «Аэрогеологии» стали работать сначала некоторые из пока еще неофициальных

«съемщиков», а потом и геологи первого и следующих выпусков специальности ПС. Разумеется, вскоре и во многие другие организации пришли и успешно работали геологи новой специальности.

Многие нынешние и недавние преподаватели кафедр общей геологии и палеонтологии и региональной геологии кончали вуз по специальности ПС.

Но пришли другие времена. Исчез Советский Союз, была сильно покалечена лучшая в мире геологическая служба, сочли ненужной «устаревшую» методику – геологическую съемку. Чуть было не исчез РГГРУ. Ликвидирована «за ненадобностью» специальность ПС. Ликвидирована «Аэрогеология». Если не ошибаюсь, съемка масштаба 1:200 000 еще полностью не завершена. О работах по доизучению никто не говорит. А ведь первые двухсотки нужно практически делать заново. Геологические карты масштаба 1:1 000 000 второго (для СССР) поколения, сделанные по материалам съемок масштаба 1:200 000 и фактически подводящие их итоги, сейчас переделываются. Но это отнюдь не новое поколение карт. Это лишь новая версия. Карты оцифрованы, включена новая информация. Но предыдущие карты делали геологические коллективы, хорошо знакомые с регионом, чуть ли не ползком исползавшие многие его участки. А первое российское поколение, похоже, делают люди, хорошо знакомые с компьютерными технологиями, но зачастую недостаточно хорошо знающие и регион, и суть геологического картографирования.

Мы понимаем и ощущаем сейчас, во что обходится стране, людям восстановление на современном уровне армии, без которой жить-то нельзя. Но без минерального сырья жить тоже не получится. Никакие цифровые и другие сверхновые технологии не помогут, если их нечем будет делать. Дорогостоящие детальные поиски и разведку без предшествующих съемочных работ проводить можно. Только это будут очень долгие и дорогие работы с очень ненадежными результатами. Детальные поиски будут быстрыми и качественными, если районы для них отбирать тщательно и внимательно. Основой должны быть результаты предшествующих гораздо менее затратных съемок и общих поисков. А их сейчас некому вести. Тех, кто знает и умеет это делать, осталось очень мало. Да и обычные полевые работы они вряд ли в состоянии проводить. Это проблема, которую не могут и не должны решать производственные компании, даже мощные. Нужно готовить государственную программу работ по прогнозированию полезных ископаемых. Нужно учить новое поколение. Но научить быть полевым исследователем нельзя только в стенах вуза. Вторая составляющая образования – полевые работы. Кто и где этому сейчас может учить? В вузе, кстати, преподавателей, знакомых с этим, тоже почти нет. Проблема усугубляется с каждым днем. Нужно, чтобы в Министерстве геологии ощутили ее суть. Чтобы было, кому решать проблему, нужно срочно создавать новую специальность. Не съемочную, а на ее базе – новую: «Прогнозирование полезных ископаемых». РП или РПП. Тогда через пять лет появится небольшая группа специалистов, которая будет в состоянии в системе Министерства геологии или по его заказу в РГГРУ грамотно спланировать и организовать такую программу и еще через несколько лет запустить ее.

Разведочные работы – работы трехмерные. Съемка и поиски старого образца – четырехмерные поскольку включают четвертое – временное – измерение. Многоуровневые геопрогнозные исследования, включающие съемку и попутные поиски с применением легкой «носимой» современной геофизической аппаратуры и современных средств связи и ориентирования, аэро- и космофотогеологические исследования, картировочное бурение, выборочно – глубокое, а, возможно, и сверх-глубокое бурение, составление карт не на два, как раньше, а минимум на три горизонта – это «Геопрогноз» будущего. Это, с одной стороны, не такая уж сказка, с другой – не бесполезные разговоры. Реализация такой программы сделает гораздо более продуктивными геолого-разведочные работы. А без них стране жить нельзя.

БАКТЕРИАЛЬНАЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЯ КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ГЕНЕЗИСА ЛАТЕРИТНЫЙ БОКСИТОВ

Слукин А.Д. *, Боева Н.М., Шипилова Е.С. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, boeva@igem.ru), Жегалло Е.А., Зайцева Л.В. (Палеонтологический институт РАН)

Аннотация

Описаны результаты взаимодействия органического мира с латеритными бокситами. Показаны минерализованные биопленки, бактерии, влияние микроорганизмов на растворение кварца и образование гиббсита и гематита. Описанные примеры гиббситизации продуктов роющих организмов и биоминеральных пленок являются материальными следами гигантской работы, производимой биотой в процессе бокситообразования. Особенно важно подчеркнуть, что в процессах латеритообразования кварц обладает парадоксально высокой растворимостью, обусловленной его пьезоэлектрическими свойствами, высокой трещиноватостью и взаимодействием с биотой.

Ключевые слова: бактериальная палеонтология, латеритные бокситы, биогенный гиббсит, биогенный гематит, растворение кварца, биоминеральные пленки

Боксит – горная порода, состоящая из минералов гидроксидов Al: гиббсита – $Al(OH)_3$, бемита – $AlO(OH)$ и диаспора – $AlO(OH)$. В нем могут присутствовать примеси окси-, гидроксидов Fe: $FeO(OH)$ и гематита Fe_2O_3 и титана: рутила и анатаза – TiO_2 , а также каолинита и кварца. При благоприятных экономических параметрах боксит является алюминиевой рудой. Боксит представляет собой конечный продукт выветривания алюмосиликатных пород любого состава и генезиса. Сохранившийся *in situ* он носит название латеритного боксита (ЛБ). Размытый, переотложенный и сконцентрированный в иных областях аккумуляции, боксит называется осадочным. Доля первого в мировых запасах составляет 85%, второго – 15%.

В результате исследований ученых многих стран мира установлено, что ЛБ образуются в условиях жаркого, переменного-влажного тропического климата. В обстановке относительно спокойного тектонического режима, на сглаженных положительных формах рельефа. ЛБ венчают зональные профили коры выветривания (КВ), мощности которых достигают 600 м (Чадобецкое поднятие, Сибирская платформа) и 150 м (Вост. Гаты, Индия). Нижние зоны представляют собой дезинтегрированные материнские породы, переходящие кверху в зоны глин, сложенные аллофаном, гидрослюдами, монтмориллонитом, галлуазитом и каолинитом. Каолины резко или постепенно через каолинит-гиббситовые породы сменяются каменистыми гиббситовыми или гиббсит-бемитовыми бокситами. Во всех этих зонах гипергенные породы хорошо сохраняют реликтовые текстурно-структурные особенности материнских пород и устойчивые минералы (рутил, циркон, частично кварц и др.).

В верхней части профиля под слоем почвы на ЛБ воздействуют самые химически активные дождевые воды, проникающие сквозь живую листву растительного покрова, почву, мортмассу, корневую систему, бесчисленные ходы микро-, мезо- и макрофауны, наполненные продуктами их жизнедеятельности. Здесь бокситы подвергаются мощной механической, биологической, биохимической и биогеохимической переработке, и образуется зона биологической педотурбации [1]. В результате наших наблюдений над латеритами Индии, Гвинеи, Бразилии и Сибири было установлено, что в матриксе псевдоморфных бокситов после биологической педотурбации не остается ни одного целого кристалла гиббсита. Вместе с тем, ходы роющих организмов и весь матрикс покрыты обильными биоминеральными пленками, частично или полностью перекристаллизованными.

Эти наблюдения позволяют нам обратиться к выявлению ранее неизвестных деталей генезиса бокситов с помощью методов бактериальной палеонтологии [2-4]. Хотя эта наука ограничена в своих исходных данных очень простой морфологией объектов, в ней особое значение приобретают продукты жизнедеятельности бактерий, выраженные в виде биопленок, биоморфоз, биоминералов, биогеохимических особенностей конкретных геологических и минералогических объектов. Биопленки – это совокупность микробных клеток, других мельчайших частиц, воды и, в большинстве случаев, внеклеточного полимерного органического вещества, которое удерживает клетки вместе и на поверхности [2].

Физические, химические и биологические свойства биопленок зависят от окружающей среды даже в пределах нано- и микроразмерной шкалы и ее изменений в узком интервале времени. Поэтому в микроскопических объемах бокситов сосуществуют рядом или перемежаются почти чисто алюминиевые биопленки (рис. 1а), железистые (рис. 1б), марганцовистые и смешанные (рис. 2а). Морфология пленок и их химический состав были изучены с помощью сканирующих электронных микроскопов JSM-5610LV («JEOL Ltd.», Япония) с ЭДС-спектрометром INCA-450, CamScan-4 («Cambridge») и TESCAN VEGA ПХМУ («Tescan»). Поверхность затвердевших пленок напоминает высохший клей, местами с трещинами усыхания. Процесс раскристаллизации пленок быстротекущий, поэтому бокситы насыщены пленками разной степени кристаллизации: от появления единичных нано- и микрокристаллов до образования сплошных щеток кристаллов и окаймляющих рубашек минералов матрикса.

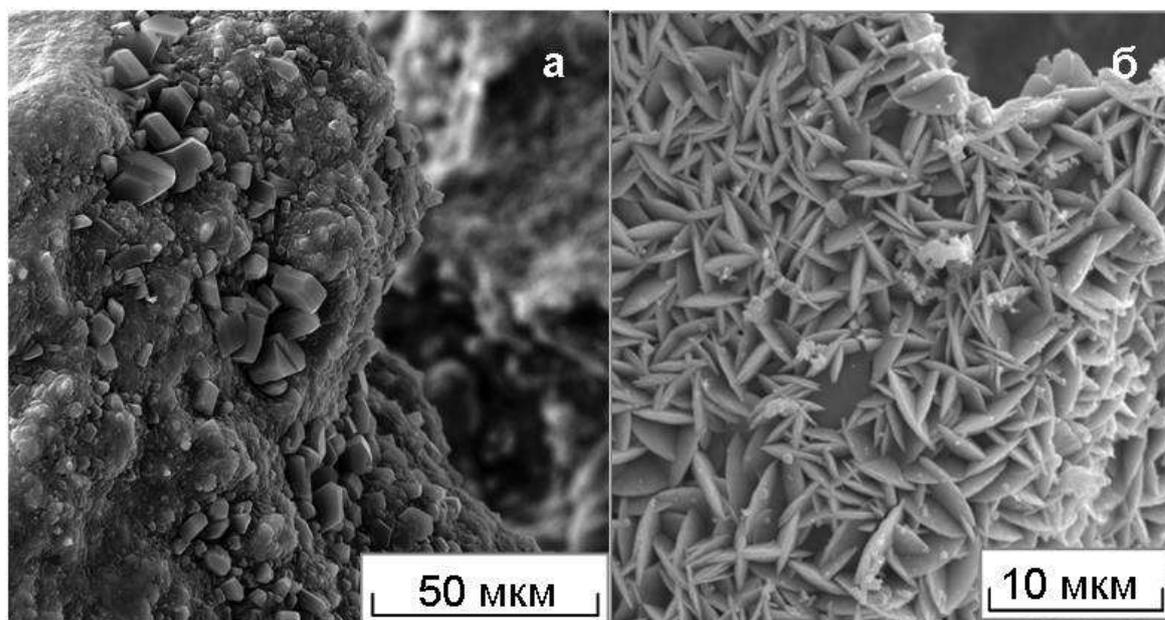


Рисунок 1. Гиббсит по биоминеральной пленке (а), биоморфоза гематита по биоминеральной пленке (б). СЭМ.

Кристаллы гиббсита, слагающие матрикс бокситов, и кристаллы, образовавшиеся из биопленок и в ходах червей, обладают рядом типоморфных особенностей. В пористом матриксе кристаллы гиббсита сдвойникованы по (001). Их росту и полному идиоморфизму мешает лишь соседство друг с другом. В самых тонких пленках его кристаллы образуют разрозненные шестиугольные таблитчатые кристаллы, которые разрастаются и превращаются в плоские щетки, в которых кристаллы часто сдвойникованы по (100) и (110). При увеличении толщины пленки происходит двойникование по (001) и возникают шестиугольные призмы и усеченные пирамиды.

В ходах червей, обильно пропитанных биопленками, комковатые продукты пищеварительного тракта превратились в протяженные друзы совершенных шестиугольных коротких призм, слегка сужающихся к пинакоидам верхнего и нижнего основания. Они имеют размеры в пределах 30-60 мкм. На гранях призм четко видна параллельная штриховка от (100) и (110), а на пинакоидах – следы сложного двойникования. Ярким типоморфным признаком этих кристаллов является наличие на поверхности пинакоидов обильных полусфер, напоминающих следы газовых пузырей. При разрушении этих друз последующим роющим организмом, обломки кристаллов гиббсита с полусферами на гранях хорошо диагностируются в матриксе.

Продукты пищеварительного тракта ползающих и роющих организмов широко распространены в кавернах бокситов (рис. 2б). Стенки каверн покрыты раскристаллизованными биопленками, а сами продукты лежат на них в виде вытянутых или кучеобразных выделений, состоящих из гиббсита, гематита, сидерита и галлуазита. Особое место занимают биопленки, облегающие зерна и жилки кварца. В латеритизированных аллювиальных отложениях Малобарского побережья Индии, зерна полностью окаймлены биопленками. Внутри многих из них оказываются пустые пространства, ограниченные сплошными щетками кристаллов гиббсита, конгруэнтно повторяющих очертания растворившихся зерен. Межзерновые пространства, заполнены множеством органических остатков и кристаллов гиббсита. В более древних КВ на гранитах и кондалитах Индии реликтовые зерна кварца резко выделяются благодаря наличию вокруг них окаймляющих зазоров. Биоминеральные пленки тяготеют к кварцу и способствуют его растворению. По мере растворения и уменьшения объема зерна кварца биопленка превращается в щетку кристаллов гиббсита и отслаивается. На остатке кварца возникает новая пленка. Таким образом, нами выявлено до 4-5 конгруэнтных облегающих щеток гиббсита – до полного растворения кварца. Несомненно такая тесная связь биопленок с кварцем и его высокая растворимость обусловлены его уникальными пьезоэлектрическими свойствами и трещиноватостью. Кварц притягивает к себе биопленки, богатые самыми активными химическими реагентами [5].

Наконец, нами обнаружено парадоксальное явление. При встрече с, казалось бы, непреодолимым препятствием – жилкой кварца – роющие организмы не отступают, а атакуют его. Вначале они смачивают поверхность кварцевой стенки своей слизью, а затем сверлят ход, опять же обильно смазывая его слизью. К сожалению, инструменты сверления не сохранились, что абсолютно естественно для биогеохимической обстановки в ЛБ. Если, предположительно, они принадлежали многочетинниковым червям (*Annalida Polycheta*), то естественно, при захоронении они растворились. Тем не менее, ходы имеют вид скважины с хорошо выраженной каймой шлама. Слизь превратилась в биоминеральную пленку, состоящую из трубчатого галлуазита.

Результаты наших исследований ЛБ свидетельствуют том, что все процессы разрушения материнских пород и образования гипергенных минералов, происходят в тесном взаимодействии с живым и мертвым органическим веществом. Поэтому результаты взаимодействия минералов и дистиллированной воды представляют интерес лишь для сравнительного анализа. Описанные примеры гиббситизации продуктов роющих организмов и биоминеральных пленок являются материальными следами гигантской работы, производимой биотой в процессе бокситообразования. Особенно важно подчеркнуть, что в процессах латеритообразования кварц обладает парадоксально высокой растворимостью, обусловленной его пьезоэлектрическими свойствами, высокой трещиноватостью и взаимодействием с биотой.

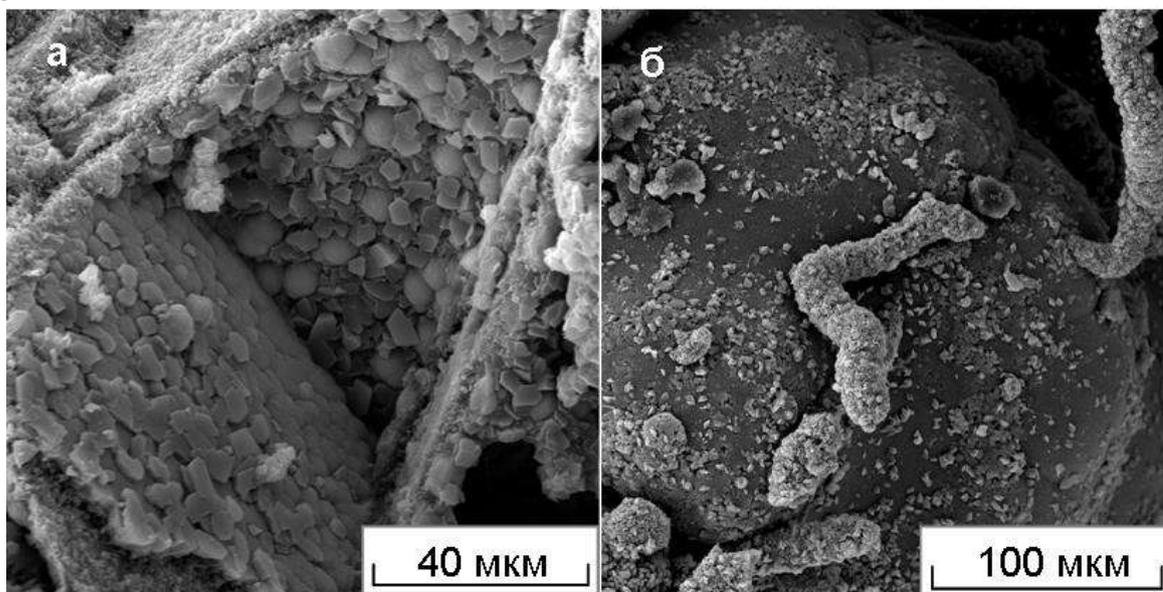


Рисунок 2. Гибсит по биоминеральной пленке (а), минерализованные продукты жизнедеятельности организмов (б). СЭМ.

Работа выполнена в рамках госзадания по теме 0136-2018-0025.

Литература

1. Бактериальная палеонтология / Под ред. Розанова А.Ю. М.ПИН РАН. 2002. С. 188.
2. Слукин А.Д., Бортников Н.С., Жегалло Е.А., Жухлистов А.Д., Боева Н.М. Гибсит и каолинит в зоне биологической педотурбации латеритного профиля: разные судьбы (на примере месторождений Сибири, Индии, Гвинеи и Бразилии) // ДАН. 2014. Т. 458. № 5. С. 572–577.
3. Slukin A.D., Bortnikov N.S., Zhegallo E.A., Zaytseva L.V., Zhukhlistov A.P., Mokhov A.V., Bueva N.M. Biomineralization in bauxitic laterites of modern- and paleotropics of Earth // Biogenic - Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems / Editors: Frank-Kamenetskaya, Olga V., Panova, Elena G., Vlasov, Dmitry Yu. 2015. Springer. P. 67-75.
4. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А., Бугельский Ю.Ю., Слукин А.Д., Новиков В.М., Еганов Э.А., Георгиевский В.В., Жуков В.В., Мыскин В.И., Одокий Б.Н. Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения). М.: Эслан. 2004. 184 с.
5. Слукин А.Д., Боева Н.М., Жегалло Е.А., Зайцева Л.В. Биоминералы латеритных бокситов – новые данные по результатам электронно-микроскопического изучения // Новые данные о минералах. 2016. В.51. С. 52-61.
6. Слукин Д.Д., Бортников Н.С., Боева Н.М., Жухлистов Д.Л., Мохов Д.В., Жегалло Е.Д., Зайцева Л.В. Вещественные следы взаимодействия латеритов и биоты (по результатам электронно-микроскопического изучения) // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология. Сборник трудов XV Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания 24-28 августа 2015 г. Пермь: ПГНИУ, 2015. С. 212-213.

ИСКОПАЕМЫЕ ПОЗВОНОЧНЫЕ ТАВДИНСКОЙ СВИТЫ ЮГА ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ (ЭОЦЕН, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

*Стрельцов Андрей Алексеевич** (Ученик 10 класса МАОУ Лицей №81
E-mail: andrey.andreevich.02@inbox.ru)

Научный руководитель: Трубин Я.С. (Специалист НОЦ «Геология нефти и газа»)

Аннотация

В работе приводятся данные по находкам ископаемых костистых и хрящевых рыб тавдинской свиты (эоцен, Западная Сибирь) из керна скважины, пробуренной на Кыштырлинском месторождении керамзитовых глин в рамках проекта по расширению представлений о биоразнообразии палеогена и неогена Западной Сибири. Определяется систематическая принадлежность ископаемых остатков позвоночных и их динамика по разрезу, а также изменения палеоэкологических обстановок среды во времени.

Ключевые слова: Тавдинская свита, эоцен, Западная Сибирь, Тюменская область, костистые рыбы

Отложения Тавдинской свиты широко распространены на территории Западной Сибири и служат важным источником ряда нерудных полезных ископаемых на юге Тюменской области, которые требуют точной стратиграфической привязки и выяснения условий их формирования для дальнейшего прогноза и поиска новых месторождений и уточнения их стратиграфических и фациальных границ. Очень важным источником этой информации являются палеонтологические находки. Ранее корреляция, стратиграфическая привязка отложений тавдинской свиты и выяснение особенностей условия осадконакопления производилось по средствам привлечения данных по палинологии [Ахметьев и др., 2004], фораминиферам и остаркодам [Подобина, 2012], моллюскам [Трубин, 2018; Мартынов и др., 1975] и следам жизнедеятельности некоторых беспозвоночных [Нестеров и др., 2018]. По морским позвоночным, хоть они и распространены повсеместно в этих отложениях, имеются только единичные данные по зубам акул [Малышкина, 2003] и костистым рыбам. В литературе отсутствуют сведения об особенностях распространения позвоночных по разрезу и их биоразнообразии, что может быть также основой для выполнения биостратиграфической привязки и повышении ее надежности. Соответственно одной из первоочередных целей становится определение особенностей динамики по разрезу ископаемых позвоночных.

Единственным местом, где обнажаются и доступны, для непосредственного изучения отложения Тавдинской свиты на юге Тюменской области – является Кыштырлинский карьер. Для изучения полного разреза свиты и ее фауны, летом 2018 года на территории Кыштырлинского месторождения была пробурена скважина (56о55'16.26''N 65о49'35.70''E). Препарирование ископаемых производилось путем их обработки в специальных растворах щелочи при температуре 100оС.

В глинах тавдинской свиты ископаемые остатки позвоночных представлены преимущественно углифицированным ихтиодетритом, фосфатизированными чешуйками костистых рыб и слабо измененными их зубами и зубами хрящевых рыб. Фрагментарность находок не позволяет сделать точную таксономическую диагностику. Однако хорошая сохранность и морфологическое разнообразие позволяет выделить искусственные таксоны (морфотипы) (Рис 1): Наиболее обильно встречаются позвонки округлые с боковыми ямками; трапецевидные с боковыми ямками; округлые гладкие с боковыми ямками; трапецевидные без боковых ямок. Все позвонки небольших размеров до 0.7 см, остистый отросток не сохраняется. Распространение по разрезу – прерывистое (Рис 2). Остатки хрящевых рыб представлены преимущественно зубами акул рода *Carcharias* и некоторыми скатами. Широко

распространены по разрезу, при этом отмечается закономерное уменьшение размера зубов в верх по разрезу.

Находки позвоночных Тадинской свиты (костистых и хрящевых рыб) имеют важное стратиграфическое значение в связи с высокой степенью обильности, крайнего морфологического разнообразия и стратиграфической связанности с разными частями разреза. Для составления наиболее дробной и надежной стратиграфической схемы по позвоночным, которая коррелировалась бы с унифицированной схемой [2001], требуется продолжить полевые исследования и сбор ископаемого материала на Кыштырлинском карьере и на естественных обнажениях, где выходят эоценовые породы.

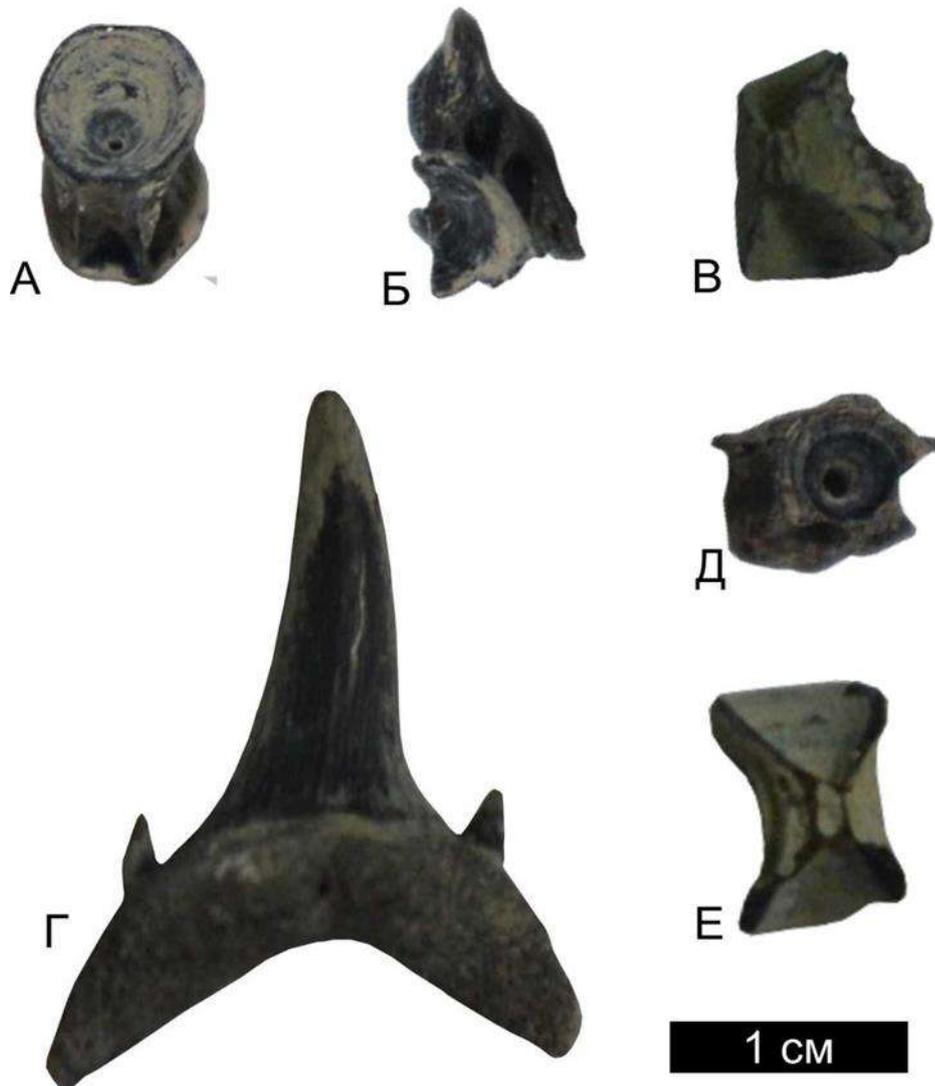


Рисунок 1. Комплекс ископаемой фауны позвоночных. А- Округлый, с боковыми ямками; Б- Трапецевидный, с боковыми ямками; В- Трапецевидный, без боковых ямок; Г-Зубы акул рода *Carcharias*; Д- Округлый, без боковых ямок; Е-Округлый, гладкий, с боковыми ямками.

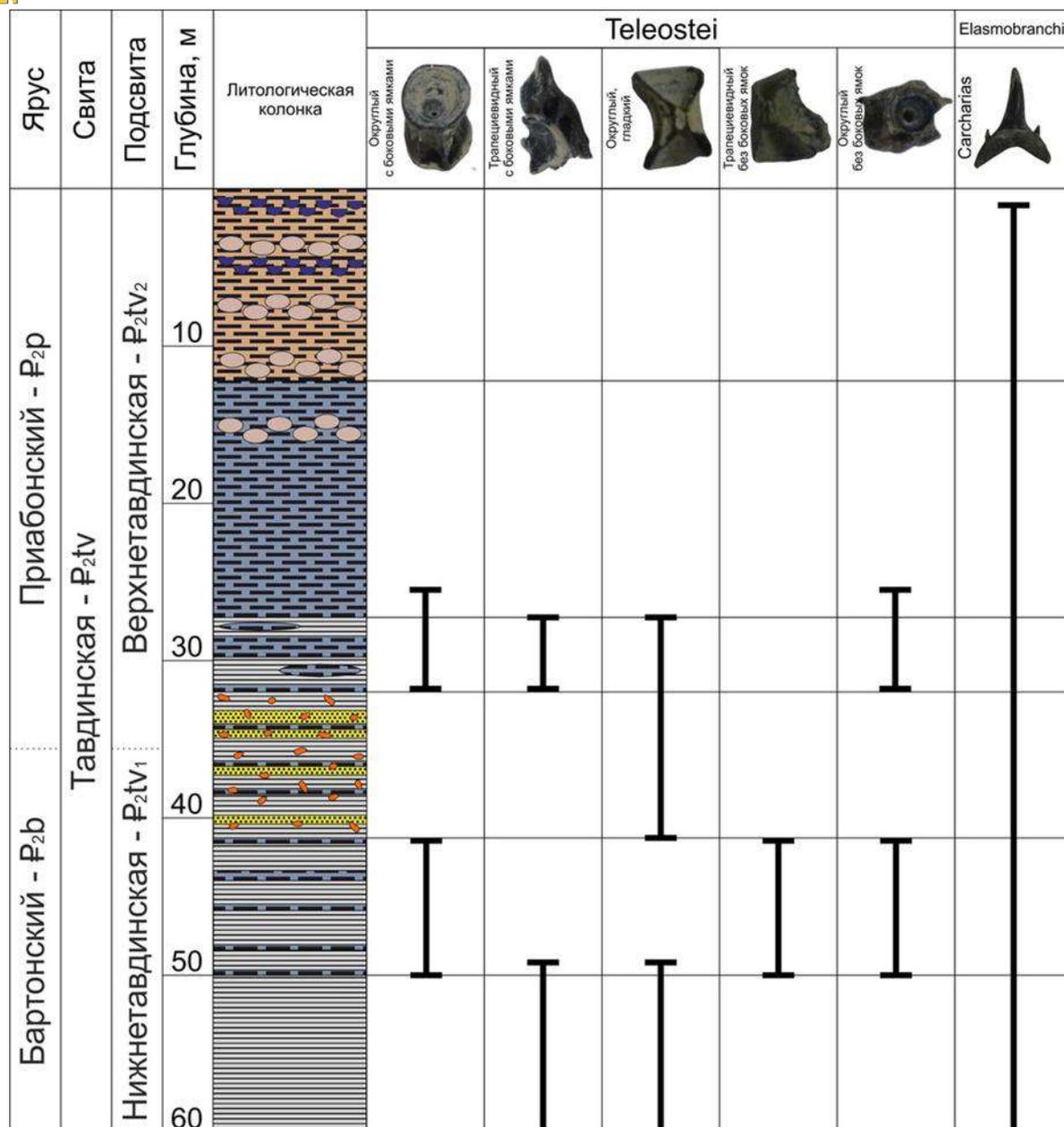


Рисунок 2. Распространение Teleostei и Elasmobranchii по слоям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мартынов В.А., Сигов А.П., Чирва С.А. Западно-Сибирская плита. Наливкин Д.В. (ред.) Стратиграфия СССР. Палеогеновая система // Москва, Недра, 1975, с. 315-329.
2. Нестеров И.И., Трубин Я.С., Смирнов П.В., Ян П.А. Первые находки ихнофоссилий в отложениях тавдинской свиты (средний-верхний эоцен) на юго-западе Западной Сибири // Доклады Академии Наук, 2018, Т. 481, с. 1-4.
3. Трубин Я.С. Представители семейства Naticidae тавдинской свиты (эоцен, Западная Сибирь) // Ruthenica, 201, vol. 28, No. 1, с. 11-17.
4. Малышкина Т.П. Комплекс эласмобранхий эоцена в плейстоценовом аллювиальном тафоценозе в среднем зауралье: биостратиграфическое и палеогеографическое значение // Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, 2003, с. 84-90.

5. Ахметьев М.А. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Часть 1 // Стратиграфия. геологическая корреляция, Геологический институт, Москва, 2004,с. 67-93
6. Подобина В.М., Чернышов А.И. Стратиграфия и микрофаунистическая характеристика тавдинской свиты Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета, ТГУ, Томск, 2012,с. 216-220
7. Гулари Ф.Г., Волкова В.С., Бабушкин А.Е., Головина А.Г., Никитин В.П., Некрасов А.И., Кривенцов А.В., Доля Ж.А., Колыхалов Ю.М., Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений западно-сибирской равнины. Объяснительная записка // Сибирский научно исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, 2001,с. 83

НИЖНЕЮРСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА Г. ПАТИЛЬ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

*Туров А.В. * (МГРИ, avturov@yandex.ru),
Агафонова Г.В. (МГРИ, agafonovagalina@inbox.ru), Андрухович А.О. (МГРИ,
aoandruhovich@mail.ru), Комаров В.Н. (МГРИ, komarovmgri@mail.ru), Рахимова Е.В.
(МГРИ, elenasamykina@rambler.ru)*

Аннотация

Установлены структурные типы нижнеюрских известняков, залегающих на северном склоне горы Патиль (левый борт р. Бодрак, Юго-Западный Крым). Определены основные компоненты известняков, показано преобладание в их составе остатков криноидей. Сделаны выводы об обстановке формирования.

Ключевые слова: Крымский учебный геологический полигон, нижняя юра, эскиординская свита, известняки, линза, криноидеи, брахиоподы, осадконакопление.

В долине р. Бодрак на территории Крымского учебного геологического полигона встречаются конгломераты, гравелиты, песчаники и известняки, образующие небольшие скальные выходы среди нижнеюрских аргиллитов эскиординской свиты [4, 7] (мендерской толщи [5], мендерской свиты [3]). Известняки органогенно-обломочные и обломочные, содержат комплекс окаменелостей позднего синемюра - плинсбахы и считаются одновозрастными вмещающим аргиллитам. На природу тел, сложенных известняками, нет единой точки зрения. Одни исследователи считают, что известняки образуют линзы, которые формировались на приподнятых участках дна среди иловых впадин [4, 5, 7]; другие рассматривают их как олистолиты, оторванные от субстрата и гравитационно погружившиеся в глины [1, 3, 6]; третьи относят к тектонокластам [3] Лозовского меланжа. По нашему мнению, эта задача не может быть решена без детального седиментологического и литологического анализов как известняков, так и вмещающих их аргиллитов.

На территории учебного полигона известны четыре выхода известняков: в Аммонитовом овраге, на г. Патиль, в левом борту овра. Шара, на водоразделе овра. Шара и Мендер. В последнем обнажении известняки переходят в кварцевые песчаники.

На г. Патиль рассматриваемые известняки обнажаются на небольшом (протяженностью 17 м и высотой 2,5—3 м) участке Бодрак—Мендерского водораздела.

Известняки макроскопически светло серые и коричневатые, неравномерно кавернозные и ожелезненные, очень крепкие. Породы переполнены члениками криноидей, которые местами образуют линзовидные скопления. Широко распространены раковины мелких брахиопод и их створки, реже роостры белемнитов и единичные обломки аммонитов. Встречаются обломки известняков и терригенная примесь песчаного, гравийного и галечного размера. Известняки массивные, неявно линзовидные. В средней части обнажения известняки характеризуются комковатой текстурой, образуемой известняковыми комками галечной размерности (5—10 см), переполненными обломками иглокожих.

Микроскопическим анализом установлены структурные типы известняков: органогенно-обломочный, обломочный и оолитово-органогенно-обломочный.

Изучение шлифов выявило, что основным резко преобладающим компонентом всех типов известняков являются обломки иглокожих, преимущественно криноидей, реже – иглы морских ежей. Все остальные органогенные компоненты (кроме брахиопод) суммарно составляют не более 10%.

Обломки криноидей разного размера (от 0,15 мм до 1,5 см в шлифах) и разной формы несут на себе следы окатанности различной степени. Многие обломки окружены каемками грануляции в виде неравномерных по ширине полосок, сложенных пелитоморфным

кальцитом – чаще всего являющимся продуктом жизнедеятельности микробиальных организмов. Некоторые обломки повреждены в результате жизнедеятельности камнеточцев, образующих внутри них ходы. На обломках наблюдаются наросты пелитоморфного карбоната, образованные микробиальными организмами. Встречаются обломки стеблей в виде сочлененных вместе члеников (до 4, в единичном случае до 12).

Целые раковинки брахиопод в шлифах встречаются редко и имеют размеры 0,8—1,35 мм. Чаще наблюдаются обломки их створок размером 0,6—2,0 мм, сложенные волокнистым кальцитом.

Раковины гастропод характеризуются размерами 0,24—3,45 мм и имеют хорошую сохранность. Почти в каждом шлифе отмечаются одно, либо несколько ядер гастропод, сложенных пелитоморфным кальцитом.

Раковинки мелких многокамерных, реже однокамерных фораминифер, размером 0,45—1,25 мм, имеют разную форму сохранности. Остатки зеленых водорослей (?) размером до 1,6 мм представлены частицами пластинчатой формы. Обломки створок пелеципод размером 0,48—1,84 мм имеют вытянутую пластинчатую форму и сложены янокристаллическим кальцитом. Встречаются единичные целые раковинки остракод размером до 0,64 мм хорошей сохранности. Остатки кубков губок размером до 7 мм заполнены пелитоморфным, пелитоморфно-сгустковым кальцитом, обломками иглокожих мелкопесчаного размера. В шлифах встречены обломки губковых колоний.

Важный компонент известняков – известняковые обломки (интракласты), присутствующие в органогенно-обломочном структурном типе, либо образующие самостоятельный обломочный структурный тип. Интракласты имеют органогенно-обломочную структуру, содержат остатки иглокожих и створки брахиопод или характеризуются пелитоморфной структурой с органогенным шламом, мелкопесчаной и алевритовой примесью обломков кварца. Размер интракластов песчаный, гравийный, реже галечный; форма неправильно изометричная; обломки окатанные. Интракласты являются продуктом местного перемыва не полностью литофицированного осадка.

Оолитово-органогенно-обломочные известняки почти нацело сложены обломками криноидей, часть из которых является ядрами оолитов. Вокруг ядер образованы концентры от 1 до 5. На концентры нарастают крустификационные каемки; выборочно такой кальцитовый агрегат еще и регенерируется.

К некарбонатным компонентам известняков относятся единичные крупно-песчаные обломки песчаника и аргиллита, обломки кварца и единичные обломки кварцитов; в одном шлифе встречен обломок сильно ожелезненной кремнистой (халцедон) породы. Кварц характеризуется прямым погасанием, редко мозаичным и волнистым. Терригенные обломки преимущественно окатанные, реже полуокатанные, располагаются между карбонатными структурными компонентами, иногда входят в состав известняковых интракластов. Всего терригенная примесь составляет менее 1%.

Характерной особенностью рассматриваемых известняков является цементация структурных компонентов. Преобладающая часть обломков окружена каемками крустификационного кальцита нескольких генераций. Генерации в свою очередь разделяются тончайшими прерывистыми каемками, редко микросгустками пелитоморфного карбоната. Отмечается до 5 таких генераций. Ширина их составляет до 0,9 мм. Кристаллы кальцита каемок непрозрачные из-за присутствия в нем пелитоморфной карбонатной примеси. В отдельных случаях крустификация проявляется не полностью и окружает обломок каемкой лишь с одной стороны. Крустификационные каемки чаще сливаются между собой, реже между ними формируются агрегаты относительно чистого и прозрачного мелкокристаллического кальцита ксеноморфной и неправильно изометричной формы.

В известняках между компонентами наблюдается материал-заполнитель, по структуре сгустковый, пелитоморфный и пелитоморфно-сгустковый. Сгустковый заполнитель

представлен сгустками пелитоморфного кальцита размером 0,03-0,09 мм изометричной, реже неправильно изометричной и овальной формы с расплывчатыми и четкими контурами, пространство между которыми заполнено микро-тонкокристаллическим кальцитом. Пелитоморфный наполнитель образован однородной массой кристаллов размером менее 0,005 мм.

Соотношения между крустификационным, пелитоморфным и сгустковым кальцитом разнообразны. Встречаются участки, в которых развит сгустковый цемент при отсутствии крустификационных каемок вокруг обломков. Иногда обломки с крустификацией погружены в микросгустковую карбонатную массу или обломки окружены неравномерной по толщине каемкой сгусткового кальцита, которая в свою очередь покрыта крустификационным кальцитом. Иногда между крустификационными каемками располагается однородный пелитоморфный известняк. В известняках преобладает смешанный тип цементации и заполнения межформенного пространства несколькими структурными типами кальцита.

Вторичные изменения известняков связаны с цементацией структурных компонентов (описанной выше). К другим вторичным процессам относятся перекристаллизация, регенерация, инкрустация, растворение, ожелезнение.

Выводы

Установлено, что внутреннее строение известняков на северном склоне г. Патиль характеризуется следующими особенностями:

- основной, резко преобладающий органогенный компонент – это обломки иглокожих, преимущественно криноидей. Далее в порядке убывания распространены раковины и обломки створок брахиопод, раковины и обломки гастропод, ядра гастропод, раковины фораминифер, остатки зеленых водорослей (?), губок, раковины остракод, остатки аммонитов, радиолярий(?);

- среди обломков любого происхождения преобладает крупнопесчаная, грубопесчаная и гравийная фракции;

- среди обломков пород преобладают известняки разнообразной структуры местного происхождения (интракласты), изредка встречаются обломки песчаников и аргиллитов;

- почти полностью отсутствует терригенная примесь, кроме редких обломков кварца и кварцитов средней и крупной песчаной фракции в отдельных шлифах;

- особым структурным компонентом являются оолиты с ядрами криноидей и несколькими концентрирами – показатели активной гидродинамики;

- цементом в известняках служат агрегаты крустификационного и неправильно изометричного кальцита;

- наполнителем является пелитоморфный и микросгустковый кальцит;

- в отдельных случаях пространство между обломками заполняет глинистое и терригенно-глинистое вещество.

Образование рассматриваемых известняков происходило в мелководной зоне бассейна, в поле волнового воздействия на осадок, на что указывает окатанность органогенных частиц и интракластов; средняя степень сортировки, выражающаяся в преобладании трех размерных фракций: крупно - грубопесчаной и гравийной.

Криноидеи, являясь прикрепленными организмами, фильтраторами, селились в зонах постоянных течений, способствующих разносу питательных веществ. Волнения и генерируемые ими течения перемывали и окатывали их обломки, но не выносили с данного участка морского дна. Формированию устойчивого грунта, не поддающегося размыву, способствовала ранняя цементация органогенных и известняковых обломков. Несмотря на то, что криноидеи относятся к морским стеногалинным организмам, проживающим в море нормальной солености, занятый ими биотоп был малопригоден для жизни других форм. Об этом свидетельствует крайне скудный в качественном и количественном отношении набор сопутствующих организмов. К постоянным сожителям криноидей относятся лишь мелкие

брахиоподы. Их изучение [2] показало, что примерно 25% раковин имеют гладкие створки, что определяется их прижизненным строением, около 20% характеризуются тонкорестристой скульптурой, все остальные имеют груборестристую раковину. Эти данные свидетельствуют о том, что волнения и течения на данном участке морского дна не были столь сильными, чтобы изменить скульптуру раковин брахиопод абрадирующим действием взмученного карбонатного песка. Раковинки фораминифер, остракод, обломки губковых колоний, проблематичные остатки зеленых водорослей и формы, похожие на радиолярии, так же как и остатки аммоноидей, могли быть привнесены в осадок с других участков дна. Об отсутствии сильных постоянных волнений свидетельствует отсутствие сгруженности обломочных частиц, наличие седиментационного пелитоморфного карбоната между форменными компонентами осадка. В то же время гидродинамическое воздействие на осадок приводило к образованию интракластов. Ранняя литификация осадка способствовала возникновению жесткого каркаса – твердого морского дна, на котором селились, обитали и гибли последующие поколения иглокожих, формируя аккумулятивное карбонатное тело.

Литература

1. Кликушин В.Г. О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. В. 6. С. 71-79.
2. Комаров В.Н., Волкова Г.Д., Грибовская О.А. Новые данные о нижнеюрских спириферах Юго-Западного Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. 2014. № 6. С. 12-18.
3. Милеев В.С. Вишневская Л.Е., Фролов Д.К. Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М., 1989. С. 5-79.
4. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова // Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. М. 1973. С. 26-33.
5. Панов Д.И. Стратиграфия триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. В. 3. С. 13-25.
6. Славин В.И. Новые данные о саблынской свите в Лозовской зоне Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1986. № 2. С. 29-35.
7. Цейслер В.М., Караулов В.В., Туров А.В., Комаров В.Н. О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1999. № 6. С. 8-18.

АУТИГЕННЫЙ САНИДИН ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ГЖЕЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИРПИЧНЫХ ГЛИН

Яшунский Ю.В.* (ГИН РАН, yryashunsky@gmail.com),
Федоров А.В. (МГРИ, valerich63@mail.ru)

Аннотация

в докладе приводится описание аутигенного калиевого полевого шпата из песчано-глинистых и карбонатных пород гжельского яруса верхнего карбона, вскрытых в Гжельском карьере кирпичных глин в Московской обл. Для полевого шпата, представленного К-санидином и образующего идиоморфные каймы на поверхности песчаных обломочных зерен КПШ, псевдоскелетные кристаллы и тонкокristаллические агрегаты, псевдоморфно замещающие органогенный карбонатный детрит, определен химический состав, параметры элементарной ячейки и показатели Al/Si упорядоченности.

Ключевые слова: аутигенный санидин, терригенные породы, гжельский ярус, Московская синеклиза

В каменноугольных карбонатных отложениях Московской синеклизы аутигенный калиевый полевой шпат известен с начала прошлого века, когда М.Ф. Гранжан [7] обнаружил в известняках московского яруса среднего карбона в ныне не существующем Мячковском карьере микроскопические (3–25 мкм) идиоморфные кристаллы, определенные как микроклин. В настоящее время на территории южной части Московской синеклизы, включая Окско-Цнинский вал, аутигенные калиевые полевые шпаты (КПШ) установлены нами в отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона в 35 объектах [4, 5, 6].

На всех объектах аутигенная полевошпатовая минерализация представлена тремя морфологическими типами, среди которых преобладают зональные зерна с новообразованными идиоморфными каймами алюмосиликата на поверхности песчаных обломочных зерен КПШ и тонкокristаллические агрегаты, псевдоморфно замещающие органогенный карбонатный детрит. Реже встречаются псевдоскелетные кристаллы [4, 5, 6].

По данным микронзондового анализа элементный состав всех морфологических типов аутигенных КПШ на всех изученных объектах оказался практически идентичным с подавляющим преобладанием K_2O над Na_2O , CaO , BaO и SrO . Значения параметров элементарной ячейки и показатели Al/Si упорядоченности в структурно неэквивалентных тетраэдрических позициях позволяют идентифицировать аутигенный калиевый полевой шпат как высокий К-санидин.

На большинстве объектов эти новообразования встречены в карбонатных отложениях и только на двух объектах – в песчаных и песчано-глинистых породах: в верейском подъярусе московского яруса в Калиново-Дашковском карьере и в добрятинском подъярусе гжельского яруса в Гжельском карьере кирпичных глин, где они изучены наиболее детально [7].

Гжельское месторождение кирпичных глин расположено в 1–2 км к северу от железнодорожной ст. Гжель в Раменском р-не Московской обл. Здесь издавна добывались среднеюрские (байосские) огнеупорные гжельско-кудиновские глины. Разработка красноцветных каменноугольных глин шелковской свиты началась после Великой Отечественной войны. В настоящее время добыча глин приостановлена.

Карьеры Гжельского месторождения многие десятилетия были и остаются одним из интереснейших объектов студенческих геологических практик, приводящихся геологическими вузами Москвы.

Согласно недавно уточненной схеме расчленения гжельского яруса в стратотипической местности [1] на месторождении вскрыты отложения щелковской и турабьевской свит добрянтинского подъяруса.

Большая часть отложений щелковской свиты сложена кирпично-красными слабоалевритистыми глинами с пятнами и прослоями зеленовато-серого цвета. В основании глин залегают песчаники (1–2 м) мелко- и среднезернистые зеленовато-серые, местами кирпично-красные, полимиктовые полевошпат-кварцевые, слюдяные, горизонтально- и косослоистые. Присутствует небольшое количество карбонатного раковинного детрита и редкие целые створки раковин брахиопод семейства Orthotetidae. Цемент песчаников базальный глинистый, в среднезернистых разностях базальный кальцитовый. В кровле глин залегает серия маломощных (5–30 см) прослоев и линз среднезернистых глинистых песков и песчаников зеленовато-серого цвета. Согласно современным представлениям, терригенные породы щелковской свиты являются авандельтовыми отложениями [3]. Выше по резкой границе залегают светло-желтые пористые и кавернозные тонкозернистые доломиты турабьевской свиты (1,5–2,5 м) с большим количеством ядер пелеципод, гастропод и брахиопод. В кровле доломитов местами отмечается прослой (5–30 см) рыхлой однородной микрочернистой (0,01–0,02 мм) доломитовой муки белого и желтого цвета, представляющей собой кору выветривания.

Для извлечения зерен полевых шпатов глины и глинистые песчаники обрабатывались 10%-ным водным раствором пирофосфата натрия, песчаники с карбонатным цементом и доломиты – 10%-ным раствором соляной кислоты.

Аутигенные калиевые полевые шпаты установлены во всех литологических разностях терригенных и карбонатных отложений гжельского яруса (рис. 1).

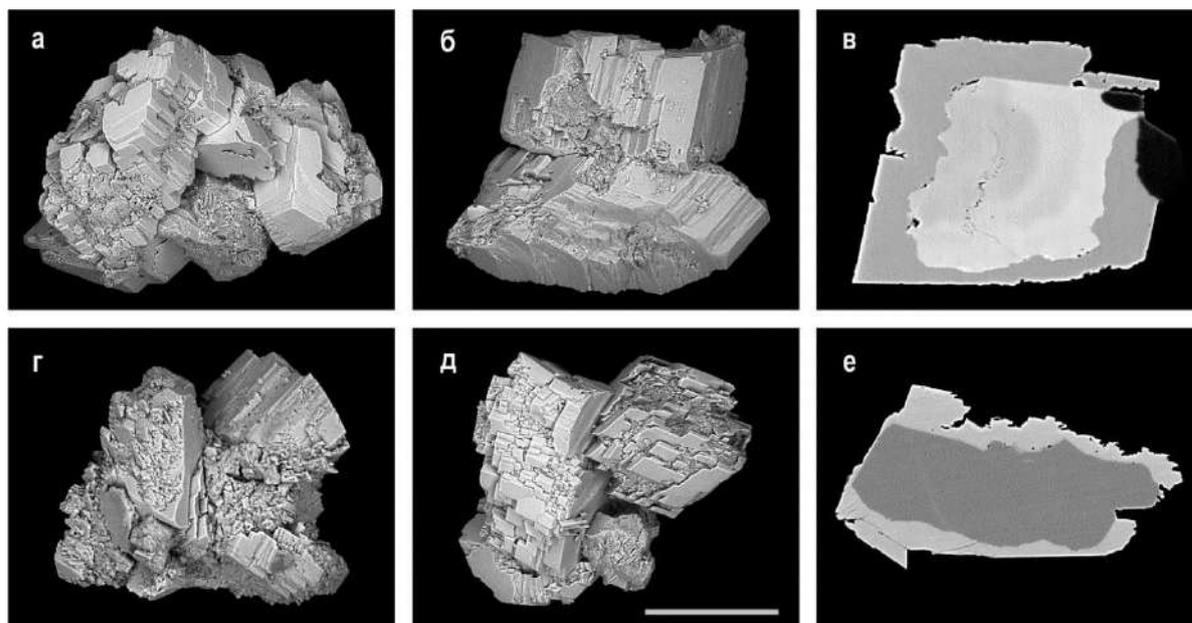


Рисунок 1. Зональные зерна КФС с аллотигенным ядром и аутигенной каймой: а - в – из зеленовато-серых песчаников щелковской свиты, г - е – из кирпично-красных глин щелковской свиты. РЭМ, в, е – полированные препараты, изображения в обратно рассеянных электронах. Длина масштабной линейки для всех снимков – 0,05 мм.

Здесь встречены все морфологические типы аутигенных КФС, однако абсолютно доминирующими являются зональные зерна, центральные части которых (ядра) сложены обломочными полевыми шпатами различной степени окатанности, а внешние зоны – бесцветными, воднопрозрачными аутигенными каймами с резко идиоморфными гранями, ребрами и вершинами. Каймы повсеместно образуют контактный цемент, скрепляя вместе до 5–15 песчаных зерен любого состава (рис. 1).

Тонкокристаллические агрегаты аутигенного КПШ в значительном количестве встречаются в полевошпат-кварцевых песчаниках с кальцитовым цементом, залегающих в основании разреза шелковской свиты, а также в доломитовой муке кровли доломитов турабьевской свиты. Агрегаты сложены бесцветными и прозрачными кристаллами полевого шпата размером 0,002–0,005 мм. Морфология кристаллов примитивна и однообразна с преобладанием простых форм (110) и $(1\bar{1}0)$, что позволяет отнести их к адуляровому габитусному типу. Иногда тонкокристаллический КПШ наряду с кальцитом цементирует песчаные зерна.

В песчаниках с кальцитовым цементом шелковской свиты установлены псевдоморфозы тонкокристаллического аутигенного полевого шпата по раковинам фораминифер *Ammovertella* sp. (рис. 2а) и по створкам раковин брахиопод семейства Orthotetidae (рис. 2б,в).

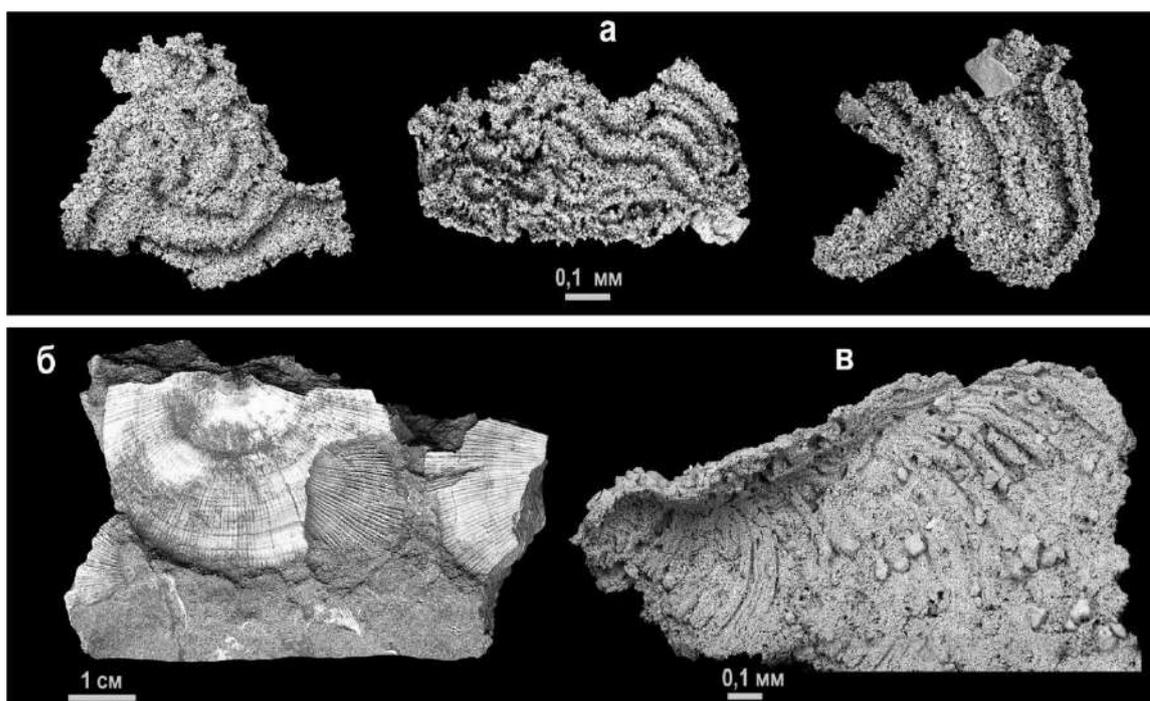


Рисунок 2. Тонкокристаллические агрегаты аутигенного КПШ: а – псевдоморфозы по раковинам фораминифер *Ammovertella* sp., б – створки раковин брахиопод семейства Orthotetidae, в – псевдоморфоза по створке раковины брахиоподы семейства Orthotetidae. РЭМ, б – оптическое изображение.

По данным микрозондового анализа элементный состав аутигенных кайм зональных зерен существенно отличается от состава обломочных ядер. Если в последних содержания K_2O , Na_2O , CaO , BaO и SrO колеблются в достаточно широких пределах, то в аутигенных каймах вне зависимости от литологического состава вмещающих пород эти содержания весьма постоянны. Аутигенные каймы, в отличие от ядер, характеризуются высоким содержанием K_2O (16,6%) и крайне низкими содержаниями Na_2O (0,08%), CaO (0,09%), BaO (0,05%) и SrO (0,04%), а также MgO (0,02%), TiO_2 (0,03%), MnO (0,03%) и Fe_2O_3 (0,05%).

Состав полевого шпата в аутигенных тонкокристаллических агрегатах оказался практически идентичным составу алюмосиликата в аутигенных каймах.

Рассчитанные по данным дифракционных спектров параметры элементарной ячейки и показатели Al/Si упорядоченности в структурно неэквивалентных тетраэдрических позициях, а также химический состав, позволяют идентифицировать аутигенный полевой шпат, содержащийся в терригенных и карбонатных породах Гжельского месторождения кирпичных глин как высокий К-санидин [6].

Полное совпадение химического состава, кристаллической структуры и морфологических особенностей всех разновидностей аутигенного калиевого полевого шпата на всех изученных объектах позволяет сделать предположение о существовании единого процесса формирования этого минерала в породах нижнего, среднего и верхнего карбона в южной части Московской синеклизы. Возможно, этим процессом был гравитационно-рассольный эпигенез [2], с которым, по нашему мнению, может быть связано формирование аутигенной полевошпатовой минерализации в осадочных карбонатных и терригенных породах, не подвергавшихся существенным термобарическим воздействиям.

Авторы признательны А.С. Алексееву (МГУ, ПИН РАН) за консультации по стратиграфическому положению вскрытых карьером толщ и помощь в определении систематической принадлежности агглютинирующих фораминифер.

Литература

1. Алексеев А.С., Горева Н.В., Исакова Т.Н., Коссовая О.Л. Новая схема литостратиграфического расчленения пограничных отложений касимовского и гжельского ярусов Подмосковья // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. Вып. 6. М.: РМСК по центру и югу Русской платформы, 2015. С. 46–60.
2. Махнач А.А. О глобальном развитии галогенной катагенетической минерализации осадочных пород под эвапоритовыми формациями // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 3. С. 59–65.
3. Реймерс А.Н., Алексеев А.С., Ермакова Ю.В. Позднекаменноугольно-раннепермские климатические колебания и биотические события // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2013. Т. 88. Вып. 1. С. 41–48.
4. Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Шкурский Б.Б., Гришин С.В., Кривоконева Г.К., Дубинчук В.Т. Аутигенный калиевый полевой шпат из известняков верхнего карбона Московской области // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 6. С. 49–61.
5. Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Гришин С.В., Шкурский Б.Б., Быстров И.Г. Замещение карбонатного органогенного детрита калиевым полевым шпатом // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 58–64.
6. Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Федоров А.В., Быстров И.Г., Гришин С.В. Новые находки аутигенного санидина в терригенных и карбонатных породах гжельского яруса Подмосковья // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2018. Т. 93. Вып. 3. С. 73–80.
7. Grandjean M.F. Deuxième note sur le feldspath néogène des terrains sédimentaires non métamorphiques // Bul. Soc. Franç. Minéral. 1910. Т. 33. P. 92–97.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ РАННЕГО ДЕВОНА И НОВЫЙ РОД АМФИПОР В ОТЛОЖЕНИЯХ ГОР АУМИНЗА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

А.Д.Рахимов*, Ф.С.Каримова

ГП «Институт минеральных ресурсов»¹, ГУП «Региональная ГСЭ»

Анотация

Приведены результаты изучения впервые обнаруженных в горах Ауминза органических остатков раннедевонского возраста. Установлен раннедевонский возраст верхней кремнисто-карбонатной части тасказганской свиты, широко распространенных в южных склонах гор Ауминза, ранее относимых к позднему рифею протерозоя. Дано монографическое описание представителей нового рода амфипор.

Ключевые слова: стратиграфия, органические остатки, амфипоры, табулятоморфные кораллы, брахиоподы, водоросли.

Все геологические процессы происходят во времени и в пространстве. После работ геологов съемщиков время образования геологических тел слагающих регион материализуется в виде цветного крапа и соответствующих индексов в геологических картах любого масштаба составляющих основную часть фундаментальной геологической основы многоцелевого назначения, от точности которого зависит обоснованность и эффективность поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Высокое качество современной геологической карты не может быть обеспечено без проведения биостратиграфических (палеонтологических) работ определяющих, когда и в каких условиях образовались картируемые стратоны, залегают ли они *in situ*, когда приобрели они свойственные им теперь строение, в какой степени нарушены (или сохранены) их первичные пространственно-временные соотношения между собой. Неправильное определение возраста в конечном итоге приводит к некорректной интерпретации геологического строения, историю геологического развития и палеогеодинамических реконструкций. Это можно наблюдать на примере истории геологической изученности гор Ауминза.

Изучения геологического строения гор Ауминза имеет полувековую историю. В познание его стратиграфии и состава большую роль сыграли работы Ю.А.Лихачева, В.С.Владимирского, О.И.Кима, М.А.Ахмеджанова, О.М.Борисова, Р.Н.Абдуллаева, З.М.Абдуазимовой, Н.И.Позднякова, А.В.Толоконникова, А.К.Бухарина Р.Х.Миркамалова, Ю.С.Савчука и других. Но при выделении свит из-за сложности геологического строения, недостаткам возрастных датировок, метаморфических и метасоматических преобразований пород, они неоднозначно трактовали объемы, возраста и соотношения с окружающими образованиями слагающих разрезы этих свит которые привели к разному пониманию и интерпретации геологического строения и истории геологического развития региона.

Например, Ю.А.Лихачев (3) в составе додевонских отложений гор Ауминза выделил три свиты (снизу-вверх): ауминзинскую, тасказганскую и бесапанскую и отнес отложения ауминзинской и тасказганской свит к нижнему палеозою, а бесапанскую – к нижнему силуру. Н.И.Поздняков данные отложения расчленил на две свиты – коспактавскую объеме ауминзинской и тасказганской свит придав им условно кембрийский возраст, бесапанскую свиту переименовал сарытауским ордовикского возраста. М.А. Ахмеджанов и О.М. Борисов (1) по степени метаморфизма и структурному несоответствию в ауминзинскую свиту отнесли только гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы. Верхняя зеленокаменная часть ауминзинской свиты выделена в карабулакскую свиту. В отложениях тасказганской свиты ими были обнаружены онколиты верхнепротерозойского возраста и всем выше перечисленным свитам определили рифейский возраст, а метатерригенные отложения бесапанской свиты были рассмотрены в составе ордовика. Позже при проведении

структурно-геологических исследований (4), сопровождавших ГДП-50 получены новые данные по тектоническим соотношениям формаций, слагающей додевонский комплекс. За стратиграфическую основу взята и в ходе съемочных работ уточнена схема, разработанная З.М. Абдуазимовой в 2012 году где ауминзинская свита вошла в состав тасказганской свиты верхнерифейского возраста, рохатская нижнего-среднего ордовика и мурунская верхнего ордовика. Тасказганская свита было разделена на две части – нижняя зеленые сланцы, полосчатые углеродистые кварциты, микрокварциты с прослоями карбонатных пород и верхнюю – толстослоистые массивные карбонатные породы с прослоями черных кремней и микрокварцитов. Опираясь на эти стратиграфические данные, были выделены в каледонском этапе тектогенеза, самостоятельные структурные единицы отличающиеся историей тектонического преобразования – автохтон, нижний покров, верхний покров, разделенные тектоническими микститами коспактауской и косманачинской толщ, где отложения тасказганской свиты были отнесены к нижнему покрову.

В ходе выполнения хоздоговорных работ по теме «Лито-биостратиграфическая характеристика и геолого-структурные особенности домезозойских отложений Ауминза-Бельтау» авторами было установлено:

1. В карбонатно-кремнистых отложениях верхней части тасказганской свиты, широко развитых на южных склонах гор Ауминза наличие раннедевонских скелетных органических остатков представленных, амфипорами, табулятоморфными кораллами, криноидеями, брахиоподами и водорослей. Из амфипор определены три вида (рис. 1), принадлежащих двум родам – *Stellopora vesiculosa* (Yavorsky), *Kisilstroma muruntaviensis* Karimova et Khromych, sp. nov., *Kisilstroma ornatus* Karimova et Khromych, sp. nov., из них последние две принадлежат новому роду *Kisilstroma* Karimova et Khromych, gen. nov. установленных в отложениях джингельдинской свиты гор Мурунтау (ниже приводится монографическое описание данных видов и рода). Вид *Stellopora vesiculosa* (Yavorsky) встречается в нелюдимской свите нижнего девона Омудевских гор, северо-востока России, нижний девон Алтая и Кузбасса и томьчумышские слои нижнего девона Салаира (5). В Кызылкумском регионе они были встречены в отложениях ирлирской свиты нижнего-среднего девона гор Букантау (2). Представители нового рода амфипор встречаются в отложениях нижнего девона дженьгелдинской свиты гор Мурунтау и в туркментауской свите нижнего девона гор Кульжуктау. Криноидеи в непрерывном разрезе девонских отложений образуют выдержанные (10-20см) слои и являются маркирующими горизонтами, по которым было установлено раннедевонский возраст верхней кремнисто-карбонатной части тасказганской свиты, ранее относимого позднему рифею протерозоя. К сожалению, из-за плохой сохранности и отсутствием специалистов другие группы фауны до вида еще неопределены.

2. Впервые среды нижнепалеозойского терригенного комплекса Кызылкумского типа разреза в зонах нарушений были выделены фрагменты Нуратинского типа разрезов. Этот тип разреза относится к фации континентального склона и широко развит в Нуратинских горах, где включает кальсаринскую – E_3-O_1 и бадамчалинскую – O_{1-2} свиты. Их аналогами в Букантау является боктекенская - E_3-O_1 и телебайская - O_{1-2} свиты. Фрагменты такого типа разреза встречаются в тектонических чешуях косманачинской рудовмещающей толщи Мурунтау, что делает этот участок интересным для поиска золота, серебра и других полезных ископаемых.

В свете новых данных о раннедевонском возрасте отложений тасказганской свиты ранее принадлежащих позднему рифею в результате обнаружения и биостратиграфического изучения органических остатков, возникает необходимость пересмотра геологического строения, историю геологического развития региона, и уточнить палеогеодинамические реконструкции.

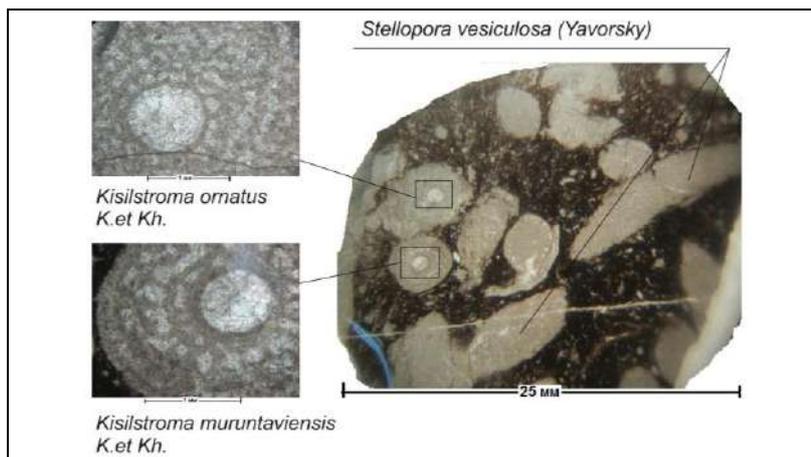


Рисунок 1. Амфипоры нижнего девона гор Ауминза.

ОПИСАНИЕ ФАУНЫ

Тип Porifera Grant, 1836

Класс Stromatoporoidea Nicholson & Murie, 1878

Отряд Amphiporida Rukhin, 1938

Семейство Amphiporidae Rukhin, 1938

Род *Kisilstroma* Karimova et Khromych, gen. et sp. nov.

Типовой вид. *Kisilstroma muruntaviensis* Karimova et Khromych, gen. et sp. nov.

Диагноз. Ценостеум цилиндрический и наложенный друг на друга. Астроризы фистулярные. Строение волокон ткани тонкопористое и отсутствуют периферийные ячейки.

Сравнение. От рода *Paramphipora* Yavorsky род *Kisilstroma* отличается отсутствием периферийных ячеек и более мелкой пористостью.

Видовой состав и распространение. *Kisilstroma muruntaviensis* Karimova et Khromych, *Kisilstroma ornatus* Karimova et Khromych, sp. nov., нижний девон, пражский ярус.

Kisilstroma muruntaviensis Karimova et Khromych, sp. nov.

Табл. 1, фиг. 1, 2,

Название вида от *muruntaviensis* (лат.) – по месту нахождения.

Голотип. №18/1069, музей Госкомгеологии Республики Узбекистан; нижний девон, дженгельдинская свита, г. Мурунтау, Центральные Кызылкумы.

Описание. Ценостеум цилиндрический, как-бы, двойной. Диаметр ценостеума от 2,8 до 4,0 мм. Толщина волокон 0,1 мм. Астроризы фистулярные, проходящие вдоль оси ценостеума. Диаметр астрориз 0,5 мм. Они удлиненной и круглой формы. Волокна ткани тонкопористые.

Сравнение. Описываемый вид отличается от всех дендроидных форм своим внутренним строением, который не может быть сравнен не с одним из известных видов рода *Paramphipora*.

Распространение. Нижний девон, дженгельдинская свита гор Мурунтау, туркментауская свита гор Кульжуктау и нижний девон гор Ауминза.

Kisilstroma ornatus Karimova et Khromych, sp. nov.

Табл. 1, фиг. 3, 4,

Название вида от *ornatus* (лат.) – красивый.

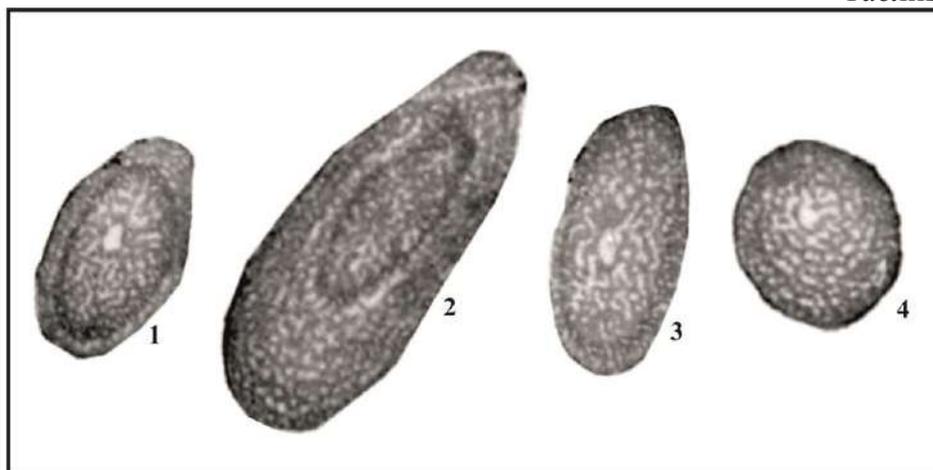
Голотип. №20,21/1069, музей Госкомгеологии Республики Узбекистан; нижний девон, дженгельдинская свита, г. Мурунтау, Центральные Кызылкумы.

Описание. Ценостеум цилиндрический, как-бы двойной. Диаметр ценостеума 4 мм. Астроризы фистулярные, проходящие вдоль оси ценостеума. Диаметр астроризы или центрального канала равен 0,4 мм. Здесь наблюдаются ламины толщиной 0,1 мм. На 1 мм приходится 4 ламины и 4 столбика. Но толщина столбиков 0,05-0,1 мм. Ламины и столбики при соединении образуют квадраты. Волокна ткани тонкопористые.

Сравнение. Описываемый вид близких форм не имеет.

Распространение. Нижний девон, дженьгелдинская свита гор Мурунтау, туркментауская свита гор Кульжуктау и нижний девон гор Ауминза.

Таблица 1



Фиг.1-2 *Kisilstroma muruntaviensis* Karimova et Khromych, sp. nov. 1- продольное сечение; 2 – поперечное сечение, x10

Фиг.3-4 *Kisilstroma ornatus* Karimova et Khromych, sp. nov. 3 - продольное сечение; 4 – поперечное сечение, x10

Литература.

1. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н. Борисов О.М. и др. Докембрий срединного и южного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1975.-169 с.
2. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976.-164 с.
3. Лихачев Ю.А. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов // Проблемы нефтегазоносности Средней Азии / Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. -Л.: Гостоптехиздат, 1963. - Т.105. - Вып.15. - 117 с.
4. Миркамалов Р.Х., Ванесян Г.А., Чирикин В.В., Омонов Х.А. Тектоническая структура домезозойского складчатого основания гор Ауминзатау, Бельтау Джетымтау // Геология и минеральные ресурсы. -2014. №6. -С. 3-12.
5. Хромых В.Г. Девонские строматопороидеи Северо-Востока СССР. Новосибирск.: Наука, 1974.-104 с.

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ ПО ИЗВЕСТКОВОМУ НАННОПЛАНКТОНУ

Матлай Л.М*(Институт геологических наук НАН Украины, lidijamatlaim@gmail.com)

Аннотация

В юрских и меловых отложениях Западного Причерноморья впервые установлены региональные биостратиграфические подразделения по известковому наннопланктону.

Ключевые слова: известковый наннопланктон, юра, мел, Западное Причерноморье, стратиграфическая схема.

В последнее время наибольшее внимание уделяется новейшим палеонтологическим методам исследования осадочной толщи для более детального их зонального расчленения, что позволяет точнее привязать выделяемые стратиграфические уровни к международным аммонитовым горизонтам, установленным в стратотипических эталонных разрезах. В связи с этим изучение мезозойских отложений Западного Причерноморья по известковому наннопланктону является актуальным, особенно при реализации государственных программ по выявлению новых нефтяных и газовых месторождений.

В юрских отложениях Западного Причерноморья по известковому наннопланктону выделены следующие региональные подразделения: слои с *Stephanolithion speciosum* позднего байоса – раннего бата (андрушинская и арцизская свиты); слои с *Stephanolithion bigotii bigotii* и *Ansulasphaera helvetica* среднего-позднего келловоя (нижняя подсвита болгарградской свиты); слои с *Lotharingius crucicentralis* и *Faviconus multicolumnatus* среднего-позднего оксфорда (алуатская и саратская свиты); слои с *Faviconus multicolumnatus* раннего кимериджа (алуатская свита) [1]. В верхней подсвите болгарградской свиты впервые установлено комплекс наннопланктона международной зоны NJ14 / *Stephanolithion bigotii maximum* раннего оксфорда (рис. 1).

В меловых отложениях региона выделены наннопланктонные слои с *Corollithion kennedyi* раннего сеномана (тарутинская толща), слои с *Gartnerago segmentatum* и *Gartnerago theta* верхней части раннего – нижней части среднего сеномана (тарутинская толща), слои с *Micula* sp. и *Grantarhabdus coronadventis* (?нижняя подсвита плахтеевской свиты) [1] коньяк – сантонского возраста в объёме международной наннопланктонной зоны NC16, слои с *Uniplanarius gothicus* среднего – позднего сантона (нижняя подсвита плахтеевской свиты) [1]. В верхней подсвите плахтеевской свиты определены комплексы наннопланктона зон *Arkhangelskiella symbiformis* (по А. Шумнику) [3] раннего кампана и *Broinsonia parca parca* [3] верхней части раннего кампана (рис. 2) [1, 2].

В пестроцветных отложениях вишнёвской серии наннопланктон или отсутствует, или в основном представлен только единичными видами рода *Watznaueria*.

Нехватка каменного материала из меловых отложений не даёт возможности более детально выделить и коррелировать биозональные подразделения по наннопланктону с Международной наннопланктонной шкалой. Обеднённые комплексы известкового наннопланктона, установленные в краевых фациях Западного Причерноморья, плохо сопоставимы с одновозрастными комплексами территорий, где эти отложения представлены более полными разрезами.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ			КОРРЕЛЯЦИЯ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ				
			БИОЗОНАЛЬНЫЕ ШКАЛЫ			ПРЕДДОБРУДЖСКИЙ ПРОГИБ				
			АММОНИТЫ (лоны по Л.Ф. Романову)	ФОРАМИНIFЕРЫ (слои по Д.М. Пятковой)	НАНОПЛАНКТОН (стандартная зона та слои за Л.М. Матлай)	ЗАПАДНЫЙ РАЙОН	ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РАЙОН	ВОСТОЧНЫЙ РАЙОН		
			N	K, N	K,					
ЮРСКАЯ	ВЕРХНИЙ	Титонский	Верхний	Не выделены	Слои с <i>Favonus multicolumnatus</i>	ЧАДЫР-ЛУНГСКАЯ СВИТА				
			Нижний			550 м				
		Киммериджский	Верхний			Слои с <i>Perisphinctes bifurcatus</i>	КОНГАЗСКАЯ СВИТА			
			Нижний				640 м			
		Оксфордский	Верхний			Слои с <i>Perisphinctes plicatilis</i>	Слои с <i>Lotharingius crucicentralis</i> и <i>Favonus multicolumnatus</i>	Слои с <i>Lotharingius crucicentralis</i> и <i>Favonus multicolumnatus</i>	Слои с <i>Lotharingius crucicentralis</i> и <i>Favonus multicolumnatus</i>	
			Средний				850 м			
	Келловейский	Верхний	Слои с <i>Euaspidoceras perarmatum</i>	Слои с <i>Ophthalmidium bolgradensis</i> и <i>Discorbis speciosus</i>	Слои с <i>Stephanolithion bigotii maximum</i> (NJ14)	Слои с <i>Stephanolithion bigotii maximum</i> (NJ14)	Верхняя подсвита			
		Нижний					130 м			
	СРЕДНИЙ	Келловейский	Верхний	Слои с <i>Glossouvria subtilis</i>	Слои с <i>Sigmolinita costata</i> и <i>Lenticulina pseudocrassa</i>	Слои с <i>Stephanolithion bigotii bigotii</i> и <i>Ansulaspheera helvetica</i>	БОЛГРАДСКАЯ СВИТА			
			Нижний				40 м			
		Батский	Верхний	Не выделены	Не выделены	Слои с <i>Stephanolithion speciosum speciosum</i>	Слои с <i>Stephanolithion speciosum speciosum</i>	ТАТАРБУНАРСКАЯ СВИТА		
			Нижний					300 м		
Батский		Верхний	Слои с <i>Oppelia fusca</i>	Слои с <i>Quinqueloculina micra</i> и <i>Ophthalmidium prutenis</i>	Слои с <i>Stephanolithion speciosum speciosum</i>	Слои с <i>Stephanolithion speciosum speciosum</i>	Верхняя подсвита			
		Нижний					до 700 м			
Байосский	Верхний	Слои с <i>Parchiceras abichi</i> и <i>Garantiana garantiana</i>	Слои с <i>Ophthalmidium caucasicum</i> и <i>Garantella rudia</i>	Слои с <i>Stephanolithion speciosum speciosum</i>	Слои с <i>Stephanolithion speciosum speciosum</i>	АНДРУШИНСКАЯ СВИТА				
	Нижний					Нижняя подсвита				
ПОДСТИЛАЮЩИЕ ОТЛОЖЕНИЯ						PZ, T				

Рисунок 1. Зональное расчленение по известковому наннопланктону юрских отложений Западного Причерноморья

СИСТЕМА ОТДЕЛ ЯРУС ПОДЪЯРУС	РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ				КОРРЕЛЯЦИЯ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ
	БИОЗОНАЛЬНЫЕ ШКАЛЫ		Палеонтологические остатки		
МАСТРИХТСКИЙ Нижний	НАНОПЛАНКТОН (зоны и слои по Л.М. Матлай)	МОЛЛЮСКИ (по Р.Й. Лещуху)	ФОРАМИНИФЕРЫ (по Г.А. Яновской, Л.Ф. Плотноковой)	НАНОПЛАНКТОН (по Л.М. Матлай)	ПРЕДБРУДЖСКИЙ ПРОГИБ
КАМПАНСКИЙ Средний					Р ¹
КАМПАНСКИЙ Верхний					
НИЖНИЙ	?				
НИЖНИЙ	Broinsonia parca parca		<i>Gavelinella dainae</i> , <i>Cibicides temirensis</i>	<i>Broinsonia parca parca</i> , <i>B. p. constricta</i> , <i>Arkhangelskiella cymbiformis</i> , <i>Reinhardtites levia</i> , <i>Cylindralithus bilobus</i> , <i>Prediscosphaera grandis</i> , <i>n.p.</i>	Верхняя подсвита Зона Broinsonia parca parca
НИЖНИЙ	Arkhangelskiella cymbiformis			<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i> , <i>A. confusa</i> , <i>Lucianorhabdus cayeuxii</i> , <i>Reinhardtites arthroporus</i> и др.	Зона Arkhangelskiella cymbiformis до 40 м
САПОСКИЙ	Слои с <i>Uniplanarius gothicus</i>		<i>Gavelinella stelligera</i> , <i>G. clementiana</i> var. <i>clementiana</i>	<i>Uniplanarius gothicus</i> , <i>Eiffelithus eximius</i> и др.	Нижняя подсвита Слои с <i>Uniplanarius gothicus</i>
САПОСКИЙ	?		<i>Gavelinella infrasantonica</i>	<i>Micula swastica</i> , <i>M. subiformis</i> , <i>Grantarhabdus coronadventis</i> , <i>Eiffelithus eximius</i> , <i>Kamptnerius magnificus</i> и др.	Слои с <i>Micula</i> sp. и <i>Grantarhabdus coronadventis</i> до 90 м
КОЛЬЯСКИЙ	Слои с <i>Micula</i> sp. и <i>Grantarhabdus coronadventis</i>		<i>Gavelinella praeinfrasantonica</i> , <i>Stensioeina granulata</i>		ХАДЖИДЕРСКАЯ ТОЛЩА до 110 м
ТУРОНСКИЙ					
НИЖНИЙ	Слои с <i>Gartnerago segmentatum</i> и <i>Gartnerago theta</i>		<i>Gavelinella cenomanica</i> , <i>Rotalipora appenninica</i> , <i>Hedbergella infracretacea</i>	<i>Gartnerago segmentatum</i> , <i>G. theta</i> , <i>G. nanum</i> , <i>Eiffelithus turrisoeffelii</i> и др.	Слои с <i>Gartnerago segmentatum</i> и <i>G. theta</i>
НИЖНИЙ		<i>Mantelliceras mantelli</i> , <i>Germacula canaliculata</i> , <i>Pleurotomaria</i> sp. и др.		<i>Corollithion kennedyi</i> , <i>Helena christiae</i> , <i>Wielmaeria bifurcata</i>	Слои с <i>Corollithion kennedyi</i> до 5 м
ПОДСТИЛАЮЩИЕ ОТЛОЖЕНИЯ					К ₁

Рисунок 2. Зональное расчленение верхнемеловых отложений по известковому наннопланктону Западного Причерноморья

Литература

1. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Гол. ред. П.Ф. Гожик. К.: ІГН НАН України. Логос, 2013. 637 с.
2. Схема стратиграфии меловых отложений // Региональная стратиграфия Молдавской ССР. Кишинёв, 1968. С. 72-93.
3. Шумник А.В. Вапняковий наннопланктон верхньої крейди Південної України. Автореферат дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2002. 20 с.