

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

**СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ
И ГЕОДИНАМИКА**

Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции
Иркутск, 8–14 апреля 2019 г.

Ответственный редактор
чл.-корр. РАН Е.В. Складов

ИРКУТСК
2019

УДК 551.243
ББК Д211.1 я431+Д38 я438+Д9(2Р2)21 я431
С86

Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 8–14 апреля 2019 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. – 193 с.

В сборнике представлены материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (8–14 апреля 2019 г., Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск) и освещены вопросы общей геологии и тектоники, петрологии магматических и метаморфических комплексов, геохимии и рудообразования, эволюции осадочных бассейнов, современной геодинамики, неотектоники и геоморфологии, гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии, геофизических исследований и геоинформатики, добычи углеводородов и других полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся исследованиями в различных областях наук о Земле.

Председатель Оргкомитета
чл.-корр. РАН Е.В. Складов

Ученый секретарь
к.г.-м.н. В.А. Пеллинен

Проведение конференции и издание материалов осуществляются при организационной и финансовой поддержке Совета молодых ученых ИЗК СО РАН и Института земной коры СО РАН, а также Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-20001).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 2 от 12.03.2019 г.)

ISBN 978–5–9908560–5–9

© Коллектив авторов, 2019
© ИЗК СО РАН, 2019



СОДЕРЖАНИЕ

Аило Ю., Чувашова И.С. ОЛИВИНЫ ИЗ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МАНТИИ ПРИ ЕЕ ЧАСТИЧНОМ ПЛАВЛЕНИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД ИЗ РАСПЛАВА.....	9
Алокла Р.Э. ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ ЛЕССОВ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ ЛЕССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СКЛОНАХ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОВ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ.....	11
Аль Хамуд А., Чувашова И.С. РАСЧЛЕНЕНИЕ СТРАТОНОВ ТАНХОЙСКОГО ТРЕТИЧНОГО ПОЛЯ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ: СОПОСТАВЛЕНИЕ СО СТРАТОНАМИ ЗАПАДНОГОЗАБАЙКАЛЬЯ.....	14
Альтемиров Д.В. АНАЛИЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СУРГУТСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА.....	17
Аскарова Д.А. ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ.....	19
Бадьянова Л.В. ВТОРИЧНАЯ МЕДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПЕРЕВАЛА ПАНОРАМНЫЙ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, КАРАЧАЕВО-ЧЕРКЕССИЯ УРУПСКИЙ РАЙОН).....	21
Базаров Б., Бадмацыренова Р.А. ОРОНГОЙСКИЙ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВЫЙ МАССИВ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ.....	23
Базарова Е.П., Рубцова М.Н. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛАХ ПЕЩЕРЫ АНГАРАКАН (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ).....	25
Баранов Д.В. К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ТЕРРАС Р. ВОЛГИ В ВЕРХНЕВОЛЖЬЕ... ..	27
Блинова С.А., Саньков А.В. СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ ПО ДАННЫМ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ.....	29
Брыжак Е.В. К МЕТОДИКЕ ПРОГНОЗА ПОВЕДЕНИЯ ГРУНТОВ РАЗЛИЧНОГО СОСТОЯНИЯ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА... ..	31
Буддо И.В., Шелохов И.А., Смирнов А.С., Мисюркеева Н.В., Горлов И.В. ВЛИЯНИЕ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ СТРУКТУРНЫХ ПОСТРОЕНИЙ И ЕМКОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК КОЛЛЕКТОРА НА ОЦЕНКУ ФЛЮИДНОГО НАСЫЩЕНИЯ ПРИ КОМПЛЕКСИРОВАНИИ ДАННЫХ СЕЙСМО- И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ.....	33
Булах М.О. ОСОБЕННОСТИ СЕРПЕНТИНА ИЗ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПИТКЯРАНТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ).....	35
Бучнев И.Н., Заика В.А., Сорокин А.А. Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СРЕДНЕЮРСКОЙ ВЕРХНЕДОЛОХИТСКОЙ ПОДСВИТЫ СТРЕЛКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА).....	38

Валитов Ш.К. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СИЛУРИЙСКИХ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ РАЗРЕЗА МИНДИГУЛОВО ПО ЛИТОХИМИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	40
Ванин В.А. СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	42
Восель Ю.С., Журкова И.С., Мезина К.А. ГЕОХИМИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	44
Восель Ю.С., Мальцев А.Е., Волкова В.И. ГЕОХИМИЯ УРАНА В КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ МАЛЫХ ОЗЕР ПРИОЛЬХОНЬЯ.....	46
Галеев Р.И. МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В НЕФТИ: ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ.....	48
Гибадулина Э.Н. ГИДРОГЕОЛОГИЯ ДАЛМАТОВСКОГО УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	50
Гладков А.А. ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ.....	51
Голич А.Н. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОФИОЛИТОВ И ОФИОЛИТОВ СТРУКТУР ТИПА PULL-APART (НА ПРИМЕРЕ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ ХАХАДЖИМА И ТРОГА КАЙМАН).....	53
Гусева А.С., Устинов С.А., Петров В.А. ВЫЯВЛЕНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НОВОЙ МОСКВЫ В КОНТЕКСТЕ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	55
Густайтис М.А., Мягкая И.Н., Сарыг-Оол Б.Ю., Лазарева Е.В. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РТУТИ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ УРСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ).....	57
Данукалов Н.К., Третьяков А.А. СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (БЕКТУРГАНСКАЯ СЕРИЯ) ФУНДАМЕНТА УЛУТАУССКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН).....	61
Денисенко И.А., Серебряков Е.В., Гладков А.А. ОЦЕНКА СМЕЩЕНИЙ ПРИ ЦАГАНСКОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ 1862 г. НА СВ ОКРАИНЕ С. ДУБИНИНО (ПО СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫМ ДАННЫМ).....	63
Емельянов В.С., Буддо И.В., Шарлов М.В., Шелохов И.А. ИНВЕРСИЯ КРИВЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ.....	65
Ершов В.В. ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ ПЕЧОРСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА С УЧЕТОМ ЕЕ ЗОНАЛЬНОСТИ.....	66
Жижерин В.С., Серов М.А. СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЕВРАЗИЙСКОЙ И АМУРСКОЙ ПЛИТ.....	68
Журкова И.С. ИЗМЕНЕНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ПОСЛЕ ЛЕСНОГО ПОЖАРА.....	70

Иванова В.Н., Чувашова И.С. ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ УДАЛЯНЬЧИ В 1720–1776 ГГ., СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ.....	72
Ильин А.В. ОЦЕНКА ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ КЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ В РАЙОНЕ ТРУБКИ УДАЧНАЯ.....	74
Искрина А.В., Криулина Г.Ю., Бобров А.В., Зедгенизов Д.А. МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В КРИСТАЛЛАХ АЛМАЗА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА: РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА АЛМАЗООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ	77
Какоурова А.А., Ключевская А.А. ЦЕПОЧКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ.....	79
Ковалева С.А., Костровицкий С.И. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД КУОЙКСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ).....	81
Кокорев О.Н., Акинфиев Н.Н., Спешилов С.Л. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ НАГНЕТАТЕЛЬНЫХ СКВАЖИН ПГЗ ЖРО ФИЛИАЛА «СЕВЕРСКИЙ» ФГУП «НО РАО» МЕТОДОМ РЕАГЕНТНОЙ ОБРАБОТКИ.....	83
Кокорев О.Н., Мартъянов В.В., Козлов А.Е., Щипков А.А. ОБОСНОВАНИЕ БЕЗОПАСНОЙ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПУНКТА ГЛУБИННОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИСТЕМЫ ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА.....	86
Лебедев В.М., Литвинова И.В., Смоленский Д.Н. ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ ПЛАСТОВЫХ РАССОЛОВ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЧОНСКОЙ ЗОНЫ	88
Липянина А.В. ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧОРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОВЫКТИНСКОГО ВЫСТУПА (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ ХАНДИНСКАЯ 6).....	90
Максимова А.А., Вишневская И.А. SR-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕТУНГУССКОЙ (БУРОВОЙ) СВИТЫ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ.....	92
Малов В.И., Вишневская И.А. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ОНДУМСКОЙ СВИТЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ.....	94
Маневич А.И., Гвишиани А.Д., Татаринov В.Н., Лосев И.В. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИ БЕЗОПАСНОЙ ПОДЗЕМНОЙ ИЗОЛЯЦИИ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ.....	96
Маневич А.И., Татаринov В.Н., Лосев И.В. РАСПОЗНАВАНИЕ ОПАСНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ С УЧЕТОМ МАСШТАБНОГО ЭФФЕКТА.....	97
Марсанова М.Р., Берзин А.Г. МОДЕЛИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ «ПОДФУНДАМЕНТНЫХ» ВЕНД-РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТАЛАКАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ.....	99

Марфин А.Е. IN SITU LA–ICP–MS U–Pb ДАТИРОВАНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИТАНИТА ИЗ КОНТАКТОВЫХ РОГОВИКОВ ХАРАЕЛАХСКОЙ ИНТРУЗИИ: ОГРАНИЧЕНИЕ НА ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ТАЛНАХСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ.....	101
Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Баянова Т.Б. МЕЗОАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ КОЖОЗЕРСКОГО БЛОКА (ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС, ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИИ).....	104
Межеловская С.В., Приступов Е.А. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭРУПТИВНЫЙ ЦЕНТР (СЕВЕРНАЯ ПЕЧЕНГА).....	106
Мезина К.А., Мельгунов М.С. ОСОБЕННОСТИ ПОСТУПЛЕНИЯ ^7Be И ^{210}Pb В РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТНЫХ ЗОНАХ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	108
Мисюркеева Н.В., Буддо И.В., Шелохов И.А. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МАЛОГЛУБИНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ ПРИ ПОИСКАХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ПРЕДЕЛАХ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.....	110
Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И. ЭЙСИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРТАЛИК ЧАРМИТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ.....	113
Мухтиев М.А. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ПОВХОВСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	115
Нечаев И.О., Намзалова О.Д.-Ц., Коваленко В.В. НОВЫЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ПЛЕЙСТОЦЕНА УЛАН-ЖАЛГА В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ.....	117
Никитенко О.А. КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ВОД НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА.....	119
Никитенко О.А. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ МИРА.....	122
Пашкова Г.В., Мухамедова М.М., Смелый Р.В., Ощепкова А.В. ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСА РЕНТГЕНОВСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ КЕРНОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРА ЗУН-ТОРЕЙ.....	125
Пеллинен В.А., Козырева Е.А. КОЭФФИЦИЕНТ ВЫВЕТРЕЛОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСТОЙЧИВОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ (НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВА ОЛЬХОН).....	126
Петрова Д.И., Галиева А.Р., Королев А.Э. СТРОЕНИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДОЛИНЫ РЕЧКИ ГРЕМЯЧКИ СЕВЕРНОГО ПОВОЛЖЬЯ ТАТАРСТАНА.....	128
Пономарев А.Д. АНТРОПОГЕННОЕ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕВЕРА КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА В САРМАТ-ПОНТ-МЭОТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ.....	130
Руднева Н.А., Хассан А., Аль Хамуд А., Чувашова И.С., Титова Л.А., Усольцева М.В. КОРРЕЛЯЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ СТРАТОНОВ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ И ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ВАРИАЦИЯМ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА В СЛОЯХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	132

Русак А.А., Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О., Котельников А.Р., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю. ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ НА ФАЗОВЫЕ ОТНОШЕНИЯ В ГРАНИТНОЙ СИСТЕМЕ И ПОВЕДЕНИЕ В НЕЙ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ.....	134
Садыхов Э.А. МАГМАТИЧЕСКОЕ СМЕШЕНИЕ РАСПЛАВОВ (MIXING/MINGLING) НА ПРИМЕРЕ СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАШКЕСАН(АЗЕРБАЙДЖАН).....	136
Садыхов Э.А., Велиев А.А., Байрамов А.А., Мамедов С.М., Ибрагимов Д.Р. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФИДОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕДАБЕК (АЗЕРБАЙДЖАН).....	139
Сатановский К.К., Багаева А.А., Салтанов В.А., Борисенков К.В., Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ И U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ГЕОЛОГИИ ТАЙМЫРА.....	141
Светлаков А.А., Козырева Е.А., Алексеев С.В. СОВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО СОСТОЯНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ В ДОЛИНЕ РЕКИ СЕНЦА.....	143
Сентякова Н.С. ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАК ДИАГНОСТИЧЕСКИЙ ПРИЗНАК ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧОРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА АНГАРО-ЛЕНСКОГО ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНА.....	145
Сергеева В.М., Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. РАННИЙ ЭТАП РАСКОЛА АВСТРАЛО-АНТАРКТИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ.....	147
Серебряков Е.В., Гладков А.С. РАЗРЫВНАЯ СТРУКТУРА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ТРУБКИ УДАЧНОЙ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ).....	149
Середкина А.И. СТРОЕНИЕ МАНТИИ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ ДИСПЕРСИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН.....	151
Смирнова Ю.Н., Попеко Л.И., Заика В.А., Смирнов Ю.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЖИПХОШИНСКОЙ И ШАЗАГАЙТУЙСКОЙ СВИТ ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА.....	153
Соколова Т.С., Середкина А.И. СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ ОЛИВИН-ПИРОКСЕНОВЫХ СОСТАВОВ С ПЛОТНОСТНЫМИ РАЗРЕЗАМИ ДЛЯ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА И ЕГО ОТДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР....	155
Старикова А.Е. Zr-REE МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ): МЕТАСОМАТОЗ vs МАГМАТИЗМ.....	157
Тимофеев С.П. КЛИНОФОРМНОЕ СТРОЕНИЕ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ НЕОКОМА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПРОВИНЦИИ.....	160
Титова Л.А., Хассан А.И., Усольцева М.В., Чувашова И.С. ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВОЙ ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ.....	163

Турова И.В., Майдан Н.Т. РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУРАЙСКОЙ ВПАДИНЫ (КУРАЙСКАЯ ЗОНА РАЗЛОМОВ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ).....	165
Устинов С.А., Петров В.А. МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ИНДИКАТОРЫ НЕОДНОРОДНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ).....	167
Устюгов Г.В. ВЛИЯНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА АКТИВИЗАЦИЮ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ.....	169
Уткина А.О. МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ЭФФЕКТА ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ НА БАССЕЙН ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ В ПОСЛЕДНЮЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ.....	171
Хассан А.И., Чувашова И.С., Титова Л.А., Усольцева М.В., Руднева Н.А. ОЛИГОЦЕН-НИЖНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ: КОРРЕЛЯЦИИ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО И ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА.....	173
Хритова М.А., Мордвинова В.В., Кобелева Е.А., Кобелев М.М., Сеников С.Л., Назарова З.А. СКОРОСТНАЯ ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ПОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ ПО ПРОДОЛЬНЫМ ПРИЕМНЫМ ФУНКЦИЯМ.....	176
Хузина А.Ф., Королев А.Э. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД НЕФТЕНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВЕРЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРСТАНА.....	179
Шапаренко Е.О., Хоменко М.О., Бурнакова Ю.В., Мухортова Д.А. ФЛЮИДЫ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОБРОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ): ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ.....	182
Шапаренко И.О., Неведрова Н.Н. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ).....	184
Шелохов И.А., Буддо И.В., Смирнов А.С., Мисюркеева Н.В. ИЗУЧЕНИЕ ИНТЕРВАЛОВ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ КОМПЛЕКСОМ МЕТОДОВ СЕЙСМО- И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ.....	186
Янников А.М. ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ИЗЛИВА ПРИРОДНЫХ РАССОЛОВ ТОЛБАЧАНСКОЙ СВИТЫ В ОКОЛОТРУБОЧНОМ МАССИВЕ ТРУБКИ ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ, РС (ЯКУТИЯ).....	189
Авторский указатель.....	192

ОЛИВИНЫ ИЗ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МАНТИИ ПРИ ЕЕ ЧАСТИЧНОМ ПЛАВЛЕНИИ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД ИЗ РАСПЛАВА

Аило Ю.¹, Чувашова И.С.^{1,2}

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, youseph.gh.g@gmail.com

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Оливин – наиболее распространенный минерал верхней мантии [1]. Высокие содержания форстерита (>88 %) в мантийных породах связываются с кристаллизацией оливинов из магматических расплавов. Высоко-Mg вкрапленники (фенокристаллы) или ксенокристаллы находятся в этом случае в равновесии с расплавами [2]. Оливины с экстремальным содержанием форстерита (>96 %) в равновесии со шпинелью входят в состав высоко-Mg изверженных пород, образующихся в высокотемпературных условиях [3]. В настоящей работе для выявления происхождения пород литосферной мантии под вулканом Карьерный, расположенным на западном побережье оз. Байкал, представлены результаты исследований вариаций состава оливина глубинных включений из базанитов этого вулкана. Измерения выполнены с использованием рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализатора JXA8200 в ЦКП Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

На диаграмме NiO – Fo (рисунок, а) различаются три группы оливинов из глубинных включений: 1) группа оливинов зеленых шпинелевых перидотитов с узким диапазоном форстерита (87.3–90.6) при повышенных, широко варьирующихся содержаниях NiO (0.36–0.43 мас. %), 2) группа оливинов черных и темно-зеленых включений разного состава (гарбургитов, верлитов, вебстеритов, клинопироксенитов), обнаруживающих широкий диапазон форстерита (74.50–90.96 %) при пониженных содержаниях NiO (0.09–0.29 мас. %) и 3) группа мелких овальных оливинов-узников, заключенных в пироксенах и шпинели зеленых шпинелевых перидотитов группы 1, с узким диапазоном содержаний форстерита (89.7–90.6 %) при промежуточном содержании NiO (0.29–0.36).

С одной стороны, наличие оливинов-узников свидетельствует о преобразовании пород, близких к примитивной мантии (с реликтовым менее магнезиальным оливином), в более магнезиальные, обедненные (относительно примитивной мантии) породы, представленные группой зеленых шпинелевых перидотитов. С другой стороны, оливины с низкими содержаниями NiO и форстерита группы 2 могли кристаллизоваться из низкотемпературных расплавов. Оливины из дунита и верлита на верхнем окончании тренда этой группы характеризуют кристаллизацию из наиболее высокотемпературных магматических расплавов.

Хромшпинель глубинных включений характеризуется в основном значениями $Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al)$ в интервале 21–56. На диаграмме $Cr\#$ шпинели – $Mg\# = Mg / (Mg + Fe)$ оливина (рисунок, б) фигуративные точки включений распределились в поле глубинного перидотита срединного океанического хребта (СОХ), но несколько точек группы 2 сместились по направлению фракционной кристаллизации. Оливин в парагенезисе с наименее хромистой шпинелью ($Cr\# = 6$) имеет низкое содержание MnO (<0.2 мас. %) и TiO₂ (<0.3 мас. %).

Из анализа вариаций состава оливина глубинных включений из базанитов вулкана Карьерный следует их отчетливое деление на реликтовые (примитивной мантии),

реститовые (обедненной мантии) и магматические (закристаллизовавшиеся выплавки). По степени истощения реститовые породы соответствуют перидотитам срединных океанических хребтов.

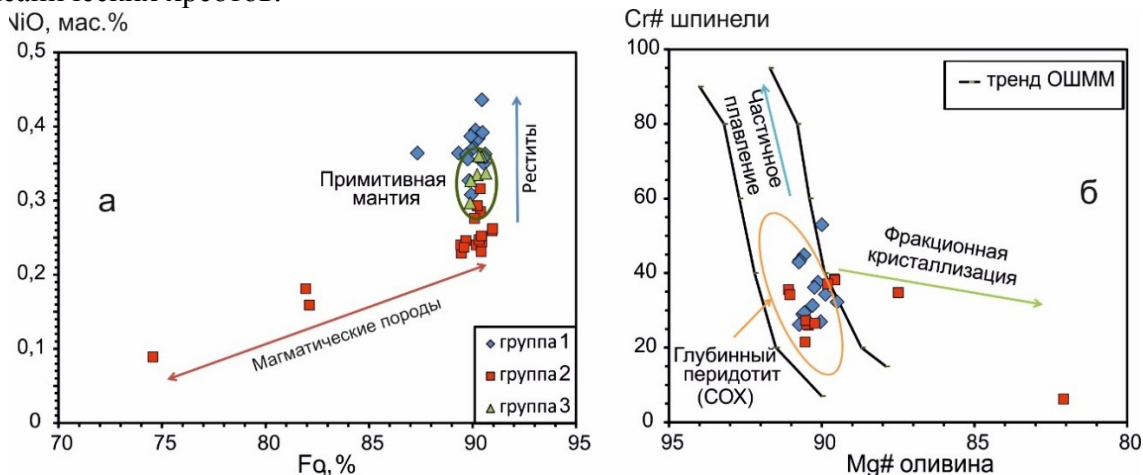


Диаграмма NiO-Fo для оливинов включений (a) и диаграмма Арая соотношений $Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al)$ шпинели и $Mg\# = Mg / (Mg + Fe)$ оливина (b) из базанитов вулкана Карьерный. ОШММ – оливин–шпинелевый мантийный массив, показывающий поля распространения перидотитов из различных тектонических обстановок. Реститовые перидотиты высоких степеней частичного плавления обеднены при высокой хромистости шпинели и высоком содержании форстерита в оливине.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 18-77-10027). Авторы благодарят профессора С.В. Рассказова за участие в работе и консультации, полученные при обработке данных, Л.Ф. Суворову – за выполнение микронзондовых исследований.

Литература

1. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A. Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements // European J. Mineral. 2008. V. 20. P. 305–315.
2. Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. J. of Petrology, 1994. V. 35, N 5. P. 1183–1213.
3. Plechov P.Yu., Nekrylova N.A., Shcherbakova V.D., Tikhonova M.S. Extreme-Mg olivines from Venancite lavas of Pian di Celle Volcano (Italy) // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 474, Part 1. P. 507–510.

ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ ЛЕССОВ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ ЛЕССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СКЛОНАХ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОВ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Алокла Р.Э.

Иркутский государственный университет, Иркутск, giyad.198762@gmail.com
Университет Алеппо, Алеппо, Сирия

В работе исследуются отложения песков, венчающихся слоями лессовидных пород и лежащих на склонах вулканических конусов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны, которые были активны при накоплении эоплейстоценовой ахаликской свиты, выделенной Н.А. Логачевым в 1958 г. Прежде всего, решается вопрос, относятся ли исследуемые отложения к лессам.

Термин лесс (löss, рыхлый) введен Ч. Лайелем в 1834 г. для обозначения древнеаллювиальных отложений долины р. Рейн. Лессы располагаются в виде покровов, часто на склонах. Мощности лессовых отложений колеблются от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. Для них характерна алевритовая и алевропелитовая структура. Преобладают частицы алевритовой размерности (0.002–0.050 мм) с примесью 5–30 % глинистых минералов. Некоторое количество частиц размером 0.01–0.05 мм представлено агрегатами, образовавшимися при коагуляции коллоидов. Грубые частицы наблюдаются либо в виде отдельных зерен, либо в виде небольших скоплений в массе породы. Микроскопические исследования этих пород из разных районов показывают их однородность. Часто при рассмотрении шлифов отмечается окрашивание породы (равномерное или неравномерное) окислами железа в желтоватые, охристые тона или органическими соединениями – в грязно-бурые тона [2]. Интенсивное комплексное изучение лессовых пород в XX в. связано с инженерно-геологическими изысканиями. В настоящее время лессовые отложения рассматриваются как один из факторов «геоэкологического риска» урбанизированных территорий.

На территории Азии лессы формировались преимущественно в квартере, иногда на глазах человека, например в результате пылевых бурь. В Китае лессы образуют слои, отразившие деятельность Азиатского муссона начиная с 23 млн лет назад. Большие площади покрыты лессами северных провинций (Чжили, Шаньси, Шэньси, Ганьсу, Хонант, Шандун, отчасти Аньхой и Эзяньсу). Это область наибольшего распространения лессов на земном шаре. На Центральном Китайском плато их мощность достигает 180 м.

Описание лессовых пород содержится в древней (около 2 тыс. л. н.) китайской летописи «Юйгун» [4]. В 1865–1866 гг. состоялась американская экспедиция в Китай, по результатам исследований которой Р. Помпелли выдвинул гипотезу об озерном происхождении лессов в бассейне р. Хуанхэ [3]. В 1877 г. появилась монография по геологии Китая Ф. Рихтгофена, объяснявшего накопление лессов Северного Китая путем сноса водными потоками эолового материала в широкие степные впадины. Эоловая гипотеза формирования лессовых толщ была обоснована В.А. Обручевым по результатам исследований, проведенных им в Китае в 1892–1894 гг.

В связи с изучением Азиатского муссона в последние 40 лет проведены детальные исследования лессовых отложений Китая международными исследовательскими группами. В ходе проведенных работ получен значительный объем информации о их роли в разрезах третичных и четвертичных отложений, об условиях накопления и зависимости от смены палеоклиматических обстановок. На основе данных по минералогии тяжелой фракции лессов Китая выявлено распространение в них эпидота,

амфибола, гематита, лимонита, граната и циркона при существенных различиях содержаний циркона в молодых лессовых толщах и подстилающих их эоплейстоценовых красных глинах. По содержанию циркона выявлена тесная связь эоплейстоценовых лессов с подстилающими их красными глинами. В более молодых (неоплейстоценовых) лессовых образованиях такой связи не обнаружено. Следовательно, лессы не были полностью принесены ветром, а часть их поступала непосредственно из местного субстрата [5].

На юге Восточной Сибири первые сведения о лессовых породах (иркутский участок долины р. Ангары) были опубликованы в 1874 г. А.Л. Чекановским, который предполагал их озерно-морское происхождение в связи с возможной трансгрессией оз. Байкал в послетретичное время. Однако уже в 1887 г. И.Д. Черский писал об «эолийном» происхождении отложений этого типа. Еще одно мнение о генезисе лессовых толщ Приангарья было представлено К.И. Богдановичем в 1896 г., который рассматривал их как делювиальный «намывной» продукт. Важная роль эоловых процессов в формировании лессов и лессовидных отложений различных регионов Сибири подчеркивалась И.А. Волковым, В.В. Колпаковым, В.А. Обручевым и др. В 2014 г. опубликована специализированная монография «Лессовые грунты Монголо-Сибирского региона» (авторы: Т.Г. Рященко, В.В. Акулова, Н.Н. Ухова, С.И. Штельмах, Н.Н. Гринь).

При изучении лессов, в зависимости от целей и решаемых задач, используются современные методы исследования: спектроскопия диффузного отражения (DRS), микроскопия передачи высокого разрешения (HRTEM), рентгеновская дифракция (XRD), рентгеновская флуоресценция (XRF) и индуктивно связанная плазменная масс-спектрометрия (ICP-MS). Анализ распределения химических индексов (Na/K, Ba/Sr, Rb/Sr, CIA, CIW, CPA, PIA) и минеральные отношения (каолинит/иллит, каолинит+сметит/иллит и гематит/гематит+гетит) дают информацию о фазах выветривания и истории накопления осадков, в том числе лессовидных и лессовых. Тонкие частицы в лессах состоят из различных глинистых минералов (гидролюда, каолинит, монтмориллонит и др.). Изучение развития процессов в зоне гипергенеза требует изучения показательных геологических ситуаций, в которых происходит новообразование глинистых фаз. Исследованиям глинистых минералов лессовых отложений пока не уделялось достаточного внимания.

В целом, выполненный обзор проблемы лессов [1] показывает, что при их формировании на юге Восточной Сибири ведущую роль в качестве источника сноса играл местный субстрат. Эоловый привнос материала осуществлялся только в отдельные временные интервалы. В Китае, наоборот, главная роль в этом процессе принадлежит дальнему (тысячи километров) эоловому переносу, хотя в раннем плейстоцене источником сноса в накоплении лессовых толщ служил местный субстрат.

Автор благодарит доцента И.С. Чувашова и профессора С.В. Рассказова за консультации, полученные при подготовке обзора проблемы лессов.



Литература

1. *Ряценко Т.Г., Акулова В.В., Ербаева М.А., Гринь Н.Н.* Процессы лессообразования в Приангарье, Забайкалье, Западной Монголии и Северо-Западном Китае (сравнительный анализ) // География и природные ресурсы. 2007. № 2. С. 105–113.
2. *Лессовые породы СССР. Т. 1.* Инженерно-геологические особенности и проблемы рационального использования / Под ред. Е.М. Сергеева, А.К. Ларионова, Н.Н. Комиссаровой М.: Недра, 1986. 232 с.
3. *Трофимов В.Т., Балыкова С.Д., Болиховская Н.С. и др.* Лессовый покров Земли и его свойства. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001.
4. *Шаевич Я.И.* Цикличность формирования лессов. Опыт системного подхода. М.: Наука, 1987.
5. *Zonghu Z., Zhiyi Z., Yunsheng W.* Loess in China // The Quaternary of China. Beijing: China Ocean Press, 1991.

РАСЧЛЕНЕНИЕ СТРАТОНОВ ТАНХОЙСКОГО ТРЕТИЧНОГО ПОЛЯ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ: СОПОСТАВЛЕНИЕ СО СТРАТОНАМИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Аль Хамуд А.^{1,2}, Чувашиова И.С.^{1,3}

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, hamoudadnan04@gmail.com

² Университет Альфурата, Дер-Аль-Зур, Сирия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

На Танхойском третичном поле южного побережья оз. Байкал получены новые данные по стратиграфии южного фрагмента опорного разреза отложений, вскрытых дорожной выемкой в 0.6 км к востоку от автомобильного моста на правом берегу р. Мишиха. Для определения возраста осадочных отложений из разреза отобрано пять образцов на спорово-пыльцевой анализ. Слои с общей вскрытой мощностью около 15 м залегают с небольшим наклоном (~5°) в западном направлении. Палинологические исследования образцов выполнены в лаборатории биостратиграфии Воронежского государственного университета (палинолог Т.Ф. Трегуб).

По результатам палинологического анализа выделяются три дочетвертичных пакета. Пакет 1 (обр. 21 и 20) красноцветных отложений из нижней части разреза содержит насыщенные спектры спор и пыльцы. Небогатый, но характерный состав голосеменных пород с участием *Ginkgo sp.*, *Sequoia semperviriformis*, а также *Podocarpus dacrydioides*, *Cycadopites follicularis* указывает на эоценовый возраст изучаемых отложений. Большая часть выделенных видов характерна для отложений верхнего эоцена. Этот вывод подтверждает богатый видовой состав покрытосеменных пород, с участием пыльцы формальной классификации (*Triporopollenites*, *Triatriopollenites*) и участием в составе комплекса родов *Comptonia*, *Momipites* и *Juglans poliporata*, *Carpinus duinensisiformis*, *Fagus parvifossilis*.

Пакет 2 (обр. 17), средняя часть разреза – однородный слой «синих глин» мощностью первые метры. Преобладает пыльца покрытосеменных древесных пород с содержанием единичных зерен родов *Ginkgo sp.* и *Sequoia*, а также элементы *Cyclocarya cyclophera*, *Ulmus inaequaliarculata*, *Carpinus granulatus*, *Comptonia aborigena*, *Magnolia delicate*. Такой состав пыльцы характеризует отложения верхнего олигоцена.

Пакет 3 (обр. 12) из вышележащей части разреза содержит комплекс спор и пыльцы, в составе которого преобладают формы нижнего миоцена с единичными элементами верхнего олигоцена: *Carpinus granulatus*, *Pterocarya fraxinifolia*, *Milfordia incerta*. Состав палиноспектра обр. 10 в основном представлен пыльцой покрытосеменных пород. Выделены виды, характерные для поздних этапов среднего и ранних фаз позднего миоцена, что позволяет сделать вывод о времени формирования отложений – переходном от среднего к верхнему миоцену.

Выше по разрезу аллювиальные отложения перекрыты горизонтально лежащими слоями бурого сцементированного лимонитом конгломерата с прослоями однородного светло-коричневого песчаника, предположительно четвертичного возраста.

Три охарактеризованных дочетвертичных пакета представляют самостоятельные стратоны, отличающиеся по литологическим характеристикам отложений и надежно датированные по палинологическим данным. Для них характерна высокая степень выветривания осадочного материала – значения индекса химического выветривания (CIA) в интервале 80–86. По наблюдениям соотношений слоев между отложениями пакетов 1 и 2, 2 и 3 фиксируются стратиграфические несогласия. Между нижним стратоном красноцветных отложений с палинокомплексом верхнего эоцена (пакет 1) и верхнеолигоценным стратоном «синих глин» (пакет 2) выпадают из разреза

нижнеолигоценовые отложения. Между верхнеолигоценовым стратонам дотанхойских «синих глин» (пакет 2) и средневерхнемиоценовым стратонам (танхойская свита, пакет 3) выпадают из разреза ниже- и среднемиоценовые отложения. После фрагмента танхойской свиты в позднем миоцене и плиоцене территория была поднята с эрозионным срезанием слоев и бронировалась покровом четвертичных галечников и песков, частично сцементированных. В разрезе стратотипа танхойской свиты (Шахтерская Горка) по результатам палинологического анализа отложения разделились на нижнеолигоценовую и верхнеолигоценовую – нижнемиоценовую толщи [1]. Осадочные отложения танхойской озерно-болотной фации начали формироваться на рубеже олигоцена – миоцена (или в начале миоцена). Охарактеризованные спорами и пылью нижнемиоценовые отложения представлены в разрезе гипостратотипа танхойской свиты по р. Половинка [2].

В Западном Забайкалье развитие Селенгино-Витимского прогиба сменялось развитием водосборного бассейна Витимского плоскогорья. Прогиб формировался до заложения структур Байкальской рифтовой системы, бассейн представлял собой морфоструктуру северо-восточной части Байкальской рифтовой системы. Формировались слои мохейской свиты (кампан – маастрихт), иренгинской свиты (палеоцен – эоцен), кулариктинской свиты (олигоцен – нижний миоцен), джиллиндинской свиты (средний – верхний миоцен), хойготской толщи (плиоцен) и береинской толщи (эоплейстоцен – начало неоплейстоцена). По распространению осадочных отложений и вулканических пород обозначены три временных интервала новейшего структурного развития Западного Забайкалья. В конце мела – эоцене образовалась Еравна-Ингурская полоса впадин осевой части Селенгино-Витимского прогиба. В олигоцене – раннем миоцене наметилась структурная перестройка, повлекшая за собой активизацию субмеридиональной Еравна-Кулариктинской полосы впадин. С рубежа раннего и среднего миоцена активизировалась Витимо-Удоканская горячая зона трансенсии Витимского плоскогорья, обозначенная термальным воздействием порции горячего материала на основание литосферы в Береинском вулканическом центре. Тогда оформилась единая структура Витимского плоскогорья на фоне глубокого расчленения территории Витимского вулканического поля.

Характер накопления отложений на краевой Танхойской тектонической ступени южного борта Южно-Байкальской впадины со «сквозным» распространением на ней отложений нижнего миоцена и фрагментарным (рассредоточенным по латерали) распределением более древних (эоцен-олигоценовых) и более молодых (моложе нижнего миоцена) толщ отразил общее погружение территории в раннем миоцене и прерывистую латеральную фиксацию толщ до и после раннего миоцена.

Смена характера седиментации в Западном Забайкалье и на Танхойском третичном поле в конце олигоцена и раннем миоцене отражает перестройку в неотектонической эволюции Внутренней Азии – переход от формирования структур Южно-Байкальского протоподнятия и предгорных Селенгино-Витимского и Предбайкальского прогибов к формированию структур Байкальской рифтовой системы.

Работа выполнена по проекту ИЗК СО РАН № 0346-2016-0005 с частичной поддержкой грантом РФФИ № 18-35-00417 мол_а. Авторы благодарят проф. С.В. Рассказова и палинолога Т.Ф. Трегуб за участие в работе и консультации.



Литература

1. *Mashchuk I.M., Akulov N.I., 2012. Oligocene deposits of the Baikal rift valley // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53, N 4. P. 356–366.*
2. *Расказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Отложения Танхойского третичного поля, Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Geodynamics&Tectonophysics. 2014. Т. 5, № 4. С. 993–1032.*

АНАЛИЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СУРГУТСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Альтемиров Д.В.

Башкирский государственный университет, Уфа, altemirov.dima@yandex.ru

В настоящее время Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция остается лидирующей провинцией по добыче нефти и газа в России. Перспективной территорией для поисково-разведочных и эксплуатационных работ является Сургутский нефтегазоносный район, который приурочен к одноименному своду. В пределах Сургутского свода открыто около 600 залежей углеводородов, а разрабатываются всего 36. Большинство месторождений, такие как Тевлинско-Русскинское, Кочевское, Федоровское, Конитлорское, находятся на завершающих стадиях разработки, а также есть перспективное Имилорское месторождение, которое вступило в эксплуатационную стадию в 2013 г. В нынешней ситуации на мировом нефтяном рынке экономически целесообразно добывать углеводородное сырье на территории с развитой инфраструктурой, в традиционных регионах нефтедобычи России. На мой взгляд, необходимо активно проводить работы с внедрением высокотехнологичных методов извлечения из средне- и верхнеюрских залежей с пониженной пористостью и проницаемостью. Юрские залежи имеют локальное распространение в виде линз и представлены главным образом литологически экранированными залежами. При бурении нефтяных скважин различного назначения необходимо проводить геолого-геофизические исследования с целью уточнения глубины залегания кровли продуктивного пласта, мощности отложений, минералогического состава, характера насыщения и т. д.

Рассмотрим пример геолого-геофизических исследований, основным объектом которых является продуктивный пласт-коллектор ЮВ1/1 (одна из эксплуатационных скважин Сургутского нефтегазоносного района).

При интерпретации геологического разреза скважины необходимо иметь всю имеющуюся информацию, включающую эталонно-прогностическую модель (ЭПМ), геолого-технологический наряд (ГТН) по скважине, а также данные ГИС по соседней скважине. Основными объектами исследования при построении геологического разреза являются шлам, керн.

В результате литолого-стратиграфического расчленения разреза скважины на глубине 3232 м по стволу скважины (абс. отм. 2775.4 м) вскрыта баженовская свита. Основная порода в пробе шлама – аргиллит битуминозный. По геофизическим данным зафиксировано резкое увеличение гамма-активности по методу гамма-каротажа (ГК), а также увеличение удельной электрической проводимости. По результатам капиллярной вытяжки фильтровальная бумага приобрела оранжевый цвет, что может говорить о высоком содержании масел и асфальтенов. При последующем отборе проб выбуренной породы на глубине 3256.8 м (абс. отм. 2798.8 м) наблюдался аргиллит темно-серый с включениями глауконита, что говорит о пересечении георгиевской свиты. По результатам капиллярной вытяжки данный интервал имеет незначительное содержание масел и асфальтенов. При отборе проб бурового шлама на глубине 3261 м по стволу скважины (2803 м абс. отм.) произошло резкое увеличение процентного содержания песчаника в исследуемой пробе до 90 %. Песчаник кварцевый светло-серый, мелкозернистый, зерна кварца средней степени окатанности, средней плотности,

средней крепости, на карбонатном цементе контактно-порового типа. При последующем отборе проб шлама наблюдались прослой известняка и алевро-глинистой породы (частое чередование прослоев алевролита и аргиллита). Капиллярная вытяжка приобрела желтый цвет, что говорит о повышенном содержании масел и асфальтенов. По результатам газового каротажа на глубине 3261 м зафиксировано увеличение суммарных газопоказаний с $\sum C1 + \dots + C5 = 0.23$ абс. % до $\sum C1 + \dots + C5 = 12.3$ абс. %. Также по результатам ГИС на глубине 3261 м зафиксировано понижение гамма-активности по ГК и понижение кривой потенциала собственной поляризации. По полученным данным можно говорить о пересечении кровли продуктивного пласта-коллектора ЮВ 1/1 на глубине 3261 м по стволу скважины (2803 м абс. отм.). Полученные результаты исследований могут использоваться в последующих разработках нефтенасыщенного пласта-коллектора ЮВ 1/1.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ

Аскарова Д.А.

Российский университет дружбы народов, Москва, danara.84@mail.ru

Известно, что тяжелые металлы (ТМ) во всем мире представляют основную угрозу для здоровья человека и являются основными токсикантами почвенного слоя, которые относятся к 1-му и 2-му классу опасности. В эту группу также входят канцерогенные и мутагенные элементы, гербициды, вызывающие снижение ферментативной активности любого организма [1, 3]. Основным источником ТМ в ландшафтах Казахстана в Прикаспийском регионе является нефть, что выбрасывают на поверхность почвы при ее добыче [2, 3]. В сырой нефти высокое содержание ТМ. Исследования показывают, что, например, содержание ванадия и никеля в нефти может колебаться от 220 до 670 г/т [4]. В Каспийском море налажено промышленное освоение нефти.

Разрабатываемая и добываемая нефть Тенгизского месторождения имеет высокую концентрацию сероводорода, а также радиоактивного бария и тория [4].

Проведенные исследования показали, что содержание никеля в почвах ряда населенных территорий, где идет добыча нефти (Озенмунайгаза), варьировалось от 4.5 мг/кг в жилой зоне до 25 мг/кг на нефтяных месторождениях (допустимая концентрация никеля в почве – 3 мг/кг) [4]. В тяжелых нефтяных фракциях (мазут, гудрон) содержание ванадия, никеля (по сравнению с содержанием сырой нефти) увеличивается в 2.0–2.5 раза [4].

Ванадийсодержащая нефть включает в себя мазут, гудрон, который повторно перерабатывается на Атырауском НПЗ. Однако широкое внедрение этой технологии сдерживается наличием в исходном производстве значительных количеств серы (более 8 %) [4].

Изучение ландшафтов, продолжающих испытывать техногенные преобразования от воздействия нефтегазовой промышленности на территории Казахстана, показало, что месторождения Северного и Восточного казахстанского Каспия расположены в пустынной зоне на бурых, лугово-бурых, луговых прибрежных почвах солончаково-солончаковых комплексов. Почвенный покров длительное время под воздействием мощного техногенного давления имеет высокую степень разрушения. Почвенные разрезы нарушенных земель изменили морфологический профиль [5].

Таким образом, сравнительный анализ химического состава ландшафтов казахстанского Каспия показал следующее:

1. Содержание ванадия и никеля в нефти может колебаться от 220 до 670 г/т.
2. Разрабатываемая нефть Тенгизского месторождения имеет высокую концентрацию сероводорода, а также радиоактивного бария и тория.
3. Содержание никеля в почвах «Озенмунайгаза» колебалось от 4.5 мг/кг в жилой зоне до 25 мг/кг на нефтяных месторождениях (допустимая концентрация никеля в почве – 3 мг/кг)
4. Месторождения Прикаспия Северного и Восточного Казахстана расположены в пустынной зоне на бурых, лугово-бурых, луговых прибрежных почвах солончаково-солончаковых комплексов.

5. Почвенный покров прикаспийских ландшафтных земель, длительное время находящийся под воздействием мощного техногенного давления, имеет высокую степень разрушения.

Литература

1. *Ерофеева В.В., Глебов В.В.* Экология (для небиологических специальностей): Учебное пособие. Ставрополь: Логос, 2018. 96 с.
2. *Кочетков П.П., Глебов В.В.* Гербициды триазинового ряда // Фундаментальные и прикладные основы сохранения плодородия почвы и получения экологически безопасной продукции растениеводства: Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 75-летию со дня рождения А.Х. Куликовой. 2017. С. 230–235.
3. *Кочетков П.П., Глебов В.В.* Комплексный подход в изучении химического загрязнения почв Подмосковья // Теоретические и технологические основы биогеохимических потоков веществ в агроландшафтах: Материалы международной научно-практической конференции, приуроченной к 65-летию кафедры агрохимии и физиологии растений Ставропольского ГАУ. Ставрополь, 2018. С. 471–473.
4. *Askarova D.A., Glebov V.V.* The greening of agriculture through the creation of agricultural landscapes // Теоретические и технологические основы биогеохимических потоков веществ в агроландшафтах: Материалы международной научно-практической конференции, приуроченной к 65-летию кафедры агрохимии и физиологии растений Ставропольского ГАУ. Ставрополь, 2018. С. 391–393.
5. *Glebov V.V.* Integrated plant protection against harmful organisms: status and perspectives of development // Теоретические и технологические основы биогеохимических потоков веществ в агроландшафтах: Материалы международной научно-практической конференции, приуроченной к 65-летию кафедры агрохимии и физиологии растений Ставропольского ГАУ. Ставрополь, 2018. С. 263–265.

ВТОРИЧНАЯ МЕДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПЕРЕВАЛА ПАНОРАМНЫЙ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, КАРАЧАЕВО-ЧЕРКЕСИЯ, УРУПСКИЙ РАЙОН)

Бадьянова Л.В.

Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе,
Москва, lovegood98@mail.ru

В августе 2018 г. во время индивидуальных полевых работ в районе р. Имеретинки (Перевал Панорамный N43°37'40.0" E040°43'23.3", высота 3154 м.) в большей части образцов обнаружена карбонат-сульфатная минерализация (Северный Кавказ, Карачаево-Черкесская Республика, Урупский район, р. Имеретинка).

Группа цианотрихита объединяет вторичные сульфаты меди и алюминия и в настоящее время представлена четырьмя минеральными видами: цианотрихитом [2], карбонатацианотрихитом [5], камеролаитом [3] и хайдарканитом [4]. Несмотря на достаточную распространенность данных минералов в зонах гипергенеза медных месторождений, в России находки минералов группы цианотрихита отмечены лишь на Меднорудянском месторождении (Нижний Тагил), а также на месторождении Удокан (Читинская область). В Урупинском районе медная минерализация (рис. 1) приурочена к метаморфизованным кристаллосланцам, гнейсам, кварцитам, андезитам [1], которые испещрены многочисленными трещинами, за счет внедрения гидротермальных растворов.

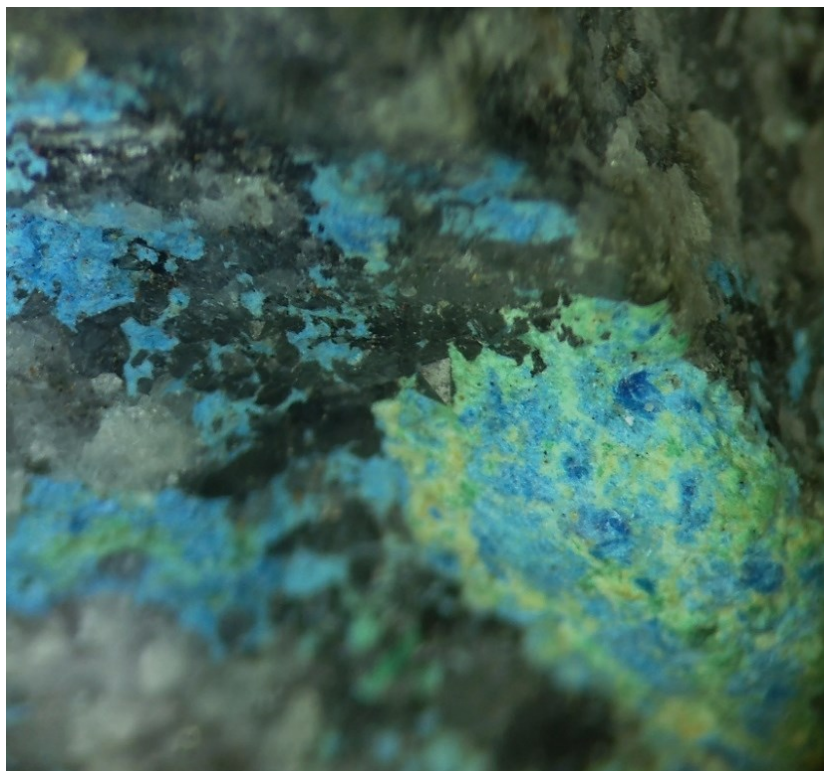


Рис. 1. Вторичная минерализация района перевала Панорамный.

Химический состав образцов изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL JCM-6000 Plus (рис. 2). Порошковая рентгенография выполнена с использованием дифрактометра Bruker D8 Advance (таблица).

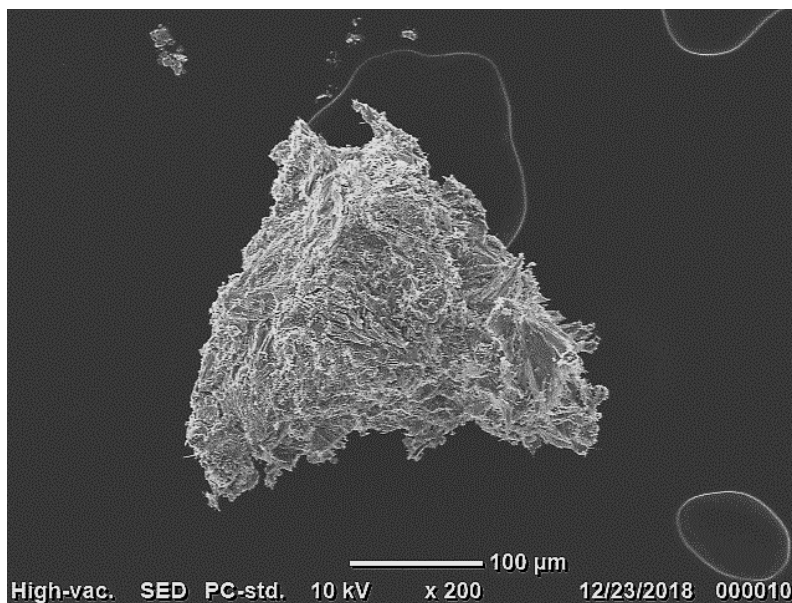


Рис. 2. Изображение образца в обратнорассеянных электронах.

В результате установлено, что данная минерализация представлена преимущественно карбонатами (малахит) и сульфатами (цианотрихит) меди.

Дифрактограмма изученного цианотрихита

№	d-spacing	Intensity	№	d-spacing	Intensity
1	10.089	-95	9	2.7694	-45
2	5.6264	-45	10	2.5098	-50
3	5.0319	-60	11	2.4498	-45
4	4.2097	-100	12	2.38	-8
5	3.8898	-6	13	2.0098	-55
6	3.6506	-16	14	1.6698	-2
7	3.3301	-60	15	1.5289	-2
8	2.9299	-2	16	1.4412	-2

Таким образом, данная минерализация представляет не только существенный минералогический интерес, поскольку расширяет географию находок цианотрихита на территории России и требует дальнейшего исследования, но и научный – в целях изучения поверхностных руд, процессов рудообразования и, возможно, дальнейшего прогнозирования поисковых работ. Стоит отметить, что геология и минералогия Карачаево-Черкесии не до конца изучена, что также говорит об актуальности проблемы.

Литература

1. *Потопенко Ю.Я.* Геология Карачаево-Черкесии / Карачаевск: Изд-во Карачаево-Черкесского государственного университета, 2004. 154 с.
2. <https://www.mindat.org/min-1203.html> цианотрихит.
3. <https://www.mindat.org/min-872.html> камеролаит.
4. <https://www.mindat.org/min-7135.html> хайдарканит.
5. <https://www.mindat.org/min-894.html> карбонатоцианотрихит.

ОРОНГОЙСКИЙ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВЫЙ МАССИВ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Базаров Б.В.¹, Бадмацыренова Р.А.^{1, 2}

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, brose@ginst.ru

² Бурятский государственный университет, Улан-Удэ

Оронгойский перидотит-габбро-сиенитовый массив относится к первой фазе бичурского комплекса (278.8 ± 7 млн лет) [1, 2], расположен в хребте Моностой, предгорья хр. Хамар-Дабан, юго-западнее г. Улан-Удэ. Массив занимает площадь около 20 км^2 , имеет овальную, слегка вытянутую в широтном направлении форму (рисунок). Вся средняя часть его сложена анортозитами, в которых встречаются ксенолиты лейкогаббро. Анортозиты в виде полосы переменной мощности (от 1 до 2 км) прослеживаются в субширотном направлении, на их долю приходится около 70 % площади интрузива. В крайней северной части массива наблюдаются щелочные роговообманковые габбро. В южном направлении эти породы сменяются зоной мелкозернистых пироксен-керсутитовых габбро. Крайняя западная часть массива и полоса между анортозитами и зоной пироксен-керсутитовых габбро сложены трахитоидными лейкогаббро. Оливиновые габбро распространены крайне ограниченно. Они отмечены в юго-восточной части массива, где образуют неправильной формы участок с нечеткими контурами среди трахитоидных мезо- и лейкогаббро. Ультраосновные породы (серпентинизированные оливиниты) в виде нескольких мелких (до 150 м в поперечнике) округлых тел закартированы в восточной части массива среди анортозитов и трахитоидных лейкогаббро. Контакты ультрабазитов с вмещающими породами очень четкие и нередко тектонизированы. Ближе к северной периферии массива габброиды прорываются щелочными сиенитами, в которых встречаются ксенолиты габбро. Оронгойский массив богат дайками и жилами пород кислого состава. С запада и востока породы массива перекрыты четвертичными отложениями. С юга габброиды контактируют с гранитогнейсами и гнейсами протерозоя. Все разновидности габброидов в том или ином количестве содержат вкрапленность и гнезда титаномагнетита и ильменита. Отмечены линзовидные тела густовкрапленных и небольшие по мощности жилы сплошных руд среди роговообманково-пироксеновых габбро.

На классификационной диаграмме TAS все изученные породы отвечают субщелочному ряду и по составу варьируются от перидотитов, габброидов до сиенитов, охватывая интервал SiO_2 от 35 до 53 %, что свидетельствует о значительной степени дифференцированности родоначальной расплава в процессе внутрикамерной кристаллизации. Кроме того, в габброидах рассматриваемого массива наблюдается широкий диапазон содержаний Al_2O_3 (10–24 мас. %), что обусловлено фракционированием плагиоклаза и моноклинного пироксена.

Породы Оронгойского массива характеризуются низкими содержаниями P_2O_5 (0.01–0.35 мас. %). По концентрации и соотношению TiO_2 и P_2O_5 среди габброидов выделяются две группы. Первая – это породы с нечетко выраженной прямой корреляцией между этими компонентами, вторая характеризуется отсутствием такой зависимости при повышенных концентрациях TiO_2 (2–4 мас. %) и очень низких содержаниях P_2O_5 (0.01–0.15 мас. %).

Для пород габброидной серии характерны повышенные концентрации железа, титана и натрия. Для рудных габбро обычно повышенное содержание летучих

компонентов (фосфора и воды). Из геохимических особенностей следует отметить крайне низкие значения содержания никеля (до 0.03 %) и кобальта (до 0.005 %) в габброидах. В ультраосновных породах концентрации этих компонентов составляют соответственно 0.2 и 0.01 %. В габброидах наблюдаются высокие концентрации Ba и Sr и низкие содержания Rb, Cs, Th, U, Nb, Ta, Zr и Hf относительно базальтов островных дуг и океанических островов.

Первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для пород Оронгойского массива обладают составами, обогащенными, относительно деплетированной мантии, радиогенным стронцием ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.70655) и имеющими значения ϵNd до -2.8 . Повышенные начальные отношения изотопов стронция ($I_{\text{Sr}} = 0.70610$) не могут трактоваться как признак ассимиляции основными магмами корового материала, поскольку такие значения обычны для основных пород повышенной щелочности [1, 3]. Изотопные составы близки к CHUR, соответствуют мантийному источнику EM-II и ложатся в поле базальтов островов Кергелен [5]. Компонент EM-II, характеризуясь высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими значениями ϵNd , связывается с субдуцированием в мантию терригенных осадков [4].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 p_a).

Литература

1. Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 807–818.
2. Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАН. 2011. № 1 (38). С. 132–138.
3. Ласточкин Е.И., Рупп Г.С., Орсов Д.А., Бадмацыренова Р.А., Хубанов В.Б. Оценка комагматичности габброидов и сиенитов Арсентьевского массива (Западное Забайкалье) // Литосфера. 2018. Т. № 4, С. 566–573.
4. Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge University press, 1995. 450 p.
5. Zindler A., Hart S.R. Geochemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛАХ ПЕЩЕРЫ АНГАРАКАН (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Базарова Е.П., Рубцова М.Н.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bazarova@crust.irk.ru

Ангараканская пещера (раннее и более известное название «Аргараканская») – вторая по протяженности в Восточной Сибири после Ботовской пещеры. Ангараканская пещера находится в верховьях р. Лены в 20 км от с. Большая Тарель, в бассейне р. Правая Иликта, и исследуется с 50-х годов прошлого века. История изучения и причина смены названия приводятся в работе А.Г. Филиппова [4]. По опубликованным данным [2], длина пещеры составляет 8500 м при глубине 57 м. Подземная полость представляет собой систему ходов, гротов и залов, вытянутую в северо-восточном направлении.

Пещера заложена в известняках, доломитах и окремненных известняках ленского яруса нижнего кембрия [3, 4]. Из вторичных образований отмечаются обвальные отложения (глыбы, щебень), водные механические (принесенные с поверхности глины), сезонные и многолетние льды в привходовой части, органогенные (кости мелких животных) и водные хемогенные (натечные) образования. В данной работе приводятся новые данные о минеральном составе водных хемогенных образований данной пещеры.

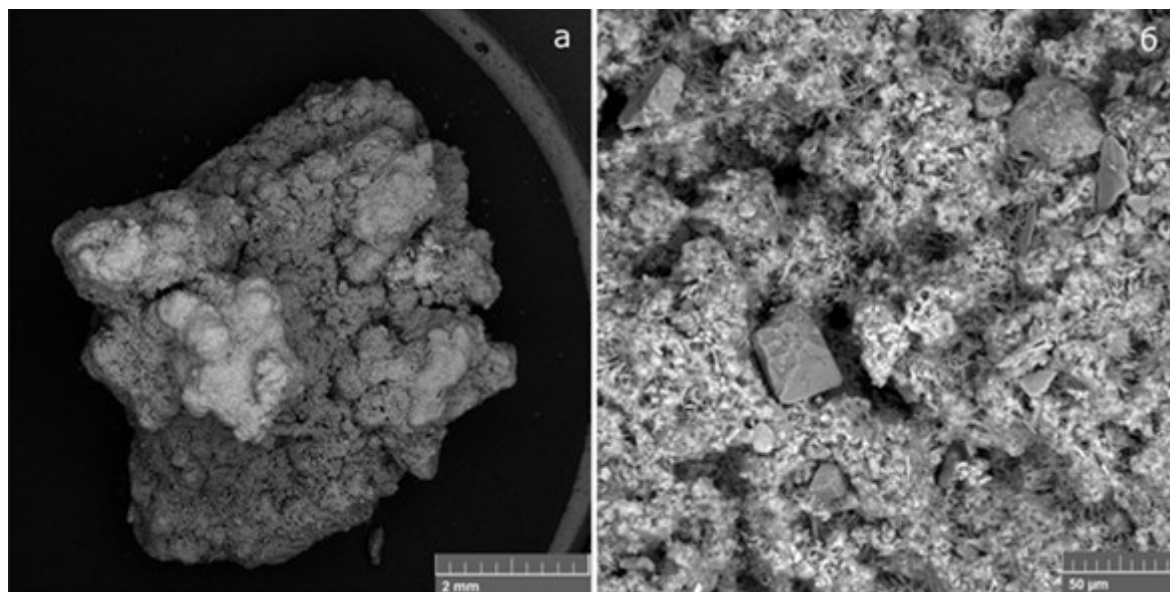
Образцы отбирались во время тренировочно-исследовательского выезда в пещеру весной 2017 г. (руководитель Э.А. Силушкина). Определение минерального состава образцов проводилось в ЦКП Института земной коры в г. Иркутске методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН – 3.0 аналитиком М.Н. Рубцовой и на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 в Горном институте УрО РАН в г. Перми аналитиком О.В. Коротченковой.

Кроме ранее описанных [1, 3, 4] кальцитовых спелеотем, в пещере были отмечены такие минералы, как гидромагnezит и доломит.

Гидромагnezит наблюдался в виде тонких (мощностью до 2 мм) легко отслаивающихся белых, иногда коричневатых за счет налета глины, обрастаний поверх кальцитовой натечной коры и кораллитов на стенах. Образование данного минерала, по видимому, связано с уменьшением водопритока на этом участке пещеры. Ранее из стекающей струями воды отлагались мощные кальцитовые коры, отложение которых происходило при потере раствором CO_2 . В настоящее время приток воды происходит по каплям и тонкими пленками, и отложение минералов контролируется не только дегазацией, но и испарением. При осаждении кальцита содержание ионов магния в растворе увеличивается, что дает возможность осаждения магниевых минералов. В сухих и хорошо продуваемых ходах других пещер при малом притоке питающего раствора формируются кальцит-арагонит-гидромагnezитовые агрегаты. Вероятно, что и в п. Ангаракан существуют пока не обнаруженные арагонитовые обрастания поверх кальцитовых спелеотем.

Доломит обнаружен в виде отдельных кристаллов размером до 25 микрон, запаянных в массу мелкокристаллического кальцита (рисунок) на полу пещерного хода. Кальцит основной массы слагает рыхлые почковидные агрегаты белого цвета на такой же белой кальцитовой коре. Сверху почковидные агрегаты покрыты нитевидными кальцитовыми кристаллами. Данные отложения доломит-кальцитового состава могут представлять собой продукт дезинтеграции коренной породы, на что указывают

сохранившиеся кристаллы доломита. Формирование кальцитового пуха поверх рыхлой коры происходило, вероятно, за счет притока раствора по капиллярам.



Общий вид почковидного доломит-кальцитового агрегата (а) и увеличенный фрагмент участка его поверхности (б). Видны включения кристаллов доломита в общей массе кальцита.

Находка гидромагнезита является первой для Ангараканской пещеры. На сегодня в п. Ангаракан отмечено три вторичных минерала: лед, кальцит и гидромагнезит. Что касается находки кристаллов доломита, их происхождение неясно. Возможно, доломит в этом отложении следует считать первичным (остатком выветрелой и перекристаллизованной вмещающей породы).

Автор благодарит О.В. Коротченкову за выполненные анализы и Э.А. Силушкину за помощь в сборе образцов.

Литература

1. Вагина А.П. Ангараканская пещера в Иркутской области // Пещеры. Межвузовский сборник научных трудов. Вып. 14–15. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1974. С. 108–112.
2. Осинцев А.В. Крупные пещеры Байкальского региона – новейшие исследования // Спелеология и спелестология: развитие и взаимодействие наук: материалы международной научной конференции. Набережные Челны, НГПИ, 2010. С. 99–101.
3. Филиппов А.Г. Перераспределение некоторых элементов в отложениях Ангараканской пещеры (Иркутская область) // Пещеры. Межвузовский сборник научных трудов. Вып. 19. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1984. С. 56–59.
4. Филиппов А.Г. Пещера Ангараканская в Прибайкалье // Спелеология и спелестология: развитие и взаимодействие наук: Материалы XIII международной научной конференции. Набережные Челны, НГПИ, 2017. С. 105–111.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ТЕРРАС Р. ВОЛГИ В ВЕРХНЕВОЛЖЬЕ

Баранов Д.В.

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

² Институт географии РАН, Москва, bumba43@mail.ru

Первые исследования долины р. Волги в Верхневолжье относятся к концу XIX в., однако по сути они представляют собой разрозненные геологические описания обнажений по берегам реки. Достоверная информация об уровнях террас, их количестве и морфологических особенностях получена в ходе экспедиций НИИ географии МГУ, Г.Ф. Мирчинка, И.И. Трофимова в 1930–1940 гг. По результатам работ А.И. Москвитиним [3] высказано первое предположение о возрасте террас: III надпойменная терраса (далее – НПТ) была сопоставлена с зандрами калининской фазы оледенения, II НПТ – с зандрами вышневолоцкой фазы, а I НПТ – с зандрами осташковской (валдайской) фазы оледенения. Представления о возрасте террас были основаны на формуле «ледниковье – аккумуляция, межледниковье – врез», поэтому стали сильно зависимы от гипотез покровного оледенения северо-запада Восточно-Европейской равнины.

В течение 1950–1960 гг. представления А.И. Москвитина были дополнены, скорректированы и в конечном итоге оформлены С.Л. Бреславом в томе «Геологии СССР» [2]. Палеогеографические построения основаны на гипотезе двух позднеплейстоценовых оледенений, сформулированной А.И. Москвитиним в 1950 г. Начало формирования долины р. Волги в Верхневолжье отнесено к фазе деградации калининского (ранневалдайского) оледенения. Аллювий верхней (третьей) НПТ ниже г. Твери сопоставляется с калининскими зандрами, формирование уступа террасы реконструируется временем молодого-шекснинского межледниковья. Однако в то же время возраст той же III НПТ в районе д. Большая Коша авторами указывается как соответствующий максимальной фазе осташковского оледенения. Формирование II НПТ увязывается со временем отступления льдов осташковского оледенения, а I НПТ имеет послеледниковый возраст.

В 1960 г. в долине р. Волги проведены масштабные геоморфологические исследования под руководством Г.В. Обедиентовой [4]. Получены данные о строении долины на разных участках, определены и описаны террасовые уровни, заложены опорные разрезы (у д. Большая Коша, в устье р. Итомля, у с. Сеславье и др.). По морфологическим особенностям было выделено два разновозрастных участка долины: более молодой (послеледниковый – послевалдайский) выше пгт Селижарово и более древний – ниже пгт Селижарово, где начало формирования долины отнесено к фазе деградации московского оледенения. Г.В. Обедиентовой была отмечена важная особенность Верхней Волги – отсутствие аллювия ледникового времени.

Итогом работ Г.В. Обедиентовой стала составленная палеогеографическая модель развития долины на основе учения об эрозионных циклах, вступающая в противоречие с межледниково-ледниковой концепцией. Согласно концепции эрозионных циклов, в течение восходящего этапа происходит врезание реки и образуются узкие террасы, а в течение нисходящего этапа реки сильно меандрируют, образуя обширные аллювиальные равнины [4]. Таким образом, исходя из морфологических особенностей террас, формирование широкой верхней (третьей) НПТ (и, соответственно, заложение современной долины р. Волги) произошло во время нисходящего этапа ранне-среднечетвертичного эрозионного цикла, который сопоставляется с фазой деградации московского оледенения. Низкие же террасы имеют

малую ширину и сопоставляются с восходящим этапом современного эрозионного цикла. Возраст II НПТ определяется как валдайский (поздневалдайский), а I НПТ – как послеледниковый.

Возрастные построения и С.Л. Бреслава, и Г.В. Обедиентовой основаны главным образом на палинологических данных по коррелятным отложениям и слабо подкреплены данными абсолютного датирования.

Обобщение геолого-геоморфологической информации силами ВСЕГЕИ на рубеже XX и XXI вв. при составлении ГГК СССР и РФ отразилось и на представлениях о возрасте террас р. Волги [1]. В основу ГГК была положена концепция К.К. Маркова (развита работами С.М. Шика, Н.С. Чеботаревой, Д.Б. Малаховского) об одном позднеплейстоценовом (валдайском) оледенении, максимальная граница которого пересекает долину р. Волги южнее пгт Селижарово. Отсюда возраст верхней (третьей) НПТ определяется как «синхронный максимальной стадии распространения последнего <поздневалдайского> оледенения и начальным этапам его отступления». Возраст II НПТ соответствует более поздним стадиям деградации. Радиоуглеродные датировки I НПТ дают раннеголоценовый возраст.

Современные методы датирования рыхлых отложений, в частности метод оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ), позволяют определять возраст отложений, датирование которых ранее было практически невозможно, например песчаных аллювиальных отложений террас, не содержащих органических останков и заведомо более древних, чем разрешающая способность радиоуглеродного метода. Датирование лестницы террас р. Волги около г. Ржева [5] позволило установить, что формирование верхней (третьей) террасы не могло произойти ранее 22–23 тыс. л. н., а, скорее всего, произошло несколько позже. Установленный возраст аллювия II НПТ составил 15–16 тыс. л. н., а аллювия I НПТ – 11 тыс. л. н. Таким образом, можно соотнести формирование III и II террас р. Волги со стадиями поздневалдайского оледенения (максимальной и лужской соответственно). ОСЛ-даты I НПТ соответствуют радиоуглеродным датировкам ВСЕГЕИ и дают раннеголоценовый возраст террасы.

В ходе полевых работ 2018 г. описана лестница террас около д. Сеславье (в 40 км ниже по течению г. Твери). В уступе III НПТ был заложен разрез, откуда отобраны образцы аллювия для ОСЛ-датирования. Возможно, это поможет более точно установить возраст верхней террасы р. Волги в Верхневолжье.

Полевые работы выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00601 мол а). Датирование образцов методом ОСЛ выполнено в рамках РНФ (проект № 17-17-01289).

Литература

1. Ауслендер В.Г. Стратиграфия: четвертичная система // Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка, лист О-(35), 36. Ленинград / Ред. В.И. Гинзбург, Е.И. Ефимова. Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, ПГО «Севзапгеология», 1989, С. 98–127.
2. Бреслав С.Л. Четвертичная система // Геология СССР. 1971. Т. 4. С. 489–636.
3. Москвитин А.И. Геологический очерк Калининской области // Ученые записки МГУ, вып. 31, география. М.: Изд-во МГУ, 1940. С. 29–108.
4. Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977. 240 с.
5. Panin A., Baranov D., Moska P. Rates of postglacial incision of the Upper Volga river estimated by luminescence dating of the terrace staircase // Practical Geography and XXI Century Challenges. International Scientific and Practical Conference, 4–6 June 2018, Moscow. Conference Book. V. 1. Moscow: Institute of Geography RAS, 2018. P. 626–631.

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ ПО ДАННЫМ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

Блинова С.А.^{1,2}, Саньков А.В.¹

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, blinova@crust.irk.ru

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

В работе исследуются сезонные вариации спектральных характеристик сейсмических волн в Прибайкалье и Забайкалье по записям землетрясений и микросейсм. Изучение последствий катастрофических землетрясений показало, что приповерхностный слой земной коры может значительно усиливать проходящие сейсмические волны, вызывая дополнительные разрушения [1, 2 и др.]. В связи с этим расчет влияния геологической среды на сейсмический сигнал является непременной составной частью всех работ по сейсмическому микрорайонированию областей с умеренной и высокой сейсмической активностью.

Байкальский рифт является одним из наиболее сейсмически активных регионов России: за период инструментальных сейсмологических наблюдений (с 1950 г.) на его территории произошло 13 землетрясений с магнитудой $M_s \geq 6.0$; согласно историческим данным, в регионе отмечались события с магнитудой до 8.2 [3]. Последнее сильное событие произошло в районе Южного Байкала (Култукское землетрясение 27 августа 2008 г.) и по данным разных сейсмологических агентств имело моментную магнитуду $M_w = 6.1-6.3$. Регистрация сейсмических событий в исследуемом регионе проводится совместно Байкальским и Бурятским филиалами Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН». Сеть сейсмических станций расположена на территории Иркутской и Читинской областей и Республики Бурятия.

Одним из наиболее широко распространенных методов для оценки амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза является метод спектральных отношений горизонтальных и вертикальных компонент сейсмограммы Н/V (или метод Накамуры), он используется как для землетрясений, так и для микросейсм [4]. В работе нами использовались записи сейсмических волн от региональных землетрясений (Р и S-волны), а также записи микросейсмических колебаний. Для учета вариаций рассматривались данные в теплый сезон – июль, август, сентябрь и холодный сезон – декабрь, январь, февраль, март.

В силу особенностей регистрирующей аппаратуры (рабочая полоса частот 0.5–10/20 Гц) надежные определения спектральных характеристик верхней части разреза получены для частотного диапазона до 10–20 Гц. По типу Н/V-отношений сейсмические станции региона можно разделить на три группы: (1) с устойчивой характеристикой, независимо от сезона; (2) с заметными суточными или сезонными вариациями Н/V; (3) с неустойчивой Н/V-кривой (станции Бодайбо и Кабанск).

Для большинства станций 2-й группы сезонные вариации АЧХ могут быть обусловлены приливными и прибойными эффектами на оз. Байкал – станции расположены на береговой линии (Нижнеангарск, Тырган, Талая, Кабанск). Вариации АЧХ для станций Иркутск, Северомуйск, Бодайбо объясняются присутствием сильных техногенных помех (транспорт, ГЭС, железная дорога).

Сопоставление Н/V-отношений, полученных по записям землетрясений и микросейсм, также показывает относительное повышение уровня Н/V для землетрясений для отдельных станций: Чита, Иркутск, Хапчаланга, Листвянка,

Нижнеангарск, Талая и Улюнхан. Для станций Иркутск, Хапчеранга, Листвянка, Нижнеангарск и Улюнхан повышение начинается с частоты 6.5 Гц, а для станций Чита и Талая – с частоты 3.5 Гц.

Наблюдаемые отклонения H/V -отношений, полученных по землетрясениям и микросейсам, могут объясняться различными по природе источниками сейсмического сигнала. Если в первом случае это были региональные землетрясения, то микросейсмическое поле представляет собой интерференцию сейсмических волн разных типов (продольные, поперечные и поверхностные волны), распространяющихся в виде отдельных цугов различной природы, от разных эндогенных и экзогенных источников.

В результате проведенного исследования методом спектральных H/V -отношений получены амплитудно-частотные характеристики верхней части разреза для сейсмических станций Байкальского рифта и их сезонные вариации по данным региональных землетрясений и микросейсм. Сопоставление полученных кривых H/V -отношений для землетрясений и микросейсм показывает их хорошее согласие в области низких частот (до 3.5 Гц) для всех станций. Для части станций наблюдается увеличение уровня H/V -кривой в области средних и высоких частот, что может быть связано с влиянием очага землетрясения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области, (проект № 17-45-388088_p-a).

Литература

1. *Borcherdt R.D.* Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay // Bull. Seism. Soc. Am. 1970. V. 60. P. 29–61.
2. *Borcherdt R.D., Glassmoyer G.* On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California // Bull. Seism. Soc. Am. 1992. V. 82. P. 603–641.
3. *Масальский О.К., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А.* Современное состояние сейсмических наблюдений в Прибайкалье // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Второй международной сейсмологической школы / Под ред. В.И. Уткина. Обнинск: ГС РАН, 2007. С. 140–144.
4. *Nakamura Y.* A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // QR Railw. Tech. Res. Inst. 1989. V. 30. P. 25–33.

К МЕТОДИКЕ ПРОГНОЗА ПОВЕДЕНИЯ ГРУНТОВ РАЗЛИЧНОГО СОСТОЯНИЯ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Брыжак Е.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bryzhak@crust.irk.ru

Исследования обосновывают возможность прогноза изменения динамических параметров расчетного сильного землетрясения при деградации мерзлоты в пределах криолитозоны на примере крупной геологической структуры северо-востока Байкальского региона – Чарской впадины. На этой основе дается комплексная оценка сейсмических воздействий сильных землетрясений региона для мерзлого, пластично-мерзлого, воздушно-сухого и водонасыщенного состояния приповерхностных слоев земной коры исследуемой территории. Представлены обобщенные средние вероятные частотные характеристики, показывающие увеличение интенсивности сейсмических колебаний верхней части разреза для различного состава и состояния грунтов Байкальской сейсмической зоны по данным землетрясений и микросейсм. Анализ частотных характеристик показывает, что для коренных и твердомерзлых пород отношение максимальных амплитуд колебаний исследуемых и эталонных грунтов при землетрясениях не превышает значений 1.2–1.4 и по уровню сейсмической опасности они сопоставимы. Это отношение при землетрясениях у талых и мерзлых грунтов близко к 2, но значительно меньше, чем у водонасыщенных.

Предложен подход к формированию исходного сигнала и сейсмогрунтовых моделей, характеризующих мощность, состав и физические свойства грунтов. Способ подачи сигналов основывается на их фазовом восстановлении [1]. Сама процедура вычислений кратко заключается в следующем: производится разделение амплитудной и фазовой характеристик выбранных землетрясений с помощью прямого преобразования Фурье, затем делается нормировка амплитудных спектров по их максимальному значению. Далее рассчитывается средний спектр для максимальной горизонтальной компоненты и путем обратного преобразования Фурье [2] восстанавливается средняя нормированная акселерограмма. Фазовая характеристика в этом случае вполне обоснованно бралась соответствующая максимальному землетрясению для исследуемой территории. Нормированный сигнал для компоненты NS масштабировался на уровень принятой исходной сейсмичности [3] для обоснованной сейсмогрунтовой модели эталона по максимальным ускорениям. Сформированный таким образом сигнал в дальнейшем используется как исходный, соответствующий модели «эталона».

Проведены теоретические расчеты и дана оценка основных параметров сейсмических воздействий прогнозных сильных землетрясений для различного состояния приповерхностной части земной коры. По значениям расчетных динамических параметров сейсмических воздействий для наиболее вероятных сейсмических моделей, отвечающих за проявление сейсмичности, получено, что для естественного (мерзлого) состояния грунтов максимальные ускорения прогнозируются в интервале от 180 до 392 см/с² – для горизонтальной компоненты и от 91 до 181 см/с² – для вертикальной. Для максимальных сейсмических воздействий на грунты прогнозируемого (талого) состояния эти величины меняются от 196 до 808 см/с² – для горизонтальной компоненты и от 91 до 336 см/с² – для вертикальной.

На основе набора полученных расчетных данных предложена в первом приближении технология построения карт-схем их районирования при деградации мерзлоты в результате техногенеза. На этом уровне исследований получены



прогнозируемые сейсмические воздействия для двух возможных вариантов: естественного состояния мерзлых грунтов и на случай их деградации.

Литература

1. *Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Басов А.Д.* Прогноз сейсмических воздействий в условиях криолитозоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 272 с.
2. *Марпл С.Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1990. 584 с.
3. *Gupta I.D., Trifunac M.D.* Empirical scaling relations for pseudo relative velocity spectra in western Himalaya and northeastern India // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 2018. N 106. P. 70–89.

ВЛИЯНИЕ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ СТРУКТУРНЫХ ПОСТРОЕНИЙ И ЕМКОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК КОЛЛЕКТОРА НА ОЦЕНКУ ФЛЮИДНОГО НАСЫЩЕНИЯ ПРИ КОМПЛЕКСИРОВАНИИ ДАННЫХ СЕЙСМО- И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Буддо И.В.^{1,2}, Шелохов И.А.^{1,2}, Смирнов А.С.^{3,4}, Мисюркеева Н.В.^{1,2}, Горлов И.В.³

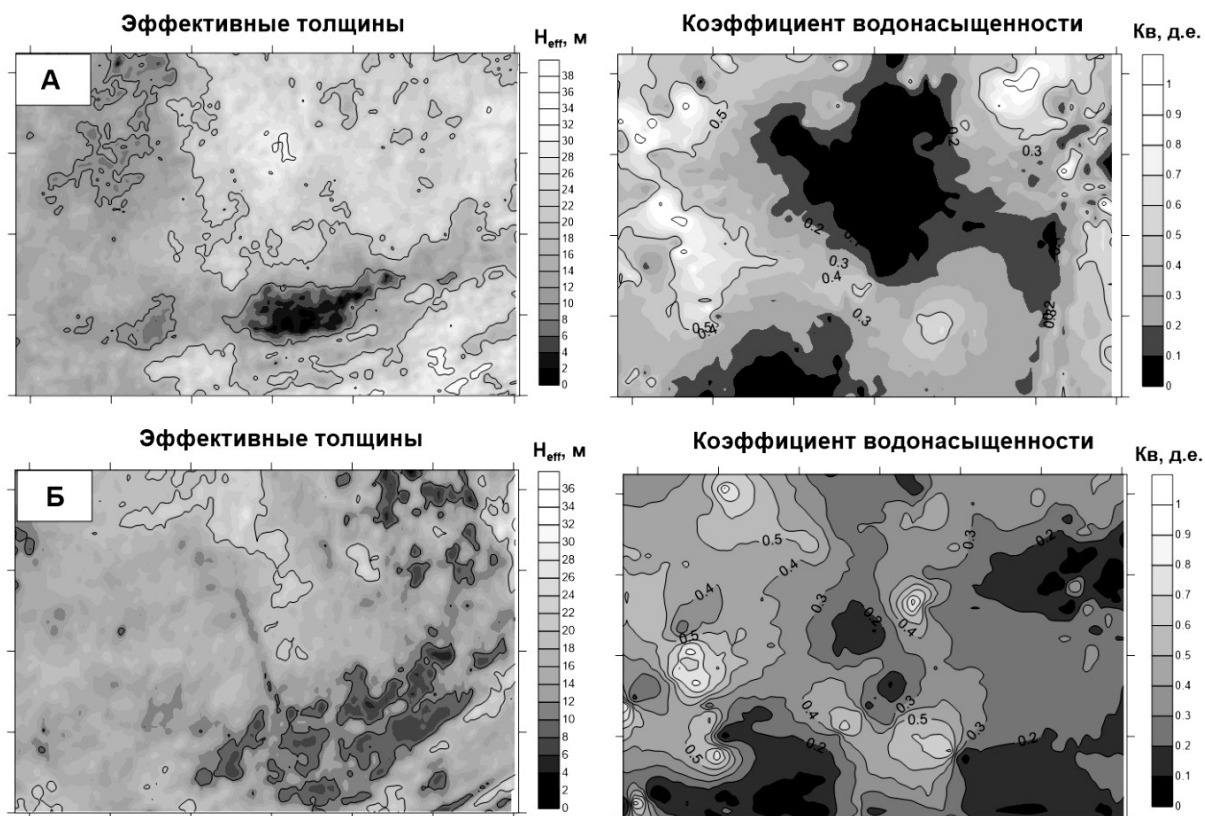
¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, biv@crust.ru

² ООО «СИГМА-ГЕО», Иркутск

³ ООО «Газпром геологоразведка», Тюмень

⁴ ФГБОУ ВО «Тюменский индустриальный университет», Тюмень

Оценка положения флюидоконтакта нефтяных и газовых месторождений на этапе разведки и доразведки является одной из приоритетных задач. Особенно остро стоит проблема в условиях блокового строения месторождения, а также в отсутствие или при недостаточном количестве материалов бурения и ГИС. В такой ситуации совместная интерпретация результатов наземных геофизических исследований – сейсморазведки и электроразведки – позволяет прогнозировать положение флюидоконтакта [1]. Вместе с тем каждый набор данных несет в себе ошибки, поэтому крайне важно оценивать неопределенности и возможные погрешности построений.



Карты эффективных толщин, полученных по данным сейсморазведки МОВ ОГТ 3D, и коэффициента водонасыщенности по результатам интегрирования с электроразведкой ЗСБ: *А* – вариант обработки сейсморазведки МОВ ОГТ 3D – № 1; *Б* – вариант обработки сейсморазведки МОВ ОГТ 3D – № 2.

На примере одного из газоконденсатных месторождений показано, что прогнозирование типа флюидонасыщения коллектора (коэффициента водонасыщенности) возможно за счет интегрирования данных сейсмо- и электроразведки [2, 3]. Интегрирование выполняется путем расчета коэффициента водонасыщенности из значений продольной проводимости по данным нестационарных электромагнитных зондирований и емкостных характеристик (коэффициент пористости и эффективная мощность коллектора) по данным сейсморазведки. Пересчет выполняется с использованием эмпирической петрофизической зависимости Дахнова-Арчи (с учетом коэффициентов, определенных по данным лабораторных исследований керна).

По результатам исследований выявлено, что неопределенности структурных построений и емкостных параметров коллектора, полученных по данным сейсморазведки МОВ ОГТ 3D, ведут к значительному изменению модели водонасыщенности месторождения (рисунок).

Верификация полученных построений посредством кросс-валидации либо калибровки на скважины (ГИС, флюидодинамические испытания и др.) позволяет выбрать наиболее достоверную геологическую модель.

Литература

1. *Поспеев А.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. и др.* Современная практическая электроразведка / Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 231 с. DOI: 10.21782/B978-5-9909584-1-8.
2. *Смирнов А.С., Горлов И.В., Яццкий Н.Н., Горский О.М., Игнатьев С.Ф., Поспеев А.В., Вахромеев А.Г., Агафонов Ю.А., Буддо И.В.* Интеграция геолого-геофизических данных – путь к созданию достоверной модели Ковыктинского газоконденсатного месторождения // Геология нефти и газа. 2016. № 2. С. 56–66.
3. *Буддо И.В., Смирнов А.С., Мисюркева Н.В., Шелохов И.А., Поспеев А.В., Касьянов В.В., Агафонов Ю.А.* Интегрирование данных электромагнитных и сейсморазведочных исследований на всех стадиях геологоразведочных работ: от поисково-оценочного этапа до разработки месторождений углеводородов // Экспозиция Нефть и Газ. Набережные Челны: ООО «Руснефть», 2018. № 6. С. 60–64.

ОСОБЕННОСТИ СЕРПЕНТИНА ИЗ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПИТКЯРАНТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Булах М.О.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
aregon27@mail.ru

Серпентиниты гипербазитовых массивов изучены на сегодня достаточно подробно, в то время как о серпентинизации апокарбонатного типа мало сведений. Особенности минералов группы серпентина из скарнов также почти не описаны. В настоящей работе приводятся данные о серпентиновых породах, развитых по скарнам и доломитовым мраморам участка Хопунвара Питкярантского рудного поля.

Данные по химическому составу серпентина и других минералов получены на кафедре петрологии МГУ (аналитики Е.В. Гусева, Н.Н. Кошлякова) с помощью сканирующего электронного микроскопа «Jeol» JSM-6480LV с комбинированной системой на основе энергодисперсионного спектрометра «Inca Energy-350». Дифрактограммы порошковых проб отсняты на дифрактометре ДРОН-3М с излучением Сока (фильтр Fe). Съемка инфракрасных спектров осуществлялась на ИК-Фурье-спектрометре ФСМ 1201 фирмы «Мониторинг» в диапазоне 400–4000 см⁻¹ с разрешением 2.0 в режиме «пропускание». Термографические характеристики серпентина изучались при нагревании навесок массой по 60 мг до 1000 °С со скоростью 20 °С/мин/ (аналитик Л.В. Мельчакова, кафедра минералогии МГУ).

Питкярантский рудный район располагается на территории Северного Приладожья на юге Балтийского кристаллического щита. Он объединяет железорудные, оловянные и полиметаллические месторождения и рудопроявления преимущественно скарнового типа. В геологическом строении района участвуют породы питкярантской свиты сортавальской серии (амфиболиты, амфиболовые сланцы и доломитовые мраморы), кристаллические сланцы ладожской серии, комплекс гнейсогранитных куполов и прорывающие метаморфические образования гранитоиды Салминского плутона, представленные тремя фазами внедрения [4].

Апокарбонатные серпентиниты широко развиты в доломитовых мраморах питкярантской свиты. На участке Хопунвара коренные выходы серпентинизированных мраморов имеются в бортах карьера «Известковая ломка». В белых и серых доломитовых и доломит-кальцитовых средне- и мелкокристаллических мраморах серпентин образует линзы и прожилки малой мощности (обычно до 5–7 см), а также мелкие гнезда (0.2–3.0 см) неправильной формы и представлен полупросвечивающими агрегатами от бесцветного и лимонно-желтого до темно-зеленого и коричневого цвета. Встречаются сплошные фарфоровидные карбонат-серпентиновые массы светло-бежевого и бледно-салатово-зеленого цвета. По составу серпентин высокомагнезиальный; значения железистости варьируются в пределах 0.00–0.03 и близки к таковым для апокарбонатного серпентина Аспагашского (Восточный Саян) и Водораздельного (Приполярный Урал) месторождений [3]. Помимо железа отмечается присутствие Al (до 0.02 ф.е.) и Mn (до 0.01 ф.е.), а также F и Cl до 0.20 вес. % (менее 0.02 ф.е.). Во всех изученных образцах по данным порошковых дифрактограмм и ИК-спектроскопии серпентин из мраморов отнесен к лизардиту с различными соотношениями политипов 1Т и 1М. На ИК-спектрах очищенных от карбоната проб максимумы поглощения принимают значения, близкие к эталонным для лизардита: 440, 606–614, 956–965, 1075, 3644, 3685 см⁻¹. Отмечается также наличие полосы 560 см⁻¹, которая у лизардита чаще подавлена, и небольшое плечо 1047 см⁻¹. Максимальный

эндотермический эффект регистрируется при температурах 690–700 °С с общей потерей массы до 13.2 %. Серпентиновые агрегаты содержат большое количество микроскопических выделений почти беспримесного кальцита, а также мелкие (до 2 мм) чешуйки бесцветного маложелезистого флогопита, характеризующегося наличием в составе фтора до 0.40 ф.е. Поскольку температуры серпентинизации доломитов лежат в диапазоне 200–400 °С, а лизардит устойчив ниже 300 °С [5], развитие апокарбонатного серпентина на участке Хопунвара, вероятно, протекало при 200–300 °С. В пироксеновых зонах магнезиальных скарнов лизардит вместе с клинохризотилом образует шнуровидные агрегаты преимущественно по косым трещинам в диопсиде; в этом случае состав серпентина и состав клинопироксена коррелируют. ИК-спектры данного лизардита характеризуются отсутствием полосы 560 см⁻¹, что может быть связано с большим искажением структуры при вхождении в октаэдрическую позицию элементов-примесей. Серпентин в пироксеновых скарнах поздний относительно сульфидного оруденения и отнесен к наиболее низкотемпературной позднещелочной стадии постмагматического скарнообразования. Как отмечалось [1, 2], с ним связано появление в скарнах и кальцифирах урановой минерализации.

На рудопроявлении Клара, где магнезиальные скарны развиты на контакте доломитовых мраморов с гранитами-рапакиви, имеются сильно измененные участки скарновых тел, в которых клинопироксен замещен тальком и амфиболом, а форстеритовым зонам метасоматической колонки соответствуют массивные породы, иногда ритмично-зонального строения, сложенные фарфороподобным серпентином светло-голубовато-зеленого до темно-серо-зеленого цвета, буроватым или светло-бежевым доломитом и магнетитом. По характеру графика инфракрасного поглощения с максимумами 447, 557, 627, 976–985, 1079, 3675 см⁻¹ серпентин отнесен к антигориту. Однако рефлекс на дифрактограммах раздвоен и присутствуют также отражения, характерные для хризотила. Максимум эндотермического эффекта отмечается при температуре 730 °С с общей потерей массы 12.9 %. На микроскопическом уровне серпентин представлен однородным агрегатом мелколучистых индивидов без признаков псевдоморфного замещения им какого-либо минерала. Состав антигорита постоянен от образца к образцу и соответствует формуле $(\text{Mg}_{2.74}\text{Fe}_{0.14}\text{Al}_{0.01}\text{Mn}_{0.01})_{\Sigma 2.90}[\text{Si}_{2.05}\text{O}_5](\text{OH}_{3.57}\text{F}_{0.43})_4\text{Ca}$ при высоком содержании F отмечается на уровне 0.0n вес. %, поэтому наличие тонкодисперсной примеси флюорита исключено. На фоне антигоритовой матрицы наблюдаются неравномерно распределенные реликты хорошо образованных кристаллов норбергита $(\text{Mg}_{2.98}\text{Fe}^{2+}_{0.04}\text{Mn}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{\Sigma 3.04}[\text{Si}_{0.96}\text{B}_{0.02}\text{O}_4](\text{F}_{1.63}\text{OH}_{0.37})_{\Sigma 2.00}$ и железистого хондродита. Доломит содержит до 2.50 вес. % Fe и до 2.45 вес. % Mn. Хондродит и норбергит подверглись значительному замещению более поздним петельчатым серпентином (лизардитом?), в котором содержание фтора ниже (0.17–0.24 ф.е.). Вместе с ним при замещении гумитов образовывался порошковатый флюорит, выделявшийся в виде тонких кайм и прожилков в кристаллах. В некоторых образцах наблюдается большое количество равномерно рассеянной в породе бесцветной мелкой слюды, состав которой пока не изучался. Антигоритовые метасоматиты, вероятно, могли формироваться по более ранним, уже серпентинизированным форстеритовым скарнам в процессе грейзенизации, связанной с внедрением гранитоидов 3-й фазы Салминского интрузива.



Литература

1. Булах М.О. Апоскарбовая и апокарбонатная серпентиновая минерализация участков Хопунвара и Люпикко Питкярантского рудного поля (Северное Приладожье) // Новое в познании процессов рудообразования (мат-лы VIII Рос. мол. науч.-практ. школы). М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 77–80.
2. Иващенко В.И., Голубев А.И. Новые аспекты минералогии и металлогении Питкярантского рудного района // Труды Карельского научного центра РАН, 2015. № 7. С. 127–148.
3. Лютоев В.П. Изоморфизм и собственные дефекты в минералах группы серпентина. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 149 с.
4. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1974. 288 с.
5. Evans B.W. The serpentinite multisystem revisited: chrysotile is metastable // International Geology Review. 2004. V. 46. P. 479–506.

SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД СРЕДНЕЮРСКОЙ ВЕРХНЕДОЛОХИТСКОЙ ПОДСВИТЫ СТРЕЛКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

Бучнев И.Н.¹, Заика В.А.², Сорокин А.А.²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

² Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск,

Иуа_Buchnev@vsegei.ru

Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из крупных структур Восточной Азии и обычно рассматривается как реликт одноименного палеоокеана [2], закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. В связи с недостатком геохронологических и изотопно-геохимических данных ученым до настоящего времени не удается определить граничные условия для разработки геодинамической модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса.

В данном сообщении представлены результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадков среднеюрской верхнедолохитской подсвиты Стрелкинской впадины, северного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса. Впадина вытянута в субширотном направлении почти на 70 км при максимальной ширине 11–14 км. Она граничит по зонам Северо-Тукурингрского разлома с Селенгино-Становым супертеррейном на севере, на юге по системе разломов – с Монголо-Охотским складчатым поясом [1].

В строении Стрелкинской впадины выделяют [1] следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх): среднеюрскую долохитскую свиту (расчленена на две подсвиты: нижнедолохитскую, верхнедолохитскую) и позднеюрско-раннемеловую холоджиканскую свиту. Нижнедолохитская подсвита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В составе верхнедолохитской подсвиты преобладают песчаники с редкими прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. Среднеюрский возраст долохитской свиты обоснован находками в низах ее разреза двустворчатых моллюсков *Dacriomya Subjakutica* Polub., *Meleagrinnella* (?) sp., аммонитов *Liostrrea* (?) sp. ind. Холоджиканская свита сложена конгломератами, гравелитами или песчаниками средне-, грубо-, мелкозернистыми с примесью гравия, углистыми алевролитами и содержит флору, характерную для позднеюрского – раннемелового времени. Она залегает с размывом и угловым несогласием на среднеюрских отложениях и на более древних породах района. Мощность свиты 940–2150 м.

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены для метаосадочных пород, характеризующих верхнедолохитскую подсвиту Стрелкинской впадины. Для данных исследований были выбраны образцы, для которых на основе петрографических и петрохимических данных установлено их соответствие кластическим осадочным породам.

Непосредственно Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511860$ в Nd стандарта La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период

измерений составило 0.51144 ± 10 ($n=12$). Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2 sigma). Уровень холостого опыта – 0.05–0.20 нг Sm, 0.1–0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [3] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$) и DM по [4] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2136$).

Полученные результаты приведены в таблице. Данные свидетельствуют о том, что метаосадочные породы верхнедолухитской подсвиты характеризуются Nd-модельным возрастом $t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 1.2\text{--}1.7$ млрд лет.

**Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований
метаосадочных пород верхнедолухитской подсвиты Стрелкинской впадины**

№ п/п	Номер образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2 \sigma$ изм.)	$t_{\text{Nd}}(\text{C})$
1	2310270	Метапесчаник	2.62	15.25	0.1040	0.512089 ± 2	1697
2	R-25	Метапесчаник	3.71	24.2	0.0925	0.512360 ± 2	1240
3	ГР-6	Метапесчаник	5.11	27.0	0.1144	0.512245 ± 5	1463

Примечание. Величины ошибок (2σ) определения отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Результаты свидетельствуют о том, что в качестве главных источников сноса протолитов метаосадочных пород верхнедолухитской подсвиты Стрелкинской впадины выступали породы, которые характеризуются мезопротерозойскими и палеопротерозойскими оценками Nd-модельных возрастов. Эти же данные позволяют аргументировать, что поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления происходило как со стороны южной окраины Северо-Азиатского кратона, так и со стороны Монголо-Охотского складчатого пояса.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 18-35-00002).

Литература

1. Кошеленко В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Становая серия. Лист N-51-XVII / Ред. А.В. Пипич. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2011.
2. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
3. Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth and Planet Science Letters. 1984. V. 67. P. 137–150.
4. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planet Science Letters. 1988. V. 87. P. 249–265.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СИЛУРИЙСКИХ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ РАЗРЕЗА МИНДИГУЛОВО ПО ЛИТОХИМИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Валитов Ш.К.

Башкирский государственный университет, Уфа, valitov.s@mail.ru

Впервые в Западно-Зилаирской зоне Южного Урала силурийские отложения детально были изучены Д.Г. Ожигановым в 1955 г. [3]. В конце 50-х г. С.Н. Краузе и В.А. Масловым проведены литолого-стратиграфические работы, в ходе которых они отметили, что «глинистые сланцы западного склона Башкирского Урала являются одними из наиболее интересных отложений с точки зрения условий их образования» [1]. С тех пор проводились геолого-съёмочные работы, поисковые исследования, но не был выяснен вопрос об условиях образования силурийских сланцев. Целью данной работы является определение условий образования глинистых сланцев на Западно-Зилаирской зоне.

Объект исследования находится в 1.5 км выше деревни Миндигулово Бурзянского района Республики Башкортостан. Он представлен переслаиванием темно-серых известняков и глинистых сланцев. Непосредственно нами были изучены глинистые сланцы. Они имеют темно-серый и коричневый цвет с зеленым оттенком. При макроскопическом описании разреза наблюдались пятна и примазки гидроокислов железа, также встречались многочисленные карбонатные линзы, мощностью до 15 мм. Возраст данных отложений по схожим литологическим признакам с другими разрезами датируется как венлокский [1].

В основе работы лежат результаты 41 силикатного анализа.

Для определения условий и обстановок образования глинистых пород были применены геохимические данные. При определении степени выветривания в области размыва применялись химические индексы CIA и CIW [2]. Значение CIA в изучаемых сланцах варьируется от 69 до 75, что характерно для пород, которые подверглись слабой или умеренной степени выветривания. По химическому индексу выветривания CIW значения в сланцах изменяются от 87 до 97. Высокие значения CIW свидетельствуют о породах, которые претерпели интенсивное выветривание в области размыва.

Как следует из вышеизложенного, величины данных индексов противоречат друг другу. По значениям индексов CIW выветривание было интенсивным, а по индексу CIA – умеренным или слабым. При решении данного вопроса было выяснено, что причиной является высокое содержание оксида калия. При обогащении отложений K_2O значения CIA уменьшаются. Поскольку индекс CIA не работает при K-обогащении, как в нашем случае, используются другие индексы для определения палеоклиматических условий.

Химический индекс CIW может быть использован при решении данного вопроса, но значениям CIW противоречит минеральный состав глинистых сланцев. По результатам CIW глинистые сланцы должны иметь каолиновый состав, но они характеризуются гидрослюдистым составом. В совокупности минералогических данных, индекс CIA показывает наиболее истинные условия, по данному индексу изучаемые отложения были подвержены средней или умеренной степени выветривания. Для того чтобы доказать это, были использованы дополнительные модули и диаграммы.

Диаграмма трендов выветривания, или диаграмма A-CN-K Г. Несбитта и Г. Янга, является наиболее эффективной при анализе процессов выветривания на палеоводосборах [2]. В нашем случае фигуративные точки расположились между

иллитом и мусковитом, примыкают они к прямой А-К. Это говорит об умеренной или средней степени выветривания.

При определении выветривания также применяют гидролизатный модуль (ГМ). Он используется при отделении пород, содержащих продукты гидролиза от пород, в которых преобладает кремнезем. Чем выше значение ГМ, тем более сильное выветривание испытывали породы источника сноса [5]. По ГМ значение варьируется от 0.45 до 0.56. При макроскопическом описании были видны примазки гидроокислов железа, которые повышают значения ГМ. С учетом данного факта, глинистые сланцы по гидролизатному модулю образовывались при выветривании умеренной или средней степени.

Для интерпретации палеогеодинамических обстановок образования осадков применены диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. По данным диаграмм все фигуративные точки расположились в поле, характерном для пассивной континентальной окраины, что не противоречит данным предыдущих лет [4].

Для определения окислительно-восстановительных условий в придонной части бассейна седиментации применялись следующие отношения оксидов: V/Cr и Ni/Co.

В большинстве образцов отношение V/Cr составляет меньше 2, что говорит об окислительных обстановках. По отношению Ni/Co значение сланцев составило меньше 5, что доказывает окислительные обстановки.

Таким образом, в результате проведенных исследований можно сделать следующий вывод об условиях образования глинистых сланцев в силурийский период. Данные породы подвергались умеренному химическому выветриванию в области размыва. Осадконакопление происходило в пассивной континентальной окраине. В бассейне седиментации были окислительные условия. Исследуемые образцы сформировались при влиянии процессов переотложения. При вторичных изменениях глинистые сланцы были подвержены калиевому метасоматозу.

Литература

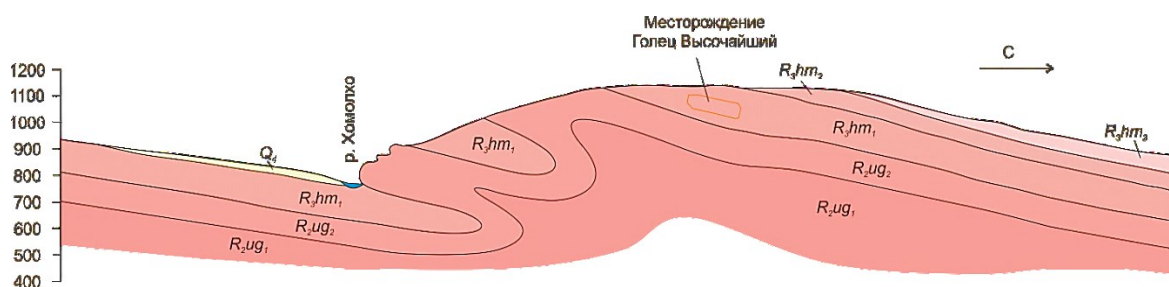
1. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1961. 94 с.
2. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.
3. Ожиганов Д.Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала // Уч. Записки Башпединститута. Уфа, 1955. Вып. IV. С. 55–92.
4. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ванин В.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Vanin_geo@mail.ru

Месторождение Голец Высочайший располагается в Ленском районе Байкало-Патомского нагорья (Северное Забайкалье), в субширотной зоне региональной складчатости, куда попадает и крупное месторождение Сухой Лог. Месторождение Голец Высочайший локализовано в висячем крыле региональной антиклинальной складки в терригенных отложениях хомолхинской свиты. Согласно данным, полученным при ознакомлении со структурным строением месторождения и его прилегающих территорий, данная складка имеет сложную флексурную форму (рисунок). Ранее данная складка представлялась как прямая открытая.



Схематический геологический разрез через месторождение Голец Высочайший.

В пределах рассматриваемой территории висячее крыло складки имеет пологое залегание 10–25° и падение на север, северо-восток. Осевая плоскость складки имеет падение на север, северо-восток под углом 15–20°. Шарнир складки имеет простирание ~110° и субгоризонтальное залегание. Замок складки частично эродирован и осложнен более мелкой складчатостью. Последняя представлена асимметричными клиновидными и седловидными складками. В некоторых складках отмечается веерный кливаж осевой плоскости.

Рудные зоны на месторождении представлены сульфидизированными углеродистыми сланцами, в составе которых преобладает серицит, кварц, карбонат и содержится некоторое количество хлорита. Сульфиды представлены пиритом и пирротинном. Пирит имеет две генерации. Пирит-1 образует прожилки с кварцем, мощностью до 2 см, залегающие субсогласно слоистости. Данные прожилки пирита-1 сформировались, вероятнее всего, на стадии литогенеза и претерпели последующие надвиговые движения, обусловившие формирование флексурных перегибов в рудных прожилках, плейчатости и кренуляционного кливажа.

Пирит-2 представлен крупнокристаллическими кубическими зернами размером до 2 см. Диагонали зерен пирита-2 часто ориентированы по направлению плоскости кренуляционного кливажа, тени давления зерен выполнены кварцем. Данный факт свидетельствует о том, что пирит-2, вероятно, имеет возраст, близкий к формированию кренуляционного кливажа (см. ниже).

Пирротин в виде гнезд и прожилков ассоциирует с пиритом-1.

Золото обнаруживается как в пирите-1, так и в ассоциирующем с ним кварце [3]. В пирите-2 золото пока не обнаружено.

Вмещающая золотое оруденение хомолхинская толща имеет моноклиналиное залегание послойной сланцеватости с преобладающим азимутом падения $10\text{--}25^\circ$ и углами падения $5\text{--}25^\circ$. На территории месторождения и за его пределами в долине р. Хомолхо отмечается кливаж осевой плоскости (ОП) с аз. пад. $15\text{--}20^\circ$ и углами падения $25\text{--}30^\circ$. При детальном геолого-структурном исследовании золоторудных зон, вскрытых в двух карьерах – западном и восточном, установлено, что, помимо сланцеватости и кливажа ОП, также отмечается кренуляционный кливаж с аз. падения 20° и углами падения $50\text{--}80^\circ$. За пределами золоторудных зон кренуляционный кливаж-2 не встречается.

На месторождении так же интенсивно проявлена пострудная тектоника, выразившаяся в формировании трещин и разломов. В карьере фиксируются две пострудные зоны разломов, западная, с аз. пад. 295° и углом падения 55° , и восточная, с аз. пад. 110° и углом падения 70° . По разломам фиксируются сбросовые кинематические движения.

Для рассматриваемой территории можно предположить следующую модель формирования. На первом этапе ранее накопленная моноклиналино залегающая углеродистая толща подверглась продольному сжатию ЮЮ-З ориентировки с формированием складок изгиба и кливажа ОП. На втором этапе сформировался кренуляционный кливаж, участками нечетко проявленный.

Проведенными исследованиями установлено, что месторождение Голец Высочайший расположено в висячем крыле сложной антиклинальной флексурной складки регионального масштаба с шарниром субширотного простирания. Золоторудные зоны также имеют субширотное простирание и контролируются зонами наложения кливажа ОП и кренуляционного кливажа на послойную сланцеватость.

Приуроченность золоторудных зон месторождения к выявленным структурным ловушкам не противоречит концепции метаморфогенно-гидротермального рудообразования [1, 2] при процессах складкообразования. Рудообразование связано с последовательным метаморфическим преобразованием металлоносных углеродистых толщ, результатом которых являются сланцеватость и кливаж. Первично рассеянное золото в породах подвергалось последовательной ремобилизации при каждом этапе метаморфизма и накапливалось до промышленных содержаний в строго определенных зонах – структурных ловушках.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00266).

Литература

1. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. Москва. Недра, 1982. 256 с.
2. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог одно из крупнейших золоторудных месторождений мира. Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
3. Сокерина Н.В., Онищенко С.А., Исаенко С.И. Флюидный режим формирования золоторудного месторождения Голец Высочайший (Ленский золоторудный район) // Вестник Института геологии Уральского отделения РАН. 2016. № 7. С 3–9.

ГЕОХИМИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Восель Ю.С., Журкова И.С., Мезина К.А.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
vosel@igm.nsc.ru

По геохимии атмосферных осадков достаточно много работ разной направленности [1–3]. Цель данной работы – определить сходства и различия по геохимии микро- и макроэлементов в системе снеготалые/дождевые воды – взвесь.

Образцы зимних и летних атмосферных осадков собирались в нескольких мониторинговых точках на юге Западной Сибири (точка рядом с ИГМ СО РАН, Караканский бор (100 км от Новосибирска), несколько точек на Горном и Степном Алтае). После измерения основных физико-химических параметров в снеготалых и дождевых водах они фильтровались на мембранном фильтре (0.45 мкм). Фильтраты анализировались на основной ионный состав и широкий спектр микроэлементов и редкоземельных элементов. Фильтры со взвесью также подвергались разложению и анализу на микро-, макроэлементный состав, а на редкие земли – методом ICP-MS.

Результаты измерения основных физико-химических параметров (pH – Eh) показали, что особой зависимости между ними нет. Eh находится в достаточно широких пределах – от 50 до 500 мВ, pH от 4.3–7.8. Снеготалые воды в основной массе имеют Eh чуть выше, чем дождевые. Возможно, это связано с тем, что в летнее время в атмосфере присутствует большое количество мельчайших частиц органического происхождения, которые и дают некоторое понижение Eh в дождевой воде. pH снеготалых и дождевых вод имеют значения в основном в нейтральной области, со сдвигом в кислую сторону. Существует положительная корреляция между значениями pH и минерализацией вод.

Основной ионный состав снеготалых вод в мониторинговой точке рядом с ИГМ СО РАН остается на протяжении зимы примерно одинаковым (гидрокарбонатно- Ca^{2+}). Содержание гидрокарбоната 30–40 %, количества остальных анионов (NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) остаются небольшими. Наиболее заметное изменение среди них имеет нитрат-ион.

В летний период гидрокарбонат иона становится значительно меньше. Основным анионом, присутствующим в дождевых водах, можно считать нитрат, хотя заметно и увеличение содержания хлоридов и сульфатов. Основным катионом, как и в зимний период, остается Ca^{2+} .

За пределами крупных населенных пунктов в Караканском бору и на Горном Алтае (с. Артыбаш) как в зимний, так и в летний период основным анионом является гидрокарбонат, а катионом – Ca^{2+} . При этом в отличие от Академгородка (т.н. рядом с ИГМ СО РАН) в снеготалых водах достаточно высоко содержание нитрат-иона. В летнее время концентрации нитратов в дождевой воде в изучаемых точках очень низкие.

Получены мультиэлементные спектры усредненных составов снеготалых и дождевых вод, за разные периоды отобранных в мониторинговой точке рядом с ИГМ СО РАН. Они были нормированы на состав океанических вод, а также на состав ультрапресных байкальских вод. Относительно байкальской воды они обеднены только очень небольшим рядом элементов (это элементы основного ионного состава воды – Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , а также такие элементы, как Si, Sr, Ba, Li, B и V). Дождевые и снеготалые воды обогащены большей частью микроэлементов относительно байкальских вод. Это такие элементы, как Al, Fe, Mn, Cd, Cs, Be, Se, V, Cu, Co, Ni, Ti.

Относительно океанических вод как снеготалые, так и дождевые воды обеднены широким спектром элементов, однако есть элементы, которыми ультрапресные

дождевые и снеготалые воды обогащены относительно соленых океанических – это Cd, Pb, Be, Se, Cr. Они обогащены даже такими элементами, как Al, Fe, и Mn.

Сравнивая мультиэлементные спектры абсолютных содержаний в фильтрах снеготалых вод и взвеси на фильтрах по разным районам юга Западной Сибири, можно с уверенностью утверждать, что каких-либо значимых различий между регионами нет. Особенно заметно сходство в распределении макроэлементов. При распределении микроэлементов различий немного больше. Похожие закономерности распределения элементов в системе взвесь – фильтрат наблюдаются и в дождевых пробах.

При сравнении спектров взвеси снеговых и дождевых вод видно их принципиальное сходство, особенно в распределении макроэлементов. Из этого можно сделать вывод, что принципиального различия в составе пылевых частиц в зимний и летний период не наблюдается.

Для части проб, взятых в разных районах юга Западной Сибири, выполнены редкоземельные спектры как во взвешенной части, так и в фильтрах. Все полученные значения пронормированы на мировой глинистый сланец.

В основном спектры взвеси получились ровные, без особых минимумов и максимумов. Ярким исключением является спектр взвеси снежной пробы, отобранной в мониторинговой точке рядом с ИГМ СО РАН 21.03.2018 г. В ней наблюдается явный Eu максимум. Этот же максимум наблюдается в фильтрате этой пробы. Отличительной чертой фильтратов снеготалых и дождевых вод является наличие во всех измеренных образцах Se минимума, проявленного в большей или меньшей степени.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при частичной поддержке РФФИ (проект № 17-05-41076 РГО_a).

Литература

1. *Baskaran M., Shaw G.E.* Residence time of arctic haze aerosols using the concentrations and activity ratios of ^{210}Po , ^{210}Pb and ^7Be // *J. of Aerosol Science*. 2001. Т. 32, № 4. С. 443–452.
2. *Пристова Т.А., Василевич М.И.* Химический состав снежного покрова в лесных экосистемах в зоне аэротехногенного влияния целлюлозно-бумажного производства (ЦБП) // *Известия Самарского научного центра Российской академии наук*. 2010. Т. 12, № 1. С. 2314–2316.
3. *Таловская А.В., Язиков Е.Г.* Геохимический состав пылеаэрозольных частиц на территории полигона «Томский» Томской области // *Вычислительные технологии*. 2008. Т. 13, № 3. С. 30–36.

ГЕОХИМИЯ УРАНА В КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ МАЛЫХ ОЗЕР ПРИОЛЬХОНЬЯ

Восель Ю.С., Мальцев А.Е., Волкова В.И.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
vosel@igm.nsc.ru

Исследование современных океанических осадков показало, что в их восстановленной части, ниже Red-Ox границы, происходит накопление урана [5]. Такое увеличение концентраций объясняется многими исследователями тем, что в ходе диагенеза происходит восстановление уранил-ионов поровых растворов и формируются собственные минеральные фазы U(IV) [5]. Собственные минералы U(IV) в современных океанических осадках методом электронной микроскопии или другими прямыми методами выявить не удалось. Однако такие минеральные фазы с помощью электронной микроскопии удалось легко зафиксировать в фосфоритах континентальных шельфов, а именно, в них были обнаружены уранинит (UO_{2+x}), коффинит ($USiO_4$) и нингиоит ($CaU(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$). В последние десятилетия методами электронной микроскопии были также проведены детальные исследования урановых черней. Представляется весьма интересным то, что только эти собственные минеральные фазы урана (IV) были в них обнаружены [1], поэтому можно предположить, что только эти же минеральные фазы урана (IV) должны образовываться и в других природных объектах, в частности в современных океанических (не фосфоритных) осадках или осадках соленых и пресных озер.

Цель работы – получить информацию, свидетельствующую в пользу присутствия нескольких новообразованных фаз U(IV) в колонках озерных осадков. В этой связи отметим, что присутствие соединений U(IV) можно использовать в качестве маркера восстановительной обстановки в осадках. Также и поэтому представляется важным получение любых свидетельств образования восстановленных соединений U(IV). По сравнению с глубоководными водоемами проще проводить подобные исследования для малых озер. В частности, существует множество малых озер с высокими изотопными отношениями ($^{234}U/^{238}U$) и высокими содержаниями U в воде и осадках, что сильно облегчает проблемы с точностью измерений.

В работе рассматривается подход, который позволил получить информацию, свидетельствующую о присутствии новообразованных собственных минеральных фаз U(IV) в осадках озер Приольхонья. Суть подхода заключается в использовании обычной процедуры последовательного селективного растворения осадков, разработанной на основе методики Тесье [4], но с добавлением дополнительных стадий обработки растворами азотной кислоты различной концентрации и температуры. Выбранная исходная схема селективного растворения такова, что используемые в ней реагенты не могут взаимодействовать с фазами U(IV) [2], и они вместе с терригенными минералами остаются в нерастворившемся остатке, который в дальнейшем и подвергается кислотному растворению (последние четыре стадии в таблице).

Для исследований выбраны озера Намши-Нур и Мелкое, находящиеся в засушливой части Приольхонья. Выбор озер определялся тем, что в их водах концентрации урана достаточно велики и составляют по нашим измерениям 22 ± 3 мкг/л и 25 ± 3 мкг/л соответственно, изотопные отношения урана ($^{234}U/^{238}U$) равны 1.75 ± 0.08 и 2.66 ± 0.24 соответственно.

Дополнительные стадии к исходной схеме селективного растворения [4]

I кислотная стадия	0.5 М HNO ₃ 25 °С (40 мин)	Фазы U(IV) + тер. минералы
II кислотная стадия	Конц. HNO ₃ 25 °С (1 ч)	Фазы U(IV) + тер. минералы
III кислотная стадия	Конц. HNO ₃ 90 °С (3 ч)	Фазы U(IV) + тер. минералы
IV кислотная стадия	Конц. HNO ₃ Кип. (24 ч)	Фазы U(IV) + тер. минералы
твердый остаток	Нерастворившийся остаток	Фазы U(IV) + тер. минералы

После каждой стадии селективного растворения проводилось измерение активности четных изотопов урана в полученном растворе (и в конечном твердом остатке) методом альфа-спектрометрии (альфа-спектрометр ALPHA-ENSEMBLE-8, Ametek, ORTEC, США). Такие измерения проводились, поскольку измерение только общей концентрации урана в кислотных растворах не давало бы никакой информации о растворении новообразованных фаз U(IV), так как помимо этих фаз в кислоте растворяется еще некоторое количество терригенных минералов, присутствующих в осадке. В связи с этим для доказательства присутствия в образце урана из новообразованных фаз необходима дополнительная информация. В качестве такой информации удобно использовать величину отношения его четных изотопов (²³⁴U/²³⁸U). О присутствии в образце урана из аутигенных (новообразованных) фаз свидетельствует повышенное изотопное отношение (²³⁴U/²³⁸U > 1). Дело в том, что аутигенные фазы осадков наследуют изотопное отношение вод, из которых они образовались. В то же время в поверхностных водах всегда существует дисбаланс четных изотопов урана, так что изотопное отношение ²³⁴U/²³⁸U в них заметно превышает единицу (эффект Чердынцева-Чалова). В терригенных минералах отношение ²³⁴U/²³⁸U строго равно 1 (вековое равновесие) [3].

На основе проведенных исследований можно сделать вывод, что в изученных озерных осадках можно выделить как минимум три новообразованные формы U(IV):

– первая форма легко растворяется в 0.5М HNO₃ и холодной концентрированной кислоте;

– вторая растворяется только в кипящей концентрированной HNO₃. Она в количествах, значительно превышающих пределы обнаружения методом альфа-спектрометрии, присутствует в нижних горизонтах осадка оз. Намши-Нур.

– третья форма хорошо растворяется в концентрированной HNO₃ при ее нагреве до 90 °С, эта форма четко проявляется в отложениях оз. Мелкого.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при частичной поддержке РФФИ (проект № 18-35-00072 мол_а).

Литература

1. Дойникова О.А. Минералогия урана восстановительной зоны гипергенеза (по данным электронной микроскопии). М.: ФИЗМАТЛИТ, 2012. 216 с.
2. Лидин Р.А., Молочко В.А., Андреева Л.Л. Химические свойства неорганических веществ. М.: Колосс, 2003. 480 с.
3. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.
4. Tessier A. et. al. Sequential extraction procedure after the speciation of particulate trace metals // Analytical Chemistry. 1979. V. 51. P. 884–851.
5. Mangini A. et. al. What do we learn from peaks of uranium and of manganese in deep sea sediments? // Marine Geology. 2001. V. 177. P. 63–78

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В НЕФТИ: ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Галеев Р.И.

Башкирский государственный университет, Уфа, rusl.galeew2012@yandex.ru

В связи с необходимостью увеличения глубины добычи нефти и повышения качества нефтепродуктов, изучение микроэлементного состава углеводородов и продуктов нефтепереработки является важным и перспективным направлением.

Микроэлементами нефти называются химические элементы, концентрация которых в углеводородном сырье не превышает 0.1 % [4]. Они определяются с помощью атомно-спектроскопических (атомно-абсорбционная, атомно-эмиссионная, оптическая эмиссионная спектрометрия) и ядерно-физических (нейтронно-активационный) методов анализа. В нефтях обнаружено более 60 микроэлементов, более 30 из которых являются металлами. Их средние содержания варьируются в широких пределах и уменьшаются в определенной последовательности: Cl, V, Fe, Ca, Ni, Na, K, Mg, Si, Al, I, Br, Hg, Zn, P, Mo, Cr, Sr, Rb, Co, Mn, Ba, Se, As, Ga, Cs, Ge, Ag, Sb, U, Hf, Eu, Re, La, Sc, Pb, Au, Be, Ti, Sn. Наибольший интерес представляют переходные и щелочно-земельные металлы: V, Ni, Fe, Zn, Ca, Hg, Cr, Cu, Mn.

Установлено, что микроэлементы концентрируются преимущественно в асфальтово-смолистых фракциях – металлопорфирины (V), соли металлов (Mo, Ge), органических кислот, хелатные комплексы (Co, Ni, Cr). Pb, Zn, Cu, Hg, Se, As образуют различные металлоорганические соединения в высококипящих фракциях нефтей.

Широкий спектр элементов-примесей в нефтях ученые связывают как с природой исходного нефтеобразующего органического материала, так и с адсорбцией из вмещающих пород или пластовых вод.

В содержании микроэлементов была установлена следующая тенденция: в среднем их количество уменьшается с увеличением возраста пластов и глубины их залегания. Между элементами также существуют некоторые зависимости. Например, чем выше концентрация серы, тем больше содержание ванадия. Схожая ситуация в паре азот – никель. Соотношение ванадия и никеля – величина весьма постоянная, являющаяся одним из общепринятых параметров нефтей. Величина генетического показателя постепенно понижается до единицы в соответствии с возрастом нефти (от древних к молодым) и ее тектонической приуроченностью.

Нефть рассматривается как обогащенная металлами, если среднее содержание ванадия и никеля достигает 0.01 %. Большая часть ванадия концентрируется в тяжелых нефтяных остатках, получаемых в результате перегонки, – гудронах и мазутах (до десятых долей процента). Такое количество элемента сопоставимо с его содержанием в титано-магнетитовых рудах, в отличие от всех остальных металлов (Al, Cu, Co, Mn). Например, многие нефти Волго-Уральской нефтегазоносной провинции уникальны по содержанию элементов-металлов, особенно V, и представляют интерес в качестве комплексного минерального сырья [2]. Из неметаллов следует выделить хлор (до 0.01 %), йод и бром (в низко- и высококипящих фракциях соответственно).

В целом, распределение различных элементов во фракциях нефти не одинаково. Оно зависит от природы вещества, его характеристик, таких как атомная масса и другие.

Микроэлементы, концентрирующиеся в нефтях, оказывают значительное, в основном негативное, влияние на технологические процессы ее переработки, например уменьшают глубину переработки нефти (долю светлых продуктов), вызывают коррозию

оборудования (ванадий является каталитическим ядом), выход его из строя, повышают зольность котельного топлива. Результатом использования такого продукта становится выброс в атмосферу токсичных соединений металлов, а также коррозия активных элементов двигателей. Из положительных факторов следует выделить то, что микроэлементы – основной источник вязкости соединений нефти, природный эмульгатор.

Исходя из вышеперечисленного, можно сделать вывод о том, что важной задачей нефтепереработки является извлечение микроэлементов, в особенности металлов, из структуры нефти и остаточных продуктов (коксов). Для этого применяется целый ряд методов [1]: экстракционный, адсорбционный, каталитический, гидрогенизационный и термический, суть которых состоит в разрушении металлосодержащих соединений с последующим осаждением металлов. Используются и магнитные свойства металлов: в магнитном поле комплексы Co, Ni, Mo, V разлагаются, смесь металлов извлекается с помощью магнита.

В настоящее время масштабы и уровень исследований в данной отрасли значительно возросли, так как знание микроэлементного состава нефти помогает решать ряд задач:

- 1) геолого-геохимические – установление возраста нефти, направления и путей ее миграции, идентификация нефтяных пластов;
- 2) технологические – рациональное применение ценных компонентов;
- 3) промышленно-сырьевые – повышение технико-экономических показателей добычи и переработки нефти;
- 4) экологические – охрана окружающей среды [3].

Решение обозначенных задач не только улучшает качество нефтепродуктов, но и может стать источником получения некоторых металлов, обладающим большим потенциалом. Д.И. Менделеев в 1903 г. писал: «Топить нефтяными остатками не значит топить соломой, а все равно что топить едва вытрясенными снопами, которые дали самое зрелое зерно. Плохими хозяевами назвали бы тех, которые бы жгли солому, не вымолотив ее по возможности начисто». Необходимо дальнейшее изучение микроэлементного состава нефтей не только с целью извлечения полезных компонентов (металлов), но и для экологического мониторинга потенциальных токсичных загрязнителей окружающей среды.

Литература

1. *Ахметов А.Ф.* Деметаллизация тяжелых нефтяных остатков – основная проблема глубокой переработки нефти // Башкирский химический журнал. 2011. Т. 18, № 2. С. 93–98.
2. *Мухаметшин Р.З., Пунанова С.А.* Геохимические особенности нефтей Урало-Поволжья в связи с условиями формирования месторождений // Геология нефти и газа. 2001. № 4. С. 74–83.
3. *Пунанова С.А.* Микроэлементы нафтоидов в процессе онтогенеза углеводородов в связи с нефтегазоносностью: Дис. ... докт. геол.-мин. наук: 25.00.12. М.: Институт проблем нефти и газа РАН, 2017. 288 с.
4. *Хаджиев С.Н., Штирт М.Я.* Микроэлементы в нефтях и продуктах их переработки. М.: Наука, 2012. 222 с.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ДАЛМАТОВСКОГО УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гибадулина Э.Н.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, nafikova.elmira@mail.ru

Основной целью работы является изучение гидрогеологических условий на Далматовском месторождении, что позволит выявить проблемы, связанные с освоением технологических скважин. В работе рассмотрены: гидрогеологические условия, технологический процесс освоения скважин, химическая обработка «прифильтровой» рудовмещающей зоны. На данном этапе работ выявлено, что гидрогеологические условия на месторождении слабо изучены и «мешают» общей производительности.

Далматовское месторождение расположено в пределах Тобольского артезианского бассейна, являющегося бассейном II порядка в обширной Западно-Сибирской водонапорной системе. Положение района в краевой части артезианского бассейна определяет своеобразие его гидрогеологических условий, выражающееся, с одной стороны, во влиянии области питания – Уральской складчатой системы на динамику подземных вод, а с другой – в формировании зон затрудненного водообмена за счет гидроизоляции горизонтов и комплексов. Рудовмещающий водоносный горизонт локализован в системе древних эрозионных палеодолин, выполненных аллювиальными и пролювиально-делювиальными образованиями общей мощностью 80–90 м.

Во время проведения опытно-фильтрационных работ возникли проблемы, связанные с производительностью большинства осваиваемых скважин. Бурение и сооружение гидрогеологических скважин проводилось с соблюдением всех технологий и стандартов. Водоносный горизонт рудовмещающей толщи сложен ритмично чередующимися прослоями разнозернистых песков, песчаников и песчано-гравийных отложений, разделенных глинистыми водоупорами [1], при этом в нескольких рядом расположенных скважинах дебит колеблется от 0.9 до 9.0 м³/час, с учетом того, что скважины расположены друг от друга в 20 м. Проектный дебит на Центральной и Южной залежи должен составлять 6.0 м³/час.

Одной из возможных причин низкой производительности скважин может являться кальматация прифильтровой зоны. Это обуславливается наличием глинистого материала в песках, что способствует уменьшению фильтрационных свойств.

Выявление причин малой производительности на Далматовском месторождении урана в дальнейшем позволит разработать методику по освоению технологических скважин с изначально малым дебитом и понизить время на их освоение, которое на данных залежах могло составлять до 400 часов.

Литература

1. Дойникова О.А., Солодов И.Н., Черток М.Б. Минеральный состав урановых руд месторождения Далматовское (Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. С. 540–549.

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Гладков А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, anton90ne@rambler.ru

Согласно актуальным картам общего сейсмического районирования (комплект карт ОСР-2016 под ред. В.И. Уломова, М.И. Богданова), юг Восточной Сибири, Кавказский и Дальневосточный регионы РФ являются одними из наиболее сейсмоопасных регионов России. Эпицентры сильных землетрясений, которые сами по себе являются опасными природными явлениями, ассоциируются с зонами активных разломов земной коры. Однако, помимо первичных сейсмогенных разрывов, к последствиям землетрясений относятся вторичные эффекты, такие как сейсмогравитационные трещины, оползни, осыпи, обвалы, камнепады, гидрогеологические аномалии и др. [4]. Большинство этих опасных процессов оказывают отрицательное воздействие на жизнедеятельность людей, народно-хозяйственные объекты и могут привести к значительному социальному и экономическому ущербу.

Анализ, проведенный для исследуемой территории юга Восточной Сибири в работах [1, 2 и др.], показывает, что во время землетрясений наиболее часто проявляется разжижение грунта (разжижение водонасыщенных дисперсных грунтов под действием сейсмических волн, которое сопровождается почти полной потерей их несущей способности), вторичное разрывообразование, просадочные и склоновые процессы. Последствия проявления таких событий могут быть катастрофическими.

Исследование посвящено разработке геоинформационного программного обеспечения, используемого для моделирования и прогноза мест проявления перечисленных опасных геологических процессов. Поставленная задача решается усовершенствованием специализированного программного модуля для геоинформационной системы «ActiveTectonics», интегрирующей большое количество геопространственной информации по активной тектонике юга Восточной Сибири (базы данных активных плиоцен-четвертичных разломов, косейсмических эффектов землетрясений и сейсмогенных источников). Методика моделирования заключается в построении с помощью геоинформационных средств буферных зон, каждая из которых соответствует определенной вероятности проявления моделируемого процесса.

Для определения максимальных расстояний, на которых могут проявляться описываемые процессы, используются зависимости, основанные на большом объеме фактических материалов исследования косейсмических эффектов в эпицентральных зонах сильных землетрясений юга Восточной Сибири и Монголии. Длина первичного сейсмогенного разрыва рассчитывается в зависимости от кинематических и энергетических параметров моделируемого землетрясения, для этого по выбору пользователя применяются либо классические формулы, предложенные в работе [5], либо зависимости, уточненные для изучаемого региона [2].

Моделирование и прогноз мест проявления перечисленных опасных геологических процессов производится с использованием закономерностей, установленных для изучаемой территории в работах [1, 2 и мн. др.]. В данных научных исследованиях определена зависимость длины активизированного сейсмогенного разрыва и предельного расстояния, на котором могут проявляться опасные геологические процессы, от магнитуды и параметров очага землетрясения. При

построении прогнозной модели учитываются магнитуда и кинематические параметры очага землетрясения, разломно-блоковое строение земной коры, тип горных пород (по аналогии с [3] для прогнозирования оползневых и обвальных явлений), наличие рыхлых осадков, способность грунтов к разжижению (геологическое строение территории), а также иные гидрогеологические и геоморфологические факторы, набор которых определяется наличием и доступностью данных. Весь процесс построения моделей локализации опасных геологических процессов автоматизирован, пользователю необходимо лишь указать на интерактивной карте эпицентр землетрясения, задать его параметры и выбрать моделируемый процесс.

Визуализация и публикация результатов в дальнейшем будут производиться с помощью тематического геопортала, доступного по интернет-адресу www.activetectonics.ru. В итоге результатом исследования станет создание доступного в сети интернет программного комплекса для моделирования мест проявления опасных геологических процессов (сейсмическое разжижение и просадки грунта, вторичное разрывообразование, опасные сейсмогравитационные процессы) при сейсмических событиях, в зависимости от параметров землетрясений, геологического и разломно-блокового строения территории. Такой подход позволяет сделать полученные результаты доступными для широкого круга заинтересованных пользователей.

Представленная разработка может использоваться в мероприятиях, связанных с предупреждением и ликвидацией последствий чрезвычайных ситуаций природного характера. В дальнейшем в целях прогноза мест проявления опасных сейсмически индуцированных геологических процессов в реальном времени могут быть использованы параметры землетрясений, оперативно получаемые от Единой геофизической службы РАН.

Исследование выполнено при поддержке Совета по грантам Президента Российской Федерации (проект МК-542.2018.5).

Литература

1. Денисенко И.А., Лунина О.В. Прогнозные модели локализации разжижения грунта при землетрясениях на Главном Саянском разломе (юг Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2017. № 11. С. 1777–1783.
2. Лунина О.В. Разломы и сейсмически индуцированные геологические процессы на юге Восточной Сибири и сопредельных территориях. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 226 с.
3. Jibson R.W., Harp E.L., Michael J.A. A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps // Engineering Geology. 2000. V. 58. P. 271–289.
4. McCalpin. Paleoseismology. Burlington: Academic Press. 2009. 629 P.
5. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. V. 84, № 4. P. 974–1002.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОФИОЛИТОВ И ОФИОЛИТОВ СТРУКТУР ТИПА PULL-APART (НА ПРИМЕРЕ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ ХАХАДЖИМА И ТРОГА КАЙМАН)

Голич А.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, agolich@mail.ru

Вариации строения и состава офиолитов являются отражением различных тектонических условий их формирования. Офиолитовые массивы несут в себе характеристики тех тектонических обстановок, в которых они образовались, что чрезвычайно важно для реконструкции геологического развития территорий. В данной работе рассматриваются два примера кайнозойских офиолитовых комплексов из различных рифтогенных тектонических обстановок.

Трог Кайман является современным примером бассейна типа pull-apart, и здесь уже на протяжении 50–55 млн лет происходят процессы образования океанической коры [2]. Трог Кайман расположен в Карибском море и простирается от побережья Белиза на западе до района между Кубой и Ямайкой на востоке. Он располагается в зоне скольжения двух литосферных плит – Северо-Американской и Карибской и ограничен двумя трансформными разломами – Ориенте (с севера) и Сван (с юга), между которыми расположен небольшой центр спрединга длиной 110 км – Срединно-Кайманово поднятие, или Срединно-Каймановый центр спрединга.

Подводная гора Хахаджима – одна из многочисленных и наиболее близких к центру желоба подводных гор Идзу-Бонин-Марианской системы, где офиолитовые комплексы формировались в надсубдукционной обстановке (например, задуговой или междуговой впадины). Гора Хахаджима располагается в ~ 40 км к западу от зоны перехода между Идзу-Бонинской и Марианской впадинами, на востоке граничит с плато Огасавара, а на западе – с одноименным хребтом.

Для описания офиолитовых комплексов используют их структурные и петролого-геохимические характеристики. К структурным характеристикам можно отнести строение и форму комплекса, а также его геологический разрез. К петролого-геохимическим характеристикам относятся особенности вещественного состава горных пород, слагающих офиолитовый комплекс.

Структурные характеристики трога Кайман и подводной горы Хахаджима. Трог Кайман обладает тонкой океанической корой, которая простирается на запад и восток от Срединно-Кайманового хребта. Ее мощность и возраст увеличиваются по мере удаления от осевой рифтовой зоны. Таким образом создана вытянутая и относительно узкая полоса океанической коры, развитие которой продолжается уже на протяжении 50–55 млн лет [2]. Основание офиолитового комплекса трога Кайман сложено преимущественно тектонизированными, слабо деплетированными лерцолитами, а переходная зона между лерцолитами и габброидами выполнена в основном меланократовыми троктолитами и серпентинизированными плагиоклазовыми перидотитами. К верхней части разреза приурочен дайковый комплекс, в котором наряду с основными породами (долеритами, диабазами) отмечаются более кислые дифференциаты – сиениты, трондjemиты и плагиограниты.

Формирование офиолитового комплекса подводной горы Хахаджима связано с раскрытием задугового или междугового спрединга, в результате которого образовалась протяженная зона, различные блоки которой должны иметь близкий возраст. В данном случае формирование комплекса завершилось 40–45 млн лет назад [4]. Основание офиолитового комплекса горы Хахаджима сложено преимущественно сильно деплетированными мантийными гарцбургитами, а переходная зона между мантийным

основанием и габброидным комплексом представлена пироксенитами. В составе изверженных пород присутствуют островодужные толеиты и бониниты.

Петролого-геохимические характеристики трога Кайман и подводной горы Хахаджима. В габброидной части офиолитов трога Кайман фиксируется магматическая расслоенность, образовавшаяся в результате кристаллизационной дифференциации. Кристаллизация магматических пород протекала в условиях устойчивости оливин-плагиоклазового парагенезиса при изобарическом понижении температуры. Магматические породы трога Кайман образуют единую серию, характеризующуюся накоплением литофильных и легких редкоземельных элементов с увеличением степени дифференциации пород. По распределению РЗЭ габброиды и базальты образуют серию субпараллельных кривых, что указывает на их происхождение из однотипной магмы в результате процессов кристаллизационной дифференциации. Однако уровень концентрации щелочей, литофильных элементов и РЗЭ в них выше, чем в базальтах N- и T-типов срединно-океанических хребтов. По соотношению титан – железистость фигуративные точки базальтов и долеритов занимают место на границе толеитовой и щелочной серии базальтов океанов, в них отсутствуют отрицательные Ta и Nb и положительные Pb и Sr аномалии. Кроме того, наиболее дифференцированными породами являются сиениты, которые по своей минералогии и особенностям микроэлементного состава соответствуют внутриплитным гранитоидам [1].

Габброиды подводной горы Хахаджима по геохимическим характеристикам образуют промежуточную серию между островодужным и MORB-типом [3]. Габброиды и базальты формируют единую серию, накапливая редкоземельные и микроэлементы с увеличением степени дифференциации пород, в то время как перидотиты сильно деплетированы средними РЗЭ. Базальты по геохимическим особенностям делятся на два типа – низко-Ti и высоко-Ti базальты [5]. Низко-Ti базальты отличаются от высоко-Ti малым содержанием TiO₂, K₂O, P₂O₅ и относительно высокими содержаниями SiO₂, MgO. При этом высоко-Ti базальты обладают повышенной щелочностью и по сравнению с N-MORB, и по сравнению с остальными породами, а по содержанию подвижных элементов близки к щелочным OIB. Островодужный вулканизм, представленный бонинитовой и адакитовой сериями, происходил примерно 40–45 млн лет назад [4].

Сравнительный анализ показывает, что офиолитовые комплексы трога Кайман и подводной горы Хахаджима, несмотря на общность геологического разреза, различаются по структурным, петрологическим и геохимическим характеристикам. Данные офиолитовые комплексы можно рассматривать как эталонные для идентификации тектонических обстановок задугового спрединга и спрединговых зон на границе скольжения литосферных плит.

Литература

1. *Высоцкий С.В., Голич А.Н.* Петрология и минералогия офиолитов структур типа pull-apart (на примере трога Кайман) // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, № 4. С. 38–51.
2. *Hayman N.W., Grindlay N.R. et al.* Oceanic core complex development at the ultraslow spreading Mid-Cayman Spreading Center // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V.12, No. 3. P. 1–21.
3. *Ishiwatari A. et al.* Dredge petrology of the boninite- and adakite-bearing Hahajima Seamount of the Ogasawara (Bonin) fore-arc: An ophiolite or a serpentinite seamount? // *Island Arc*. 2006. V. 15 (1), P. 102–118.
4. *Li Y.B. et al.* High-Mg adakite and low-Ca boninite from a Bonin fore-arc seamount: implications for the reaction between slab melts and depleted mantle. *J. of Petrology*. 2013. V. 54 (6). P. 1149–1175.
5. *Yatsuka S., Okamura S., Sakamoto I. et al.* Diverse geochemical signatures in MORB-like basalts dredged from the trench slope of the Ogasawara Ridge and the Hahajima Seamount (Implications for the origin of the tectonic event in the Izu-Bonin fore arc). 2010 V. 39. P. 171–189.

ВЫЯВЛЕНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НОВОЙ МОСКВЫ В КОНТЕКСТЕ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гусева А.С., Устинов С.А., Петров В.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН ИГЕМ, Москва, alexandra.guseva2011@yandex.ru

В последние десятилетия широкое распространение получило проведение геоэкологических исследований территорий, направленных на изучение экосферы как взаимосвязанной системы геосфер в процессе ее интеграции с обществом [1]. В таких исследованиях используются не только полевые методы изучения, но и дистанционные – с применением геоинформационного проектирования ГИС, включающего результаты анализа картографического материала, космоснимков и цифровых моделей рельефа. На основе данных дистанционного зондирования возможно не только осуществление ландшафтного районирования площади, но и проведение специализированных исследований, например для изучения геолого-структурных условий. Неотектонические структуры различного уровня могут оказывать деформационное, сейсмическое, инженерно-геологическое и геохимическое воздействие на состояние окружающей среды. Выявление подобных структур способствует проведению оценки геологического риска территории при планировании застройки района и вводе в эксплуатацию опасных антропогенных объектов, поэтому проведение исследований, направленных на выявление неотектонических структур, является необходимым с точки зрения геоэкологической оценки. Одной из составных частей такой оценки является линеаментный анализ, цель которого состоит в маркировке и анализе пространственного распределения линеаментов, являющихся отражением разломных зон.

В представленной работе объектом исследования являются Троицкий и Новомосковский административные округа Москвы, так называемая «Новая Москва».

Выявление неотектонических структур территории Новой Москвы осуществлялось на основе данных спутниковой съемки SRTM. Полученные данные были загружены в рабочую среду слоев программы Quantum GIS (QGIS) и проанализированы модулем программы «Морфометрический анализ». Так же на основе этих данных в программе построена цифровая модель рельефа (ЦМР). Линейные структуры отчетливо обособляются на ЦМР за счет прямолинейности простирающихся отдельных элементов и подчеркиваются спрямленными участками глубоковрезанных долин рек и эрозионно-тектонических уступов. В результате анализа ЦМР была построена карта линеаментной сети территории Новой Москвы.

Подобная работа для изучаемой площади выполнена впервые, ее итогом стала подробная неотектоническая схема территории Новой Москвы, отображающая локальные тектонические структуры (поднятия, впадины, линеаменты). Основным результатом работы состоит в том, что авторам удалось не только выявить локальные неотектонические структуры, но и подтвердить наличие крупного разлома, пересекающего с юго-запада на северо-восток всю изучаемую площадь. Как известно, в структурном отношении площадь действия любого разлома характеризуется так называемой областью динамического влияния. Область динамического влияния разлома – часть окружающего разрыв пространства, на котором фиксируются следы остаточных и упругих деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему [4].

Стоит отметить, что исследуемый район сложен породами каменноугольного возраста подольского горизонта (C_{2pd}), представленными известняками, площади неглубокого залегания которых охватывают порядка 1/3 части всей рассматриваемой территории. Такое литологическое строение потенциально опасно в отношении развития

карстовых и карстово-суффозионных процессов [2]. Ввиду того, что одним из основных агентов активного протекания обозначенных процессов является вода, наличие линейных структур и разлома может значительно способствовать развитию данных процессов. Все это, несомненно, скажется на инженерно-геологической обстановке.

Как было сказано выше, кроме деформационного и инженерно-геологического воздействия разлом также оказывает геохимическое воздействие на окружающую среду. Вокруг разлома устанавливаются эманации природных газов, таких как ртуть, мышьяк, гелий, аргон, азот, метан, летучие соединения тяжелых металлов, что может оказывать негативное влияние не только на состояние биоты, но и на здоровье людей.

В нашем распоряжении имелись карты аэрогамма-спектрометрической съемки (АГС) по содержанию радионуклидов (калий-40, торий-232, уран-238, цезий-137). Полученная линеаментная сеть была сопоставлена с имеющимися геохимическими данными.

Благодаря анализу карт АГС сделан вывод о благоприятной радиационной обстановке исследуемой площади. Однако в ходе анализа выявлено, что максимальные значения тория-232 приурочены к выявленному ранее крупному неотектоническому разлому. Исходя из этого, предполагается, что максимальные значения радионуклида имеют тектоническую природу.

На севере территории выделяется разлом восток-северо-восточного простирания, разделяющий три крупных неотектонических блока (Подольский, Рузский и Северный) и маркируемый линеаментами, вдоль которых наблюдаются повышенные значения урана-238, по сравнению с остальной территорией Новой Москвы. Кроме того, относительно высокие концентрации урана-238 наблюдаются в местах пересечения линеаментов, выявленных по прямолинейным участкам долин рек Десна, Пахра, Моча, с крупным неотектоническим разломом северо-восточного простирания [3].

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что неотектонические структуры, подчеркиваемые линеаментами, оказывают негативное влияние на состояние природной среды, поэтому выявление и изучение подобных структур являются важным аспектом в контексте геоэкологических исследований.

В дальнейшем авторы планируют совершить полевые выезды на территорию Новой Москвы с целью отбора проб почвенного покрова и анализа отобранных проб на содержание тяжелых металлов и радионуклидов. Полученные данные будут сопоставлены с построенной неотектонической схемой территории и позволят сформулировать итоговый вывод о влиянии неотектонических структур на геоэкологическое состояние объекта.

Литература

1. Голубев Г.Н. Геоэкология. М.: Изд-во ГЕОС, 1999. 338 с.
2. Гусева А.С., Устинов С.А., Петров В.А., Игнатов П.А. Геоэкологическая оценка опасных геологических процессов в пределах территории Новой Москвы с использованием ГИС-технологий // Геоинформатика. 2017. № 2. С. 21–29.
3. Гусева А.С., Устинов С.А., Петров В.А. Пространственные закономерности локализации радионуклидов на территории Новой Москвы и их связь с неотектоническими структурами // Вопросы естествознания. 2018. № 3 (17). С. 40–46.
4. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РТУТИ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ УРСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Густайтис М.А., Мягкая И.Н., Сарыг-оол Б.Ю., Лазарева Е.В.

ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, gustaitis@igm.nsc.ru

Ртуть в земной коре встречается в незначительных количествах и преимущественно в рассеянном виде (кларк Hg в земной коре $4.5 \cdot 10^{-6}$ масс. %). Донные отложения (ДО) выступают своеобразным депо для различных соединений Hg. Исследования вертикального распределения ртути в ДО позволяют определить периоды наиболее интенсивного поступления элемента в окружающую среду, обусловленные как природными факторами, так и повышением уровня антропогенной нагрузки [1].

Одним из источников загрязнения Hg окружающей среды являются складированные отходы обогащательного производства. Одно из следствий воздействия на окружающую среду – загрязнение природных поверхностных и грунтовых вод рудничными водами и дренажными потоками отвалов и хвостохранилищ, а следовательно, и донных отложений даже в районах, удаленных от областей локализации техногенных объектов [2].

Цель работы – выявление изменений содержаний Hg в донных осадках реки Ур, донном осадке техногенного пруда в зоне влияния Урского хвостохранилища, оценка степени загрязненности осадков.

Урское хвостохранилище расположено в поселке Урске (Кемеровская область, Россия) и сформировано более 80 лет назад в результате добычи золотосодержащих руд открытым карьерным способом. Руды обогащались при помощи цианирования, а отходы складировали в два отвала высотой 10–12 м. В среднем в веществе отходов концентрация ртути составляет 120 г/т. По логу, в котором расположено хвостохранилище, протекает природный ручей; за счет его взаимодействия с отходами воды ручья преобразуются в алюминий-железо-сульфатные кислые (pH=2). При удалении от хвостов на расстояние нескольких десятков метров происходит отстаивание дренажных вод в техногенном пруду. Материал отвалов не был закреплен и размывался дождевыми и паводковыми водами, вследствие чего образовался компактный конус снесенного вещества, которое покрывает лог вплоть до реки Ур.

ДО пруда, находящегося выше влияния техногенного ручья (колонка № 1), представлены илистым веществом с прослойками органического вещества по всей длине разреза (28 см). Распределение ртути по высоте колонки равномерное, от 0.07 до 0.13 мкг/г, в среднем составляет 0.11 мкг/г. Повышенные содержания ртути в ДО водоема в верхнем течении р. Ур объясняются высоким геохимическим фоном ртути вблизи месторождений золота.

Мощность разреза донных отложений, отобранных из техногенного пруда (колонка № 2), составляет 41 см. Среднее содержание ртути по разрезу составляет 160 мкг/г. Вещество разреза неоднородное песчано-илистое с прослойками органического вещества. Концентрация ртути в данном разрезе на четыре порядка (29–222 мкг/г), а в некоторых слоях на пять порядков больше, чем в отложениях пруда верхнего течения р. Ур (колонка № 1). Основная часть ртути сконцентрирована в нижней части колонки № 2 на глубине 28–35 см. Наибольшие концентрации – 886 мкг/г и 776 мкг/г – находятся в слоях 30–33 и 33–35 см. Наиболее обогащенные ртутью слои были исследованы с помощью электронного сканирующего микроскопа (рис. 1).

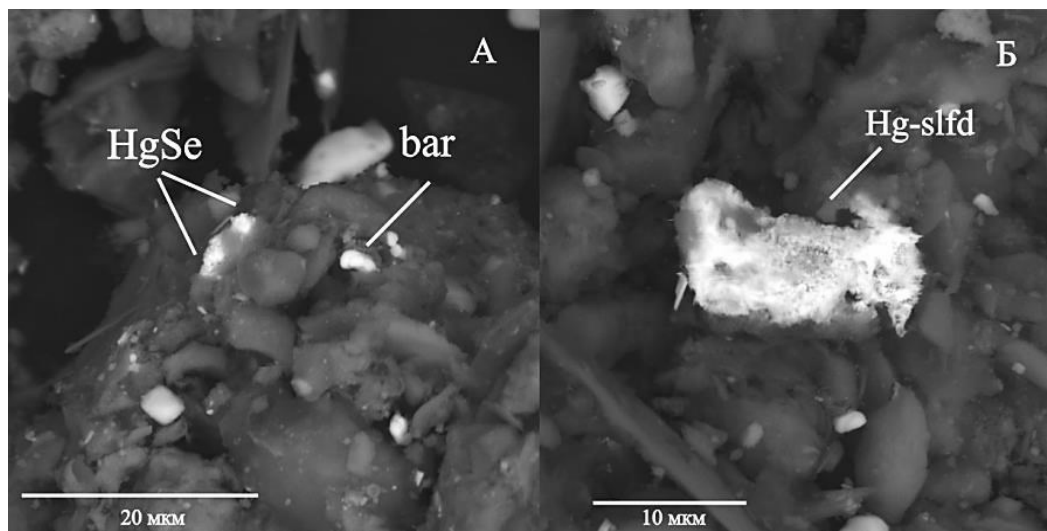


Рис. 1. Соединения ртути в донных отложениях техногенного пруда (колонка № 2, слои 30–33 см и 33–35 см) ореола рассеяния Урского хвостохранилища: А – селенид ртути; Б – сульфид ртути с примесью Se, I, Ag, Cu.

Снесенное вещество отходов представлено смесью минералов группы каолинита, гидроксидов и сульфатов Fe (III), а также кварца и барита (рис. 1, А). Ртуть присутствует в виде новообразованных сульфидов (рис. 1, Б) и селенидов с примесью I, Ag и Cu (рис. 1, А), подобных тем, что описаны в торфяном веществе ближней зоны потока рассеяния Урского хвостохранилища. Техногенный пруд (колонка № 2) является продолжением конуса рассеяния Урского хвостохранилища.

Мощность донных отложений в р. Ур на удалении 1 км (колонка № 3) после впадения кислого дренажного ручья составляет 17 см. По глубине колонки наблюдается равномерное перемешивание тонкодисперсного песка с галькой диаметром от 3 мм до 4 см. Среднее содержание ртути по разрезу составляет 1.59 мкг/г, что на два порядка превышает значения ртути в колонке № 1.

ДО были отобраны в бывшем дражном пруду на расстоянии 3 км после впадения кислого дренажного ручья (колонка № 4). Мощность разреза составляет 33 см, он представлен неоднородными илистыми отложениями с прослойками органического вещества и гидроксидов железа. Содержание ртути варьируется от 0.15 до 6.3 мкг/г и в среднем составляет 2.73 мкг/г, что на три порядка превышает содержание ртути в колонке № 1.

ДО, отобранные на расстоянии 5 км после впадения кислого дренажного ручья (колонка № 5), илистые и песчано-илистые с прослойками органики. Мощность – 30 см, Hg распределена равномерно и в среднем составляет 1.64 мкг/г, что более чем на два порядка выше, чем в колонке № 1.

Для оценки загрязнения водного объекта (рис. 2) возможно использовать коэффициент донной аккумуляции (КДА).

Согласно рассчитанным коэффициентам $KDA_{(Hg)}$ и в соответствии с критериями оценки [3], донные отложения пруда верхнего течения р. Ур (колонка № 1) имеют относительно удовлетворительное состояние ($KDA_{(Hg)} = 5.5$, рис. 2), а отложения техногенного пруда (колонка № 2) имеют уже высокий уровень хронического загрязнения водного объекта ($KDA_{(Hg)} = 320$). В донных отложениях в р. Ур на удалении 1 км (колонка № 3) и на расстоянии 5 км (колонка № 5) ниже впадения дренажного ручья Урского хвостохранилища $KDA_{(Hg)} = 10$, а на расстоянии 3 км после впадения кислого

дренажного ручья (колонка № 4) $KDA_{(Hg)} = 23$ (рис. 2), что говорит о постоянном поступлении в водный объект свежего загрязнения. Как следствие этого, существуют повышенные концентрации ртути в воде.

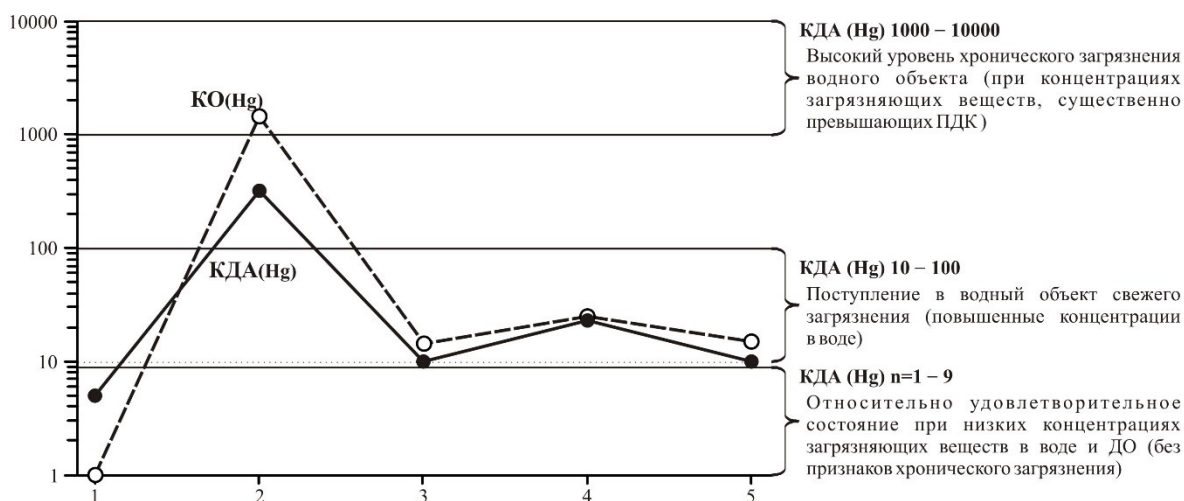


Рис. 2. Уровень загрязнения ртутью донных отложений реки Ур вблизи Урского хвостохранилища, где 1–5 – колонки отбора донных отложений, $KDA_{(Hg)}$ – коэффициент донной аккумуляции ртути, $KO_{(Hg)}$ – коэффициент обогащения ртутью донных отложений.

Коэффициент обогащения (КО) донных отложений также служит мерой уровня загрязненности [4], показывающего, во сколько раз содержание тяжелых металлов в ДО превышает их фоновые значения.

Следует отметить, что по критерию КО оценить уровень загрязненности донных отложений можно условно, так как не существует нормативно определенных значений КО [4]. Коэффициент обогащения ртутью донных отложений пруда верхнего течения ручья притока р. Ур (колонка № 1) равен 1 (см. рис. 1); данная точка принята за фоновое значение. В техногенном пруду (колонка № 2) $KO_{(Hg)}$ на три порядка больше, чем в колонке № 1, и составляет 1450 (см. рис. 1). В донных отложениях в р. Ур на удалении 1 км от места впадения кислого дренажного ручья (колонка № 3) в 100 раз ($KO_{(Hg)} = 14$) меньше, чем КО техногенного пруда (см. рис. 1), за счет эффективного депонирования ртути в осадок, в результате соосаждения Hg с гидроксидами Fe и Al, обильно выпадающими в осадок при смешении кислых дренажных растворов и вод р. Ур. На расстоянии 3 км ниже впадения кислого дренажного ручья (колонка № 4) коэффициент обогащения ртутью увеличивается ($KO_{(Hg)} = 25$), что может происходить из-за изменения окислительно-восстановительных условий. В воде дренажного пруда (точка № 4) Eh увеличивается до 393 мВ относительно вод реки ($Eh = 303$ мВ, точка № 3). Кроме того, бывший дренажный пруд Урского хвостохранилища выступает своеобразным депо илистых частиц, которые имеют наибольшую сорбционную емкость. На удалении 5 км ниже впадения дренажного ручья коэффициент обогащения ртутью донных отложений снова снижается ($KO_{(Hg)} = 15$), что объясняется промывным режимом реки Ур.

Донные отложения реки Ур в верхнем течении (колонка № 1) имеют достаточно высокие содержания ртути, что обусловлено нахождением объекта в пределах Урского рудного поля. Техногенный пруд (колонка № 2) нельзя рассматривать как единую гидрологическую систему реки Ур, так как он является продолжением потока рассеяния Урского хвостохранилища. При этом донные отложения этого пруда загрязнены чрезвычайно сильно, что соответствует высокому уровню хронического загрязнения

водного объекта. Донные отложения р. Ур на удалении (1, 3 и 5 км) от места впадения кислого дренажного ручья Урского хвостохранилища имеют постоянное загрязнение ртутью. Высокие содержания ртути в донных отложениях имеют весьма негативные последствия для окружающей среды, так как образование метилированных (самых токсичных) соединений Hg происходит главным образом в толще вод и в донных осадках.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-216-0011 и при поддержке РФФИ (проект № 18-77-10056). Аналитические исследования проведены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования ИГМ СО РАН».

Литература

1. Аксентов К.И., Астахов А.С., Калугин И.А. Скорости аккумуляции ртути в донных осадках Амурского залива (Японского моря) // Материалы второго международного симпозиума «Ртуть в биосфере: эколого-геохимические аспекты». Новосибирск, 2015. С. 16–18.
2. Lghoul M. et al. Hydrogeochemical behavior around the abandoned Kettara mine site, Morocco // J. of Geochemical Exploration. 2014. Т. 144. Р. 456–467.
3. Никаноров А.М., Страдомская А.Г. Хроническое загрязнение пресноводных объектов // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 3. С. 337–344.
4. Соколова О.В. Экспериментальное исследование и термодинамическое моделирование миграции тяжелых металлов в системе «вода – донные отложения» в зоне антропогенного воздействия: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2008. 189 с.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОТОЛИТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (БЕКТУРГАНСКАЯ СЕРИЯ) ФУНДАМЕНТА УЛУТАУССКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Данукалов Н.К., Третьяков А.А.

Геологический институт РАН, Москва, danukalovka@yandex.ru

Характерной особенностью строения докембрийских сиалических массивов Казахстана и Тянь-Шаня является приуроченность к их фундаменту метаморфических комплексов. Изучение этих комплексов в последние годы позволило установить, что их протолитами являлись магматические и осадочные образования, формировавшиеся в длительный период времени от неогархея до мезопротерозоя и испытавшие метаморфические преобразования, в том числе высокобарические, в раннем палеозое [3]. В свете этих данных особый интерес представляют метаморфические образования фундамента Улутаусского массива в западной части Центрального Казахстана, которые выделяются в бектурганскую серию, объединяющую талайрыкскую, савинскую и арташинскую свиты [2]. Изучение состава и строения бектурганской серии было проведено нами в Северном Улутау в районе рек Сава, Каратургай и Улькен-Сабасалды-Тургай. Результаты геолого-структурного и минералого-петрографического изучения показали, что преобладающими в строении серии являются двуслюдяные-полевошпатовые сланцы и амфиболиты. Причем, несмотря на различные соотношения перечисленных пород в составе трех свит, текстурно-структурные особенности и их минеральный состав обнаруживают много общего. Близость пород разных свит проявлена и в петрогеохимических характеристиках. Так, расчет первичного нормативного минерального состава с использованием программы MINLITH [1] показал, что сланцы, участвующие в строении всех свит, быть разделены на две группы. Сланцы первой группы были образованы по граувакковому протолиту с более высокими содержаниями пелитовой составляющей (от 28 до 43 %). Высокие значения CIA (61–69) в сланцах, отрицательные значения DF [5], а также соотношение Zr/Ti–Ni типичны для парапород. Среднее значение Th/U (6) в метаграувакках выше, чем для PAAS (4.70), что типично для продуктов эрозии верхнекоровых образований, а также может указывать на участие осадочного рециклированного материала. Отношение Th/Sc, находящееся в интервалах от 1.70 до 0.63, и соотношение Th-La-Sc предполагают источники смешанного (кислого и среднего) состава. При этом пониженные концентрации в метаграувакках Co, Ni, Sc, V, Cr, дифференцированный спектр распределения РЗЭ, отсутствие обеднения тяжелыми РЗЭ и проявленная Eu-аномалия указывают на ведущую роль кислого источника К-го типа кластического материала.

Сланцы второй группы образованы по аркозовому протолиту с преобладанием обломочной составляющей от 65 до 95 % [1]. Низкий индекс химического выветривания CIA (53–63), положительные значения DF [5] и соотношения Zr/Ti–Ni указывают на магматическую природу протолита. По соотношению SiO₂-Na₂O+K₂O породы соответствуют риолитам и трахидацитам (SiO₂ = 63–72), (Na₂O+K₂O = 6.36–8.58) железомagneзиальной (FeO*/FeO*+MgO – 0.65–0.80), известково-щелочной и щелочно-известковистой серий (MALI – 3.5–8.2), умеренно- и высокоглиноземистого характера (ASI – 0.9–1.3) [4]. Для породы в целом характерны высокие концентрации РЗЭ, а также Y, Th, Zr, Hf, что на фоне обеднения Sr, Nb, Ta, а также преобладания K₂O над Na₂O, сближает их с гранитами А-типа.

Амфиболиты, образующие в сланцах бектурганской серии линзы и будины, также обладают близкими петрогеохимическими характеристиками. Реконструкция состава с использованием программы MINLITH показала, что исходными отложениями амфиболитов являлись карбонатно-песчанистые глины [1]. Значительные содержания нормативного полевого шпата (плагиоклаза от 15 до 27 %), а также хлоритов (от 20 до 33 %) свидетельствуют о существенной роли вулканогенного материала в составе исходных пород амфиболитов. Это же подтверждают и положительные значения DF [5], низкие содержания SiO_2 (43.6–48.2 мас. %), высокие содержания MgO (5.8–8.3 мас. %), а также высокие значения фемического модуля (ФМ от 0.5–0.6). Приведенные данные позволяют принять вулканогенно-осадочную природу протолита амфиболитов.

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ фигуративные точки составов амфиболитов располагаются преимущественно в поле базальтов и пикробазальтов ($\text{SiO}_2 = 43\text{--}48$), ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 2.2\text{--}4.2$). Породы отличаются невысокой магнезиальностью (0.30–0.45), высокой железистостью (0.55–0.70), что характерно для производных толеитовой серии. Другой характерной особенностью пород являются высокие концентрации TiO_2 (1.8–2.6). Эти особенности типичны для основных вулканитов, сформированных в условиях внутриплитной активности. Также амфиболиты демонстрируют обогащение легкими РЗЭ на фоне отсутствия обеднения тяжелыми РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.6\text{--}6.5$), что сближает их с базальтами типа E-MORB.

Таким образом, установленная близость пород, слагающих свиты (талайрыкскую, савинскую, арташинскую) бектурганской серии, указывает на то, что метаморфизму подвергался один комплекс пород. Полученные данные свидетельствуют о том, что данный комплекс был представлен бимодальной базальт-риолитовой вулканогенно-осадочной ассоциацией. Геохимические особенности метамагматических пород бектурганской серии позволяют предполагать, что проявление бимодального магматизма происходило во внутриплитной тектономагматической обстановке.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 17-05-00357).

Литература

1. Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Геология и разведка. 1999. № 1. С. 21–35.
2. Филатова Л.И. Докембрий Улу-Тау. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 323 с.
3. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.
4. Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification of granitic rocks // J. of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
5. Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1972. V. 9. P. 18–35.

ОЦЕНКА СМЕЩЕНИЙ ПРИ ЦАГАНСКОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ 1862 г. НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ С. ДУБИНИНО (ПО СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫМ ДАННЫМ)

Денисенко И.А., Серебряков Е.В., Гладков А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, denisenkoivan.1994@mail.ru

Цаганское землетрясение (12.01.1862 г., $M \sim 7.5$) считается одним из крупнейших сейсмических событий, произошедших на Байкале в районе дельты реки Селенги. Сейсмогенерирующей структурой являлся Дельтовый разлом, простирающийся в северо-восточном направлении по линии с. Творогово – с. Кудара – мыс Облом, средний угол падения сместителя составляет 60° к северо-западу. Сейсмогенная активизация структуры проявилась в формировании серии сближенных ступенчатых сбросов в четвертичных отложениях во время упомянутого события [1]. Землетрясение стало первым в Восточной Сибири, последствия которого были достаточно детально изучены. Работы по изучению землетрясения проводились членами Сибирского отдела Императорского географического общества. В результате по одному из сейсморазрывов между деревнями Дубинино и Оймур была определена амплитуда 4.26 м [2].

Цель представленной работы заключалась в оценке сейсмогенных смещений, образованных при Цаганском землетрясении 1862 г. на СВ окраине с. Дубинино, по структурно-геологическим и георадиолокационным данным. Работы выполнялись георадаром ОКО-2 с экранированными антенными блоками АБ 250М и АБ 700. Для учета рельефа местности электронным тахеометром Leica на профиле были выполнены гипсометрические измерения с шагом 1.0–1.5 м. Вкостр простираения уступа Дельтового разлома был пройден георадарный профиль. Крутизна уступа в месте исследования имела максимальный угол, равный 30° , высоту 6.77 м. Для подтверждения разрывных нарушений, выделенных при интерпретации георадиолокационных данных, была пройдена горная выработка глубиной 2 м, длиной 8.8 м, шириной 0.6 м. В канаве зафиксирована серия разрывных нарушений сбросового типа с видимой амплитудой смещения от 0.05 до 0.90 м. При сравнении результатов георадиолокации с данными по горной выработке наблюдается их хорошее соответствие.

Радарограмма с центральной частотой 250 МГц с достаточно высокой точностью отражает разрывные нарушения до глубины 6 м, зафиксированные в канаве. Антенна с частотой 700 МГц показывает хороший результат в верхней части разреза до глубины 2 м. В нижней части уступа в канаве выделяется главный сейсмогенный разрыв сбросового типа с видимой амплитудой смещения 0.9 м. Сопоставление георадиолокационных данных с данными горной выработки позволило определить полную амплитуду смещения по главному сейсмогенному разрыву, равную 4.23 м.

В результате комбинирования методов на участке исследования была определена суммарная вертикальная амплитуда смещения, ассоциируемая с Цаганским землетрясением, равная 5.72 м. Вертикальное смещение по разлому меньше высоты уступа на 1.05 м.

Метод георадиолокации отлично дополняет традиционные методы исследования в палеосейсмологии, а также вполне может использоваться как самостоятельный метод при изучении разрывных нарушений.

Исследование выполнено при частичной поддержке Совета по грантам Президента Российской Федерации (проект МК-542.2018.5).



Литература

1. *Лунина О.В., Гладков А.С., Орлова О.А.* Свидетельства палеосейсмических событий в рифтовых впадинах Прибайкалья и их возрастные привязки // Доклады Академии наук. 2009. Т. 427, № 1. С. 79–83.
2. *Фитингоф А.* Описание местности при устье реки Селенги, понизившейся от землетрясений 30 и 31 декабря 1861 г. // Горный журнал. 1865. № 7. С. 95–101.

ИНВЕРСИЯ КРИВЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

Емельянов В.С.¹, Буддо И.В.¹, Шарлов М.В.², Шелохов И.А.¹

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, evs@crust.ru

² ООО «СИГМА-ГЕО», Иркутск

Область геологических задач, решаемых электроразведкой, довольно широка. В нее входят, среди прочего, поиски углеводородов и подземных вод, инженерные изыскания под строительство, прогноз условий бурения скважин и мониторинг состояния продуктивных пластов-коллекторов во время промышленной эксплуатации месторождения. За редким исключением, задачи требуют численного решения – представления геоэлектрических моделей исследуемой земной толщи. Процесс преобразования наблюдаемых геофизических полей в модели (геоэлектрические разрезы и карты) носит название инверсии.

Точность и скорость решения обратной задачи – наиболее важные аспекты в процессе преобразования данных ЭМ зондирований. В этих направлениях авторами выполнен ряд исследований [1], в том числе с участием компаний-недропользователей. В целях снижения рисков некорректного прогноза, связанного с множеством свободных (определенных в некотором доверительном интервале) параметров исследуемой среды (мощность слоя-коллектора), в последнее время предпринимаются попытки моделирования всего множества различных ситуаций. Результат такого моделирования – набор геоэлектрических моделей для каждой точки зондирования, что делает перспективным анализ устойчивости решений, корреляций параметров и пр.

Использование современных алгоритмов минимизации и распределенных систем вычислений долгое время позволяло решать подобные задачи в разумные сроки. Однако в условиях резко возрастающих объемов ЭМ зондирований перед авторами была поставлена цель – многократное ускорение процесса инверсии.

Решение обратной задачи итеративным способом при помощи какого-либо алгоритма минимизации предполагает многократное выполнение прямой задачи до достижения минимума некоторого функционала (в простом случае – невязки между наблюдаемой и теоретической кривой). Наиболее затратная по времени процедура здесь – решение прямой задачи. Авторами предлагается замена этого участка алгоритма на искусственную нейронную сеть, скорость выполнения которой может быть на два порядка выше.

Применение алгоритмов нечеткой логики, наряду с уменьшением затрат времени, может негативно сказаться на точности решения. Апробация подхода была выполнена на модельных данных, синтезированных для геологических условий Восточной Сибири.

Показано, что применение алгоритма нейронных сетей позволяет добиться стабильного решения обратной задачи. Средняя невязка полученных моделей составляет менее 1 %. Общее время расчета удалось сократить в четыре раза.

На основании результатов математического моделирования можно сделать вывод, что применение алгоритма нейронных сетей позволяет добиться высокой скорости расчета обратной задачи без потери качества.

Литература

1. *Емельянов В.С. и др.* Подход к инверсии данных высокоплотных электромагнитных зондирований для проводящих разрезов Западной Сибири // Вопросы естествознания. 2017. № 1. С. 47–55.

ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ ПЕЧОРСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА С УЧЕТОМ ЕЕ ЗОНАЛЬНОСТИ

Ершов В.В.

ФГБУ «Гидроспецгеология», Москва, ilfsm@mail.ru

В развитии народного хозяйства страны северные районы играют все большую роль. Сейчас продолжается интенсивное освоение огромных пространств севера и востока нашей страны, в пределах которых вечная и сезонная мерзлота является одним из главных факторов, осложняющих практическую деятельность человека.

Вопросы изучения мерзлотных явлений в земной коре, а именно оценки прогнозных ресурсов подземных вод в зонах многолетнемерзлых пород (ММП), всегда оставались спорными и до конца не изученными.

Основными особенностями криолитозоны Печорского артезианского бассейна (ПАБ) являются ее двухслойное строение и условия распространения и залегания мерзлых пород. В северной части бассейна мерзлые породы имеют преимущественно сплошное распространение с присутствием сквозных и несквозных таликов, к которым приурочены подземные воды [2].

В процессе изучения ПАБ появились новые данные о криолитозоне и подземных водах территории. Наличие новой информации выявило потребность пересмотра и уточнения ряда прежних представлений о формировании подземных вод в геокриологических условиях.

Выполненные работы позволили разделить криогенные толщи на четыре зоны: сплошного (90 %), прерывистого (50–90 %), островного (20 %) развития ММП и зону распространения реликтовых ММП.

Зона сплошного распространения ММП занимает 26.5 % территории Печорского АБ или 46.8 % территории его криолитозоны. Мощность ММП в зоне их сплошного распространения 50–500 м, она максимальна на высоких водоразделах и резко сокращается в долинах рек. Мерзлые породы с максимальной мощностью 300–500 м сформировались в ледниковые эпохи верхнего неоплейстоцена; затем верхняя их часть протаяла в оптимум голоцена и вновь промерзла в позднем голоцене. Мощность слоя сезонного протаивания варьируется в пределах 0.9–1.4 м [4].

Зона прерывистого распространения ММП занимает 7.5 % территории ПАБ и 13.1 % его криолитозоны. Мощность ММП составляет от 50–300 м; в поймах рек и на склонах долин она сокращается до 25–30 м. На морском побережье мощность мерзлых пород в целом несколько меньше 50–100 м, а широко развитые здесь криопэги приводят к ее сокращению до 25–30 м [1]. Мощность слоя сезонного протаивания в торфе составляет 0.5–0.8 м, в суглинках – 0.8–1.0 м, в песках – 1.5–2.0 м.

Зона островного распространения ММП. В этой зоне встречаются лишь отдельные острова маломощных (10–20 м) мерзлых пород, представленных торфами и подстилающими их заторфованными породами, на их долю приходится около 20 % площади территории. В мелких межбугровых понижениях развиты несквозные талики.

Встречаются реликтовые ММП в центральной и юго-восточной части криолитозоны ПАБ, помимо рассмотренных современных ММП. Здесь криолитозона имеет двухслойное строение мерзлых пород [3]. В голоценовом оптимуме реликтовая криогенная толща частично протаяла, причем в Северной зоне локально и неглубоко, поэтому позднее эта толща сомкнулась с голоценовыми ММП [5]. При продвижении на

север граница реликтовых ММП совпадает с границей современных ММП, образуя единую криогенную толщу.

В районах, где мощности современных ММП недостаточно велики и не достают до кровли реликтовых криогенных толщ распространяются двухслойные толщи. В этом районе значительно увеличены площади сквозных таликов, обусловленных наличием нескольких рек. В основном реликтовые ММП образуют сплошные массивы с невысокой вероятностью наличия таликов.

Глубина залегания подошвы реликтовых многолетнемерзлых пород в северной части составляет 400–500 м (глубина залегания кровли 300 м), в южной – 300–400 м (кровля 150–200 м). Сквозные талики возможны только под крупными водотоками (Печора, нижнее течение рек Усы и Колвы) и в зонах крупных региональных разломов.

Выявленные закономерности распространения реликтовых ММП определяются палеогеологическими и палеогеографическими условиями, что свидетельствует об отсутствии их связи с современной климатической зональностью. Ввиду отсутствия связей реликтовых ММП с дневной поверхностью деградация этих криогенных толщ практически не происходит, за исключением возможного расширения сквозных таликов в связи с возможным увеличением объемов циркулирующей по ним воды.

Разделение криогенной толщи ПАБ на зоны различного распространения ММП позволяет более углубленно рассматривать участки исследуемой территории относительно ранее выделенных границ распространения ММП. Необходимо учитывать зоны распространения ММП и их индивидуальные особенности при расчетах прогнозных ресурсов подземных вод. Наличие данных о глубинах залегания ММП позволит более детально, на локальном уровне, картировать водоносность отложений. Для обоснованности геокриологических исследований следует рассматривать наличие каждой зоны и ее условий по бассейнам отдельно, что позволит более точно оценить прогнозные ресурсы подземных вод.

Литература

1. *Ершов Э.Д., Баулин В.В., Гарагуля Л.С., Романовский Н.Н.* Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М.: Недра, 1988. 358 с.
2. *Ершов Э.Д., Кондратьева К.А., Логинов В.Ф., Сычев И.К.* Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1:2500000. М.: МГУ, 1991.
3. *Ершов В.В.* Особенности районирования криолитозоны Печорского артезианского бассейна // Отечественная геология. 2018. № 3. С. 85–88.
4. *Оберман Н.Г.* Криолитозона и подземные воды Печоро-Уральского региона: Автореферат докторской диссертации. Якутск, 1992. 41 с.
5. *Оберман Н.Г., Зархидзе В.С., Суходольский С.Е. и др.* Геокриологические условия европейской территории СССР и Урала // Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М.: Недра, 1988. С. 203–301.

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЕВРАЗИЙСКОЙ И АМУРСКОЙ ПЛИТ

Жижерин В.С., Серов М.А.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, votarist@ascnet.ru

Согласно современным представлениям, земная кора поделена глубинными разломами на отдельные жесткие блоки – литосферные плиты, перемещающиеся в пластичном слое верхней мантии относительно друг друга. Источники сил, вызывающие эти перемещения, до конца не установлены. Считается, что их происхождение связано с механизмом конвекции в земной мантии. В процессе своего перемещения плиты находятся в постоянном контактном взаимодействии друг с другом, обеспечивая тем самым разнообразие существующих геодинамических обстановок. Литосферные плиты являются относительно жесткими пластинами, перемещающимися по пластичному слою мантии, в связи с чем для центральных областей плит характерно незначительное развитие деформационных процессов. Геодинамически наиболее активными являются те области планеты, в которых литосферные плиты непосредственно контактируют в различных режимах: сжатия, растяжения или скольжения. Максимальных значений деформации земной коры достигают непосредственно в зонах контакта литосферных плит, значительно уменьшаясь по мере удаления от них.

Исследуемый в работе регион расположен в зоне конвергентного взаимодействия Евразийской и Амурской плит, где установленным доминирующим геодинамическим режимом выступает сжатие со скольжением [1]. До настоящего времени среди исследователей нет единого мнения по вопросу точной локализации границы вышеуказанных плит в пределах изучаемого региона. Некоторые из них проводят ее по поясу сейсмической активности вдоль Станового хребта. Другие на основе геологических данных соотносят ее с Монголо-Охотским складчатым поясом. Помимо этого, существуют представления о ее геофизическом картировании вдоль Желтулакской шовной зоны либо о наличии транзитной зоны шириной первые сотни километров, где по всей площади реализуется напряжение сжатия со скольжением Евразийской и Амурской плит.

Данное исследование основывается на более чем десятилетнем изучении движений земной коры изучаемого региона путем фиксации изменения положения геодезических пунктов во времени. Определение местоположения пунктов выполнялось на основе методов космической геодезии, которые позволяют определять изменение местоположения с миллиметровой точностью [2].

В ходе исследования было вычислено векторное поле смещений пунктов Верхнеамурского геодинамического полигона (рисунок). На приведенной схеме, помимо векторного поля, пересчитанного из глобальной системы отсчета ITRF14 в локальную, в которой скорости смещения пересчитаны относительно пункта DJEL, представлено также блоковое строение и основные разломные структуры.

Анализ приведенной схемы дает основание заключить, что наиболее деформируемые участки земной коры находятся между Южно-Тукурингской и Желтулакской системами разломов, уточняя тем самым локализацию границы Евразийской и Амурской плит. Анализ полученных временных рядов по каждому пункту наблюдений свидетельствует о клавишно-блоковом механизме тектонических подвижек внутри выделенных на схеме блоков [3].

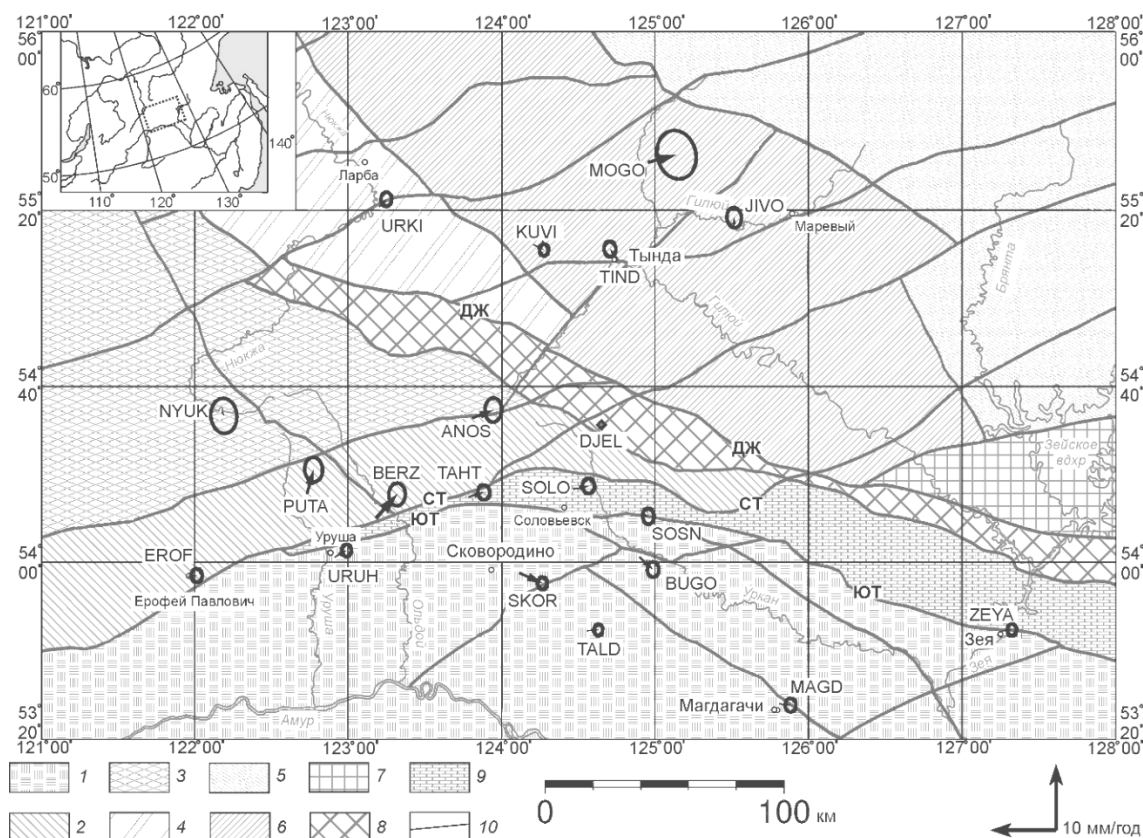


Схема блокового строения Верхнего Приамурья.

Главные тектонические структуры Верхнего Приамурья: 1 – Аргунский континентальный массив; 2–3 – структуры Селенга-Станового террейна, блоки: 2 – Урканский, 3 – Могочинский; 4–7 – структуры Джугджуро-Станового террейна, блоки: 4 – Ларбинский, 5 – Брянтинский, 6 – Иликанский, 7 – Дамбукинский; 8–9 – шовные зоны: 8 – Джелтулакская шовная зона, 9 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 10 – разломы различного ранга, из них наиболее активные: ЮТ – Южно-Тукурингрский, СТ – Северо-Тукурингрский, ДЖ – Джелтулакский. Векторы скорости смещений пунктов (стрелки) приведены с эллипсами 95 %-ного доверительного интервала.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проекта № 18-35-00049).

Литература

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 2. С. 299–311.
2. Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В., Гильманова Г.З. О параметрах вращения сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 4. С. 21–31.
3. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

ИЗМЕНЕНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ПОСЛЕ ЛЕСНОГО ПОЖАРА

Журкова И.С.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
zhurkova@igm.nsc.ru

Лесной массив Сибири занимает 552 млн га, что составляет около 80 % покрытой лесом площади России. Здесь ежегодно возникает около 30 тысяч пожаров [1]. Пожары уничтожают лесные насаждения, места обитания огромного числа видов животных, птиц и микроорганизмов, повышают эрозионные свойства почв, нарушают водный баланс, заболачивают территории, приводят к изменению климата [2]. Кроме того, горение лесных массивов сопровождается выносом в атмосферу органических соединений, искусственных радионуклидов и тяжелых металлов, что приводит к изменению элементного состава почв. Масштабы таких изменений зависят от ряда факторов: погодных условий, географии протекания пожара, типа пожара (низовой, верховой). Низовой пожар характеризуется температурой горения около 700 °С, высотой пламени 2.5 м и скоростью движения по ветру 0.25–5.00 км/ч. Температура верхового повального пожара 900–1200 °С, скорость распространения 5–30 км/ч.

Кроме видимых ландшафтных изменений, выражающихся в исчезновении лесов и опустынивании площадей, пожары несут с собой геохимические изменения, вследствие чего происходит перераспределение химических элементов в результате атмосферной миграции части из них с одной стороны и накопления в выгоревшей площади – с другой, что приводит к изменению элементного состава почвенно-растительного покрова и растений, произрастающих на поверхности.

Цель работы – оценить изменение элементного состава почвенно-растительного покрова при верховом пожаре.

Объектом исследования выбран Караканский бор, расположенный в Ордынском районе Новосибирской области, имеющий сложное геологическое строение, сочетающее в себе относительно рыхлый однородный материал речных террас со скальными породами различного возраста и генезиса. На территории Караканского бора в мае 2006 г. произошел пожар, возникший в четырех местах через короткие промежутки времени (что свидетельствует о преднамеренном поджоге). Температура воздуха на момент возникновения пожара составляла 26–28 °С при юго-западном ветре со скоростью 15–18 м/с. Рельефная неравномерность бора и множество болотистых участков способствовали образованию смешанного пожара, сочетающего низовой и повально-верховой.

Отбор проб почв проводился в 12 точках (по 6 точек на фоновой и горелой поверхности) стандартным стальным кольцом (диаметр 82 мм, высота 50 мм, объем 264 см³), применяемым при экогеохимических исследованиях [3]. Координаты точек отбора проб приведены в [4].

Атомно-абсорбционный анализ выполнен на приборе Soolar M6 (фирмы Thermo Electron, Англия) с зеэмановским и дейтериевым корректором фона. Аналитические работы проведены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» ИГМ СО РАН. Результаты анализов приводятся на воздушно-сухое состояние вещества. Диапазон определяемых элементов – от 0.00001 до 20 %.

Посредством сопоставления содержания элементов выделено две группы: элементы, мигрирующие в атмосферу (Mn, Cd, Cu, Pb), и элементы, входящие в состав

огнестойкого минерального комплекса почв, накопившегося на выгоревшей площади (Fe, Al, K, Na, Ni, V). Содержание свинца в почве снизилось на 27.2 %, с выносом в атмосферу. Содержание кадмия в горелой почве снизилось в два раза. Кадмий относится к тяжелым металлам с температурой кипения 770 °С. Сравнивая его содержания в почвах, отобранных на площадях низового (0.12 мг/кг) и верхового (0.12 мг/кг) пожаров с фоновыми значениями (0.26 мг/кг), делаем вывод, что 53.8 % кадмия выносятся в атмосферу уже при низовом пожаре, температура которого 700 °С [5].

Повально-верховой пожар, в отличие от низового, уничтожает всю растительность, что приводит к полному изменению геохимического состава почвенно-растительного покрова: горелые почвы обогащаются одними элементами и обедняются другими. Это в конечном счете отражается на элементном составе растений, что важно знать собирателям дикорастущих грибов, ягод и т.п.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекта № 18-35-00408 мол_а).

Литература

1. Валендик Э.Н. Экологические аспекты лесных пожаров в Сибири // Сиб. экол. журн. 1996. № 1. С. 1–8.
2. Smith C.D. (Jr.) The wide spread smoke layer from Canadian forest fires during late September 1950 // Monthly Weather Rev. 1950. V. 78. P. 180–184.
3. Щербов Б.Л., Лазарева Е.В., Журкова И.С. Лесные пожары и их последствия. Новосибирск: ГЕО, 2015. 154 с.
4. Журкова И.С., Щербов Б.Л., Будашкина В.В. Постпирогенный элементный состав почвенно-растительного покрова в сосновом бору (Новосибирская область) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. 2018. № 3. С. 44–49.
5. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.

ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ УДАЛЯНЬЧИ В 1720–1776 ГГ., СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ

Иванова В.Н.¹, Чувашова И.С.^{1,2}

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, lerochka.ivanova1999@mail.ru

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Вулканическое поле Удаляньчи занимает площадь ~ 800 км² на северо-западе китайской провинции Хейлунцзян. В переводе с китайского языка «Удаляньчи» означает «пять соединенных бассейнов» (озер). Они образовались в результате подпруживания р. Бэйхэ лавовыми потоками последних вулканических извержений на поле Удаляньчи, которое состоит из 14 отдельных вулканов. Извержения контролировались разломами северо-восточного направления. Вулканические породы калиевой серии представлены лавовыми потоками и пирокластическими отложениями. По пространственно-временному распределению на вулканическом поле развитие вулканизма разделяется на три этапа: 1) 2.5–2.0 млн лет назад, 2) 1.33–0.80 млн лет назад и 3) <0.6 млн лет назад. Извержения центральной группы построек смещались с юго-запада на северо-восток, от потока Лаошантоу через вулканы Уэйшан, Бидзишан к вулканам Лаохейшан и Хуошаошан – к самым молодым постройкам Удаляньчи [2].

Начальные извержения на вулкане Лаохейшан произошли около 97 тыс. лет назад. Продукты извержений – шлаки и вулканические бомбы – образовали конус, от которого в южном направлении, вниз по течению р. Бэйхэ, распространился лавовый поток. Датировка 97 тыс. лет получена К–Аг-методом.

Извержения на вулкане Лаохейшан возобновились в 1720–1721 гг. Внутри древнего кратера сформировалась новая постройка с вершинным кратером глубиной 145 м. Через полгода после угасания деятельности вулкана Лаохейшан начались извержения вулкана Хуошаошан в 3.5 км северо-восточнее конуса Лаохейшан. После перерыва, продолжавшегося 55 лет, в 1776 г., вулкан Лаохейшан активизировался вновь. Вся последовательность извержений была восстановлена по исторической летописи [4].

Для точной регистрации последнего извержения 1776 г. изучались прослойки тефры в озере Нанагелацюшан, образовавшемся в вершинном кратере вулкана Южный Гелацюшан. Диаметр озера составляет около 400 м. В нем были отобраны две колонки керн, в которых обозначились одинаковые слои, идентифицированные по потерям при прокаливании и магнитной восприимчивости. В материале тефры определялись содержания Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Fe, Ti, Mn и P, которые сравнивались с содержаниями этих элементов в тефре вулкана Лаохейшан. Выявленный гетерогенный (тефрифонолитовый и трахиандезитовый) состав тефры 1776 г. был свойствен в целом стеклам извержений 1720–1721 гг. на вулканах Лаохэйшан и Хуошаошан [3].

Полученное подтверждение извержения, произошедшего в 1776 г., имеет важное значение для понимания характера сейсмической и вулканической активности на восточной окраине Азии. Между начальным извержением вулкана Лаохейшан в 1720–1721 гг. и его финальным извержением в 1776 г., в 1736–1741 гг., на п-ове Камчатка проявилась эндогенная катастрофа, обозначенная одновременным усилением вулканической деятельности и сейсмической активности [1].

Работа выполнена по гранту РФФИ 18-77-10027 в рамках задач, решаемых в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде. Авторы благодарят проф. С.В. Рассказова за консультации, полученные при подготовке сообщения.

Литература

1. *Рассказов С.В., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. и др.* Эндегенные катастрофы Азии в четвертичном периоде: время и масштабы крупнейших синхронных тектонических и магматических событий // *Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Мат-лы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода.* Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 500–503.
2. *Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Yi-min et al.* Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2016. V. 7, N 4. P. 495–532.
3. *Sun C., Németh K., Zhan T. et al.* Tephra evidence for the most recent eruption of Laoheishan volcano, Wudalianchi volcanic field, northeast China // *J. of Volcanology and Geothermal Research.* 2018 (in press).
4. *Wei H., Sparks R.S.J., Liu R. et al.* Three active volcanoes in China and their hazards // *J. of Asian Earth Sciences.* 2003. V. 21. P. 515–526.

ОЦЕНКА ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ КЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ В РАЙОНЕ ТРУБКИ УДАЧНАЯ

Ильин А.В.

Акционерная компания «АЛРОСА» (ПАО) Вилюйская ГРЭ, п. Удачный,
ilinav@alrosa.ru

Подземные воды среднекембрийского водоносного комплекса (СВК), оказывающие негативное воздействие при отработке подземным способом месторождения тр. Удачная, представлены хлоридными кальциевыми рассолами с минерализацией от 380 до 520 г/л, которые обладают высокой коррозионной агрессивностью к металлам.

$$M401 \rho_{1,276} \frac{Cl99}{Ca64 Mg18 (Na + K)18} (pH4,0).$$

Агрессивность рассолов обусловлена, прежде всего, кислой реакцией среды и химическим составом. По агрессивному действию на металлы хлорид кальция занимает первое место.

Решением проблемного вопроса, связанного с рациональным использованием природных ресурсов, охраной окружающей среды и отведением агрессивных рассолов тр. Удачная по мере углубления горных работ, начали заниматься еще в 80-х годах прошлого столетия [3]. При выполнении поисков благоприятных гидрогеологических структур для обратной закачки дренажных рассолов в подмерзлотные средне- и нижнекембрийские водоносные комплексы в районе трубки Удачная было выделено несколько участков, наиболее перспективный из которых по комплексу различных показателей – среднекембрийский водоносный комплекс на участке Далдынской флексуры. Выделенная зона вдоль оси Далдынской флексуры имеет повышенную проницаемость в районе трубки Удачная и на юго-восточном, и на северо-западном фланге месторождения.

Выбор варианта обратной закачки дренажных вод рудника «Удачный» в средне- или нижнекембрийский водоносный комплекс напрямую зависит от результатов опытных работ, которые позволяют определить динамику параметра приемистости эксплуатационных скважин, а также сравнить экономические показатели сооружения закачной линии и участка закачки в целом при различных вариантах отвода концентрированных рассолов из горных выработок. На выбор варианта обратной закачки [2] значительное влияние оказывает также изолированность эксплуатируемого поглощающего водоносного комплекса (горизонта) и наличие вышележащей водоупорной толщи, которая в дальнейшем будет препятствовать вертикальному движению рассола в горизонты, представляющие интерес для хозяйственно-бытовых целей.

Основным параметром, характеризующим приемистость водопоглощающей скважины, является дебит скважины, определяемый проницаемостью водовмещающих пород, который рассчитывается в процессе проведения опытно-фильтрационных работ путем выполнения опытных наливов или нагнетаний.

Как правило, на емкостные свойства пластов-коллекторов оказывает влияние пористость, кавернозность, трещиноватость, значительное распространение по площади и мощности, упругие свойства водовмещающих пород и заключенные в них воды.

Полезная емкость водоносного комплекса зависит также от упругих свойств пласта, которые проявляются при изменении пластового давления. Характерной особенностью упругого режима является сжатие воды и расширение порового пространства под влиянием пластового давления в процессе нагнетания. При осушении месторождения от поступающих рассолов происходит снятие давления в подземной гидросфере с образованием депрессионной воронки. За счет изменения коэффициента упругости пласта появляется дополнительная полезная емкость, что может благоприятно сказаться на результате гидрогеологических исследований при условии нахождения участка опытно-фильтрационных работ в радиусе влияния депрессионной воронки.

Емкостные свойства пластов-коллекторов в зоне Далдынской флексуры изучены еще недостаточно. В связи с этим при проведении опытно-оценочных гидрогеологических работ особое внимание было уделено исследованию емкостных свойств пород средне- (СВК) и нижнекембрийского (НВК) водоносных комплексов в разведочных скважинах глубиной 1100 и 1750 м, расположенных в краевой части Далдынской флексуры. Опытные-фильтрационные работы включали свободный налив с применением автономных манотермометров, помещенных в скважины для фиксирования уровня дренажных вод и изменения температуры горных пород при наливах в скважинах.

СВК и НВК распространены повсеместно. Рассолы обоих комплексов имеют хлоридный кальциевый состав и высокую минерализацию, более 400 г/дм³. Водоносные комплексы приурочены к глинисто-карбонатным и карбонатным отложениям среднего и нижнего кембрия. Коллекторы СВК представлены поровым, кавернозно-поровым и трещинно-кавернозным типом, в отличие от кавернозного – НВК. Гидравлическая связь между НВК и СВК не изучена [1].

Изучение фондовых материалов АмГРЭ позволило получить предварительные гидрогеологические характеристики и параметры СВК и НВК, которые в последующем были подтверждены комплексом гидрогеологических исследований при помощи геофизических методов (расходомерия, кавернометрия, термометрия), а также установить мощности и интервалы залегания возможных пластов-коллекторов.

В результате выполненных работ получены коэффициенты водопроницаемости и пьезопроводности, а также удельные дебиты (таблица) для краевой части Далдынской флексуры.

Результаты опытно-фильтрационных работ

№ п/п	Водоносный комплекс	Удельный дебит, м ³ /час/м	Коэф. водопроницаемости, м ² /сут	Коэф. пьезопроводности, м ² /сут
1	Среднекембрийский	0.01	0.2	1.2
2	Нижнекембрийский	0.65	0.5	0.7

Выполненные гидрогеологические исследования показали отсутствие гидравлической связи между СВК и НВК. Дальнейшие исследовательские работы по изучению пластов-коллекторов будут направлены на изучение нижнекембрийского водоносного комплекса.



Автор выражает благодарность главному гидрогеологу Вилуйской ГРЭ АК «АПРОСА» (ПАО) Н.А. Иост за ценные рекомендации по обработке и анализу результатов гидрогеологических исследований, а также д.г.-м.н. Л.П. Алексеевой ИЗК СО РАН за возможность получения консультации при подготовки данной работы.

Литература

1. *Алексеев С.В.* Криогенез подземных вод и горных пород (на примере Далдыно-Алакитского района Западной Якутии). СО РАН НИЦ ОИГГМ, Новосибирск: 2000. 111 с.
2. *Грабовников В.А.* Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков. М.: Недра, 1993. 335 с.
3. *Ильин А.В.* Современное решение проблемы закачки высокоминерализованных рассолов для Далдыно-Алакитского района // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 22–28 мая 2017 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 102–104.

МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В КРИСТАЛЛАХ АЛМАЗА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА: РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА АЛМАЗООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ

Искрина А.В., Криулина Г.Ю., Бобров А.В., Зедгенизов Д.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, grigoryeva_av888@mail.ru

Микровключения в природных алмазах представляют собой уникальные реликты высокоплотных флюидов/расплавов, из которых они кристаллизуются. К настоящему времени в результате проведенных исследований для алмаза из некоторых кимберлитовых провинций и трубок установлены присущие им особенности состава микровключений и, тем самым, реконструированы составы материнских алмазообразующих расплавов [2–5]. Данные результаты получены преимущественно для волокнистых алмазов кубического габитуса, а также алмазов в «оболочке». В ряде случаев установлена эволюция алмазообразующих расплавов по зонам роста кристаллов. Все эти сведения можно рассматривать как типоморфные особенности алмазов тех или иных регионов, а также конкретных трубок. В настоящей работе впервые приводятся данные о составе микровключений в алмазах Архангельской алмазоносной провинции.

Целью данной работы является изучение расплав-флюидных микровключений в алмазах месторождения им. М.В. Ломоносова.

Морфология кристаллов охарактеризована с помощью метода оптической микроскопии. Для дальнейших исследований алмазы были приполированы в пластинки по плоскости ромбододекаэдра. После изучения внутреннего строения был определен дефектно-примесный состав алмазов и фазовый состав микровключений в них с помощью ИК-спектроскопии. Химический состав микровключений был проанализирован с использованием рентгеноспектрального анализа.

Для изучения были отобраны десять алмазов кубического габитуса и алмазов в «оболочке» – III и IV разновидности по классификации Ю.Л. Орлова [1], соответственно. Многие из изученных кристаллов обладают зональным распределением микровключений, что удалось выяснить с помощью метода катодоллюминесценции. Часть алмазов имеет внутреннюю зону с высокой плотностью (концентрацией) микровключений, в то время как внешняя оболочка их не содержит. Также присутствуют образцы как с прямо противоположным, так и с промежуточным распределением микровключений. Расположение микровключений в кристалле напрямую связано со структурой алмаза, т. е. они находятся только в областях с волокнистым строением.

По данным ИК-спектроскопии для каждого образца было рассчитано содержание азотных дефектов, а также количество воды и карбонатов для микровключений. Содержание азота в изученных образцах варьируется от 742 до 1100 ppm. Большая часть кристаллов принадлежит к типу IaA, в которых преобладают примесные A-центры, но также содержатся и B1-центры. Связь между наличием и количеством микровключений в кристаллах и степенью агрегации азота в них не выявлена. Молярное соотношение H₂O и CO₂ (рассчитанное в карбонатной фазе) в микровключениях изученных кристаллов варьируется от 0.08 до 0.22.

В ИК-спектрах поглощения исследованных алмазов наблюдаются полосы поглощения, связанные с присутствием различных фаз в микровключениях. Наиболее часто наблюдаются полосы поглощения, связанные с присутствием воды (1650, 3420 см⁻¹

¹⁾, карбонатов (880, 1430 см⁻¹), силикатов (970, 1015, 1050 см⁻¹). Соотношение фаз может значительно варьироваться в разных образцах и редко в пределах одного кристалла.

Методом рентгеноспектрального анализа были получены средние составы микровключений в изучаемых образцах. Для кристаллов месторождения им. М.В. Ломоносова выявлен карбонатно-силикатный тип материнского расплава. Для алмазов с высоким содержанием силикатов характерны низкие содержания Na, Cl, фосфора, пониженная магниальность, а также высокое содержание H₂O, что прямо противоположно данным для алмазов с повышенным содержанием карбонатной составляющей. Соотношение H₂O и CO₂ в микровключениях различается в зависимости от зоны кристалла. Корреляция между зоной и количеством H₂O и CO₂ не установлена.

В отличие от алмазов Южной Африки и Канады, для алмазов Архангельска устанавливаются невысокие содержания хлоридов в расплавах, что делает их похожими на алмазы Якутии, причем ближе всего архангельским алмазам соответствуют данные по трубке Интернациональная.

Результаты экспериментальных исследований говорят о том, что карбонатно-силикатные расплавы – среда активного алмазообразования. Образование флюидов или расплавов, подобных описанным в микровключениях, может быть связано с процессами частичного плавления карбонатизированных эклогитовых и перидотитовых субстратов и/или метасоматоза мантии с привнесением карбонатных и водных агентов.

Комбинация использованных в работе методов позволила нам впервые определить состав расплавфлюидных микровключений в алмазах месторождения им. М.В. Ломоносова Архангельской алмазоносной провинции и реконструировать состав материнских алмазообразующих расплавов. Оценка состава материнской алмазообразующей среды, впервые проведенная для алмазов этого месторождения, устанавливает ведущую роль водосодержащих силикатно-карбонатных расплавов с широким диапазоном концентрации силикатных компонентов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-55-50062).

Литература

1. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984.
2. Ширяев А.А., Израэли Е.С., Хаури Э.Г., Захарченко О.Д., Навон О. Химические, оптические и изотопные особенности волокнистых алмазов из Бразилии // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1207–1222.
3. *Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O.* Brine inclusions in diamonds: a new upper mantle fluid // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 187, № 3–4. P. 323–332.
4. *Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.J.* Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions // *Nature.* 1988. V. 335. P. 784–789.
5. *Zedgenizov D.A., Araujo D., Ragozin A.L., Shatsky V.S., Kagi H., Griffin W.L.* Carbonatitic to hydrous-silicic growth medium of diamonds from Internatsionalnaya kimberlite pipe (Yakutia) Ext. abst. 9-th Intern. Kimb. Conf., 2008. P. 78–80.

ЦЕПОЧКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Какоурова А.А., Ключевская А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, anna2015@crust.irk.ru

Повышенный интерес к исследованию миграций очагов землетрясений связан с фундаментальными проблемами современной геодинамики, решением задач сейсмической безопасности и перспективой их учета в прогнозе сильных землетрясений в регионах с высокой сейсмичностью. Несмотря на то, что миграции очагов землетрясений свойственны многим сейсмоактивным регионам Земли, это явление изучено недостаточно полно из-за выбора в качестве исходного материала в большинстве случаев немногочисленных сильных или умеренных землетрясений [2, 5]. Выделяемые последовательности сейсмических событий обычно рассматривались как миграции очагов землетрясений, а возможность случайного формирования квазилинейных цепочек землетрясений исследовалась редко.

Для расширения области исследования миграций очагов землетрясений нами разработана формализованная методика определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности [4]. В основе методики лежит азимутальный анализ эпицентров толчков, что позволяет детерминировать понятие «квазилинейная цепочка землетрясений». Под этим термином понимается совокупность из $n \geq 3$ последовательных во времени землетрясений при условии нахождения толчков в заданном угловом секторе допустимой нелинейности $\pm q/2^\circ$ относительно среднего азимута α . Методика применена для определения и выделения цепочек землетрясений в эпицентральной поле толчков с энергетическим классом $K_p \geq 8$, зарегистрированных в центральной части Байкальской рифтовой зоны ($\varphi=51-54^\circ$ с.ш., $\lambda=104-113^\circ$ в.д.) с 1964 по 2013 г.

На этой территории в секторах допустимой нелинейности $q=10^\circ$ и $q=20^\circ$ определено и выделено $M=476$ и $M=928$ цепочек соответственно, т.е. при увеличении сектора в два раза произошло увеличение числа выделенных цепочек землетрясений M примерно в два раза. На картах распределения цепочек по территории видно, что они согласуются с положением и простиранием рифтовых структур. Расположение цепочек согласуется с эпицентральной полем землетрясений, а их плотность повышается с увеличением плотности эпицентров толчков. Распределения азимутов цепочек землетрясений различных энергетических классов имеют нормальный вид с максимумами $\alpha=40-60^\circ$ и $\alpha=220-240^\circ$, а число цепочек западного и восточного направления почти совпадает (234 и 242 цепочки в общей выборке толчков).

На графиках годовых чисел цепочек видно, что большинство цепочек образовано слабыми землетрясениями, а с ростом энергетического класса число цепочек быстро уменьшается. Годовые числа цепочек варьируются, основной максимум M наблюдается в конце 1990-х годов. Максимумы годовых чисел землетрясений и годовых чисел цепочек прослеживаются в одни и те же годы, иногда максимумы цепочек имеют небольшую задержку. Анализ распределения $\lg M(K_p)$ показывает, что с ростом энергетического класса K_p число цепочек быстро уменьшается, а значения наклона этого графика (-0.42 для сектора $q=10^\circ$ и -0.48 для сектора $q=20^\circ$) близки к наклону графика повторяемости землетрясений этой территории ($\gamma \approx -0.51$).

Полученные результаты указывают на связь пространственно-временного и энергетического распределения цепочек землетрясений центральной части БРЗ с

соответствующими характеристиками сейсмичности. Это согласуется с тем, что в эпицентральной поле сейсмичности могут выделяться два типа цепочек землетрясений [1]: цепочки, формирующиеся случайно, и цепочки сейсмомиграций, обусловленные геофизическими и геодинамическими процессами в литосфере БРЗ. Для характеристики сейсмомиграций нами используется индекс сейсмомиграционной активности (*ИСМА*) исследуемой территории. Этот индекс равен отношению числа M определенных и выделенных цепочек землетрясений в выборке размера N к среднему числу цепочек $M_{\text{ср}}$, определенных и выделенных при многократной генерации в искусственных выборках такого же размера N имитационных событий со случайным распределением [3]: $ИСМА = M/M_{\text{ср}}$. Если $ИСМА > 1$, то в литосфере территории присутствуют цепочки сейсмомиграции. В частности, для центральной части БРЗ $ИСМА \approx 476/335 \approx 1.4$, и это значит, что в литосфере этого района присутствуют сейсмомиграции. Однако в настоящее время мы не можем сказать, какие именно из определенных и выделенных цепочек землетрясений являются цепочками сейсмомиграций.

Литература

1. *Какоурова А.А., Ключевский А.В.* Пространственные, временные и энергетические закономерности распределения цепочек землетрясений в литосфере Байкальского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. С. 116–117.
2. *Касахара К.* Механика землетрясений: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 264 с.
3. *Ключевский А.В., Какоурова А.А.* Основные критерии выделения цепочек землетрясений в литосфере Байкальского региона // Известия Иркутского государственного университета. Сер. Науки о Земле. 2018. Т. 23. С. 64–73. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2018.23.64>.
4. *Ключевский А.В., Какоурова А.А., Ключевская А.А., Демьянович В.М., Черных Е.Н.* Пат. 2659334 Российская Федерация. Способ определения цепочек землетрясений в эпицентральной поле сейсмичности / Заявитель и патентообладатель ФГБУН ИЗК СО РАН. № 2017131805; опубл. 29.06.2018.
5. *Шерман С.И.* Избранные труды. Тектоника разломообразования и сопутствующих процессов в литосфере. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. 1476 с.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД КУОЙКСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТСКАЯ КИМБЕРЛИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Ковалева С.А.¹, Костровицкий С.И.^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, skovaleva@igc.irk.ru

Кимберлитовые породы вызывают огромный интерес у многих исследователей тем, что являются самыми глубинными образованиями. Кимберлитовые тела уходят далеко в глубь Земли и благодаря этому выносят на поверхность обломки глубинных пород; большинство из них приурочено к особым геологическим структурам – древним платформам или кратонам.

Якутская кимберлитовая провинция (ЯКП) занимает северо-восточную часть Сибирской платформы. По геолого-тектоническим, минералого-петрографическим особенностям, а также петрохимии и возрасту многие исследователи разделяют Якутскую провинцию на две субпровинции [1, 4, 5]: южную (алмазонаосную) и северную (неалмазонаосную или убогоалмазонаосную). В пределах ЯКП на площади свыше 800 тыс. км² выявлены сотни кимберлитовых тел, которые обычно группируются в кимберлитовые поля. В данной работе мы рассмотрим Куойкское поле, которое находится на севере провинции.

Куойкское поле расположено в бассейне р. Оленек в пределах Оленекского сводового поднятия. С юга оно ограничено р. Оленек, с востока – р. Бээнчиме. Северная граница поля проводится по северной окраине выхода трапповых пород, расположенных в междуречье рек Бээнчиме и Куойка, западная граница – по водоразделу рек Кыран и Куойка [1].

В пределах Куойкского поля расположено около 100 тел, которые представлены трубками и жилами, штоками и дайками различного состава. Кимберлиты представлены типичными для Якутской провинции структурно-текстурными разновидностями – кимберлитовыми брекчиями и кимберлитами с массивной текстурой. По петрохимическому составу кимберлиты Куойкского поля [2] относятся как к высокомагнезиальному, магнезиально-железистому (эти типы распространены в южных алмазонаосных полях), так и к железо-титанистому (этот тип распространен в северных полях) типу. Большинство кимберлитовых брекчий относится к высокомагнезиальному типу, а массивные разновидности – к железо-титанистому типу.

В работе рассмотрены семь кимберлитовых тел из шести кимберлитовых полей из Куойкского поля. Каждое тело содержит набор барофильных минералов тяжелой фракции, который представлен главным образом гранатом и шпинелидами (трубки Оливиновая, Обнаженная, Пятница), также встречаются трубки, в которых доминирует пикроильменит (трубки Российская, Нюрба, жила 87/2). Отсутствие пикроильменита характерно для высокомагнезиальных кимберлитов.

Гранат. Разделение гранатов в координатах Cr_2O_3 и CaO проводилось на основе известной двойной диаграммы Н.В. Соболева [3], что широко применяется в геологической практике.

Для гранатов из тяжелой фракции кимберлитов трубок Куойкского поля характерно преобладание 5-го пироксенито-вебстеритового парагенезиса. Также можно отметить 6-й (до 30 % в двух кимберлитовых телах) и 7-й (до 11.5 %) средне-, высокохромистые лерцолитовые парагенезисы. Эта особенность свидетельствует об

определенном сходстве состава отдельных участков литосферной мантии под Куойкским полем с литосферной мантией в южных алмазоносных полях.

Пикроильменит по составу широко варьируется. Происхождение пикроильменита преимущественным образом связано с одним источником – его кристаллизацией непосредственно из кимберлитового расплава или из выплавок, связанных с формированием магматического кимберлитового очага. Наиболее показательными параметрами изменчивости состава пикроильменита являются содержания Cr_2O_3 и MgO .

Пикроильмениты по усредненным значениям основных параметров состава из трубок Куойкского поля разделяются на две группы: 1) с относительно высоким содержанием MgO (более 9 %) и Cr_2O_3 (2 % и более) – трубки Российская и Оливиновая; 2) с низким содержанием MgO (менее 9 %) и Cr_2O_3 (менее 1 %) – трубки Нюрба, Пятница и жила 87/2.

В кимберлитах Куойкского поля шпинелиды играют заметную роль в сложении тяжелой фракции минералов. Для состава шпинелидов характерны широкие вариации содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 (10–60 и 0–57 мас. % соответственно), относительно низкое содержание TiO_2 (преимущественным образом до 2.0 мас. %). Повышенное содержание TiO_2 отмечается в наиболее железистых разновидностях шпинелидов.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.5. (№0350-2016-0030) и при финансовой поддержке НИР по проекту 11.2П/IX/130-5.

Литература

1. *Зайцев А.И., Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.
2. *Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А.* Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 350–371.
3. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
4. *Петрохимия кимберлитов / А.Д. Харьков, В.В. Зуенко, Н.Н. Зинчук, А.И. Крючков, В.А. Уханов, М.М. Богатых.* М.: Недра, 1991. 304 с.
5. *Хмельков А.М.* Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). Новосибирск: АРТА, 2008. 52 с.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ НАГНЕТАТЕЛЬНЫХ СКВАЖИН ПУНКТОВ ГЛУБИННОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ ФИЛИАЛА «СЕВЕРСКИЙ» ФГУП «НО РАО» МЕТОДОМ РЕАГЕНТНОЙ ОБРАБОТКИ

Кокорев О.Н.^{1, 2}, Акинфиев Н.Н.^{3, 4}, Спешилов С.Л.⁵

¹ Филиал «Северский» ФГУП «НО РАО», Северск, ONKokorev@norao.ru

² Северский технологический институт НИЯУ МИФИ, Северск

³ Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе МГРИ, Москва

⁴ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

⁵ ФГБУ «Гидроспецгеология», Москва

Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов (ЖРО) является наиболее экономически выгодным методом изоляции радиоактивных отходов (РАО). Основная цель создания пунктов глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов (ПГЗ ЖРО) – предотвращение негативного воздействия радиоактивных отходов на окружающую среду и население. При создании и эксплуатации ПГЗ ЖРО большое внимание уделяется безопасности, оценка которой будет выполнена на основе положений и критериев, принятых действовавшими нормативными документами.

Захоронение отходов на территории ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» выполняется через специально оборудованные нагнетательные скважины в нижние горизонты осадочного чехла Западно-Сибирской плиты, сложенного песчано-глинистой толщей мезокайнозойского возраста общей мощностью до 470 м [1].

По совокупности геолого-гидрогеологических параметров выполнена технологическая стратификация разреза, согласно которой эксплуатационные горизонты соответствуют II и III горизонтам, залегающим в интервале глубин 315–390 м. При этом III горизонт соответствует нижнему маастрихту (K_2m) – нижнему кампану (K_2km) верхней и средней подсвиты сымской свиты (K_2smn); II горизонт – нижнему сантону (K_2st) средней подсвиты сымской свиты (K_2smn) [3].

Отходы низкого уровня активности захораниваются на площадке 18 с 1967 г. в оба горизонта; отходы среднего уровня активности захораниваются на площадке 18а с 1963 г. только в нижний (II) эксплуатационный горизонт [1].

Эксплуатационные горизонты ПГЗ ЖРО филиала «Северский» отделены от водоносных горизонтов, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения, водоупорными слоями и буферными горизонтами.

Срок эксплуатации (согласно действующим методикам и нормативным документам) нагнетательных скважин ПГЗ ЖРО, используемых для захоронения среднеактивных отходов в щелочной среде, составляет 10 лет, среднеактивных отходов в кислой среде – 5 лет. После исчерпания эксплуатационного ресурса нагнетательных скважин, в рамках геотехнологического мониторинга, проводится комплексное обследование, по результатам которого принимается решение либо о продолжении эксплуатации скважины, либо о выводе скважины в резерв, проведении ремонтно-восстановительных работ или выводе из эксплуатации (с последующей ликвидацией) [2].

Техническое состояние нагнетательных скважин оценивается на основании анализа динамики изменения их приемистости в процессе эксплуатации и данных геофизического обследования: термометрии (термокаротажа), интегрального

гамма-каротажа, спектрометрического гамма-каротажа, резистивиметрии, акустической цементометрии, электромагнитной дефектоскопии-толщинометрии, телефотометрии.

Основным технологическим параметром нагнетательной скважины является ее коэффициент приемистости, который определяется как отношение объемов удаляемых отходов в единицу времени к давлению нагнетания. Приемистость контролируется практически постоянно по данным наблюдений за интенсивностью (расходом) и давлением нагнетания.

Предельное состояние скважины (по потере приемистости) возникает тогда, когда становится невозможным соблюдение требований технологического регламента по давлению нагнетания и расходу.

Вывод нагнетательной скважины из эксплуатации в связи со снижением ее приемистости должен быть выполнен до того момента, когда захоронение в регламентном режиме будет невозможно [2]. При сохранении достаточного ресурса по приемистости, в период между циклами нагнетания, необходимо проведение мероприятий по восстановлению приемистости скважины.

На территории ПГЗ ЖРО филиала «Северский» во многих нагнетательных скважинах со временем наблюдается снижение приемистости. Для увеличения производительности таких скважин необходимо проведение ремонтно-восстановительных работ. Основной причиной снижения приемистости нагнетательных скважин ПГЗ ЖРО является кольятация прифилтровой зоны скважины механическими частицами, присутствующими в захораниваемых отходах [3].

С учетом химического состава закачиваемых ЖРО и минерального состава пород рабочих горизонтов для восстановления приемистости нагнетательных скважин ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» рекомендуется обработка прифилтровых зон эксплуатационных горизонтов смесью ингибированной соляной кислоты (концентрацией 10–15 %) и 4-процентной плавиковой кислоты, хорошо растворяющей глинистые минералы и частично силикаты.

Перед проведением мероприятий по восстановлению приемистости нагнетательных скважин ПГЗ ЖРО изучается геолого-техническая документация, полный химический состав закачиваемых отходов, состав пластовых вод, содержание взвешенных частиц, состав осадков, кольятирующих фильтр и прифилтровую зону, а также воздействие указанной смеси кислот на стали Д и 12Х18Н10Т, из которых изготовлены фильтровые и эксплуатационные колонны скважин.

Для определения коррозионной стойкости стали Д и стали 12Х18Н10Т в смеси кислот выполняется ряд лабораторных экспериментов:

– по изучению кинетики реакций воздействия реагентов смеси на стали марки Д и 12Х18Н10Т при температуре 25 и 50 °С и времени воздействия: 1, 3, 5 и 10 сут. в специальных автоклавах с вкладышами из химически инертных материалов (с использованием методов ICP MS и атомной адсорбции);

– по оценке изменения состояния поверхностей стальных образцов с использованием методов оптической и электронной микроскопии.

Применение метода реагентной обработки позволит увеличить производительность и повысить эксплуатационный ресурс нагнетательных скважин.



Литература

1. *РГТМ-319-ф20-120-2015*. Регламент мониторинга состояния недр и подземных сооружений пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов филиала «Северский». Северск, ФГУП «НО РАО», 2014.
2. *Р-319-2/254-2018*. Регламент продления срока эксплуатации нагнетательных, контрольных и наблюдательных скважин пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов (ПГЗ ЖРО) филиала «Северский» ФГУП «НО РАО», в рамках геотехнологического мониторинга состояния недр и подземных сооружений, а также по результатам ремонтно-восстановительных работ», Северск, ФГУП «НО РАО», 2018.
3. *Рыбальченко А.И., Пименов М.К., Костин П.П. и др.* Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов. М.: ИздАТ. 1994. 257 с.

ОБОСНОВАНИЕ БЕЗОПАСНОЙ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПУНКТА ГЛУБИННОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИСТЕМЫ ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Кокорев О.Н.^{1,3}, Мартьянов В.В.², Козлов А.Е.¹, Щипков А.А.³

¹ Филиал «Северский» ФГУП «НО РАО», Северск, ONKokorev@noraao.ru

² ФГУП «Национальный оператор по обращению с радиоактивными отходами», Москва

³ Северский технологический институт НИЯУ МИФИ, Северск

Условием обеспечения безопасности при захоронении радиоактивных отходов (РАО) является их надежная изоляция, обеспечивающая радиационную безопасность человека и окружающей среды на весь период потенциальной опасности РАО [1]. Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов (ЖРО) является наиболее экономически выгодным методом изоляции РАО. В целях подтверждения локализации ЖРО в установленных прогнозных границах и подтверждения технически исправного состояния скважин проводятся работы по мониторингу состояния недр и подземных сооружений.

Система мониторинга состояния недр и подземных сооружений ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» действует с ввода полигона в эксплуатацию в 1963 г. В связи с изменениями технологической схемы захоронения РАО, модернизацией применяемых технических средств и методик выполнения измерений и повышением требований государственных надзорных органов в системе геотехнологического мониторинга произошли существенные преобразования. Действующая система мониторинга состояния недр и подземных сооружений организована в соответствии с современными методиками, нормативными документами и другими межведомственными правилами и производственными регламентами, необходимыми для безопасной эксплуатации пунктов глубинного захоронения ЖРО.

Захоронение отходов выполняется через специально оборудованные нагнетательные скважины в нижние горизонты чехла Западно-Сибирской плиты, сложенного песчано-глинистой толщей мезокайнозойского возраста общей мощностью до 470 м.

По совокупности геолого-гидрогеологических признаков выполнена технологическая стратификация разреза, согласно которой эксплуатационные горизонты соответствуют II и III горизонтам, залегающим в интервале глубин 315–390 м. III горизонт соответствует нижнему маастрихту – нижнему кампану верхней и средней подсвиты сымской свиты; II горизонт соответствует нижнему сантону средней подсвиты сымской свиты [4].

Отходы низкого уровня активности захораниваются на площадке 18 с 1967 г. в оба горизонта; отходы среднего уровня активности захораниваются на площадке 18а с 1963 г. только в нижний (II) эксплуатационный горизонт.

Эксплуатационные горизонты ПГЗ ЖРО филиала «Северский» отделены от водоносных горизонтов, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения, водоупорными слоями и буферными горизонтами.

Целью мониторинга состояния недр и подземных сооружений является оценка безопасности захоронения и локализации ЖРО, а также влияние захороненных жидких

РАО на качественный состав подземных вод эксплуатационных и буферных горизонтов ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО».

Система геотехнологического мониторинга включает в себя:

– контроль технического состояния подземной части нагнетательных и контрольно-наблюдательных скважин и контроль геофизических полей по разрезу скважин для оценки миграции РАО;

– гидродинамический мониторинг подземных вод;

– гидрохимический мониторинг подземных вод;

– накопление и отображение получаемых данных в геоинформационной системе;

– выполнение прогнозного моделирования (локального и регионального) и анализ результатов для своевременного принятия решений [5].

Геотехнологический мониторинг на территории ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» является модельно-ориентированным, материалы мониторинга обеспечивают разработку и верификацию математических геофильтрационных и геомиграционных моделей, которые служат инструментом средне- и долгосрочных прогнозов состояния и распространения ореолов загрязнения в недрах [3].

Результатами мониторинга состояния недр и подземных сооружений ПГЗ ЖРО филиала «Северский» за 2018 г. подтверждается безопасность захоронения РАО в недра. Источников загрязнения атлымского водоносного горизонта, используемого городами Северском и Томском для централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения, не обнаружено [2].

В опробованных контрольно-наблюдательных скважинах за пределами ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» компонентов захораниваемых отходов не обнаружено.

Литература

1. *НП-055-14*. Захоронение радиоактивных отходов. Принципы, критерии и основные требования безопасности.
2. *РГТМ-319-ф20-120-2015*. Регламент мониторинга состояния недр и подземных сооружений пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов филиала «Северский». Северск: ФГУП «НО РАО», 2014.
3. *Глинский М.Л., Егорова В.А., Чертков Л.Г., Зубков А.А., Данилов В.В. и др.* Мониторинг подземного хранилища жидких радиоактивных отходов Сибирского химического комбината // Разведка и охрана недр. 2013. № 10. С. 66–71.
4. *Грабовников В.А. и др.* Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков. М.: Недра, 1993. 355 с.
5. *Зубков А.А., Рыбальченко А.И., Токарев И.В., Данилов В.В. и др.* Анализ системы геотехнологического мониторинга полигона подземного захоронения жидких радиоактивных отходов СХК // Разведка и охрана недр. 2007. № 11. С. 56–61.

ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ ПЛАСТОВЫХ РАССОЛОВ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЧОНСКОЙ ЗОНЫ

Лебедев В.М., Литвинова И.В., Смоленский Д.Н.

АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», Новосибирск, oges@sniiggims.ru

Основные перспективы открытия новых залежей углеводородов на Сибирской платформе связывают с Непско-Ботубинской НГО. В настоящее время ее территория активно вовлечена в разработку и добычу нефти и газа.

Одним из важных нефтегазопоисковых гидрогеологических критериев является газонасыщенность пластовых рассолов. Это прямой признак нефтегазоносности.

Общая газонасыщенность подземных вод – сумма объемов всех растворенных в воде газов с учетом растворимости каждого из них; измеряется в объемных единицах – см³/л или м³/м³. Газонасыщенность определяется растворимостью газа в воде, которая зависит от давления, температуры, ионно-солевого состава воды и состава газа. Е.В. Пиннекер в своей работе «Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна» отметил, что «в соленосной и терригенной гидрогеологических формациях содержание растворенного газа часто превышает 100 см³/л. Еще большие величины характерны для рассолов, ассоциирующих с залежами нефти и газа» [3]. В монографии А.С. Анциферова показано, «что газонасыщенность, содержание метана и тяжелых УВ закономерно возрастают к южным, восточным и юго-восточным склонам Непско-Ботубинской антеклизы, достигая максимума вблизи залежей нефти и газа. Например, на контуре Ярактинской залежи газонасыщенность достигает 1392 см³/л в скв. 6 и 2191 см³/л в скв. 5, на Верхневилучанском месторождении в скв. 64 она составляет 1730 см³/л. При такой высокой газонасыщенности упругость растворенных газов по расчетам достигает 26–30 МПа, т.е. близка к пластовому давлению или даже немного превышает его» [1].

Следует отметить, что бурение и испытания Верхнечонской зоны пришлось не на самые лучшие годы развития страны, поэтому не было уделено достаточно внимания качественному отбору флюидов. Для этой зоны практически отсутствуют фактические замеры газонасыщенности пластовых рассолов.

Цель данной работы – оценить потенциальную газонасыщенность пластовых рассолов Верхнечонской зоны, используя возможности программы HydroGeo, сопоставить расчетные и фактические данные, рассмотреть закономерности изменения газонасыщенности в терригенных пластах Верхнечонской зоны.

В пределах Верхнечонской зоны смоделирована газонасыщенность пластовых рассолов для 33 скважин; из них 24 расчета для продуктивного пласта В13, 9 – для В10. В ряде скважин для расчета газонасыщенности анализа газа или воды отсутствовали, поэтому принимались данные по соседним скважинам в схожих геологических условиях (глубина отбора, расположение относительно разломов, наличие ВНК, ГНК).

Методика расчета газонасыщенности пластовых рассолов описана в работе [2]: «в геохимической системе вода – газ особенности геологической истории и строения привели к широкому диапазону изменения минерализации и химического состава подземных вод и рассолов, а также состава газов, что обусловило невозможность применения известных методов расчета степени насыщения пластовых вод газами. В связи с этим была разработана специальная методика, реализованная в составе программного комплекса HydrGeo в виде процедуры Gas, позволяющей определять состав и ряд характеристик равновесной свободной газовой фазы по составу

растворенного газа и воды или, наоборот, состав и другие параметры растворенного газа по составу свободного газа и раствора».

Пласт В13. В пласте В13 расчетная газонасыщенность изменяется: от 759 до 1975 и в среднем она составляет 1050 см³/л. Расчеты газонасыщенности проведены для следующих площадей: Тымпучиканская, Вакунайская, Верхнечонская (табл. 1).

Таблица 1. Изменение газонасыщенности в пласте В13

Площадь	Кол-во замеров	Состав газа	Содержание, ТУ, %	Газонасыщенность, см ³ /л
Тымпучиканское месторождение	3	Метановый	8–9	988–1155
Верхнечонское месторождение	12	Метановый	1–10	871–1019
Вакунайская площадь	1	Метановый	5–9	864

Для Верхнечонской зоны и прилегающих территорий, в пласте В13 установлена следующая зависимость: наибольшая газонасыщенность приурочена к зонам разрывных нарушений, а именно к грабенам, что подтверждается скважинами: Вчн – 37, Вчн – 74, Тмп – 25411.

Пласт В10. В пласте В10 газонасыщенность изменяется: от 847 до 1348 и в среднем она равна 946 см³/л (табл. 2).

Таблица 2. Изменение газонасыщенности в пласте В10

Площадь	Кол-во замеров	Состав газа	Содержание, ТУ, %	Газонасыщенность, см ³ /л
Тымпучиканское месторождение	3	Метановый	8–9	964
Верхнечонское месторождение	8	Метановый	6–23	847–1348

По аналогии с пластом В13 высокие параметры газонасыщенности зафиксированы в грабене, в скважине Вчн – 95. Также наблюдается закономерное увеличение газонасыщенности подземных вод с глубиной. В целом, площадное распределение параметра газонасыщенности подчиняется блоковому строению территории.

Отмечена высокая сходимость расчетных данных с данными фактических замеров. Полученные расчеты на основе изучения водно-газовых равновесий могут быть использованы для прогноза нефтегазоносности нераспределенного фонда недр.

Литература

1. *Анфциферов А.С.* Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Недра, 1989. 176 с.
2. *Букаты М.Б.* Прогнозирование нефтегазоносности рифей-нижнекембрийских отложений западной части Сибирской платформы на основе изучения водно-газовых равновесий // Геология нефти и газа. 1997. № 11. С. 18–24.
3. *Пиннекер Е.В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧОРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОВЫКТИНСКОГО ВЫСТУПА (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ ХАНДИНСКАЯ 6)

Липянина А.В.

АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», Новосибирск, ms.lipyagina@mail.ru

Основные ресурсы углеводородов в пределах Ангаро-Ленской НГО сосредоточены в вендском терригенном комплексе, который на большей части рассматриваемой территории представлен чорской свитой. Нижняя подсвита по объему соответствует непскому стратиграфическому горизонту, а верхняя – тирскому [1, 2]. Главным продуктивным горизонтом, к которому приурочены основные залежи углеводородов, является парфеновский.

В пределах Ковыктинского выступа менее изученной территорией остается его восточная часть. Для уточнения и прогноза площадного развития отложений терригенного венда в этой части в рамках данной работы проведена литологическая характеристика отложений, вскрытых скважиной Хандинская 6, пробуренной в северо-восточной части Ковыктинского газоконденсатного месторождения.

Литологическое строение продуктивных горизонтов. Боханский горизонт (В₁₃) толщиной 94.5 м (интервал 3205.5–3297.0 м) с несогласием залегает на рифейских отложениях. По литологическим особенностям в его строении выделяются три пачки, имеющие близкое трансгрессивное строение.

В основании горизонта (*нижняя пачка*, 35 м) залегают крупно- и среднезернистые гравелитистые, плохо сортированные, темно-серые, косослоистые песчаники (11 м), переходящие в темно-серые глинистые, послойно мелкопесчаные алевролиты с прослоями аргиллитов, преимущественно тонко-параллельно-субгоризонтально-слоистые, в песчаных прослоях текстуры волнисто-, тонко-косо (угол 20°) – срезанно-волнистослоистые.

В *средней (34 м) и верхней (25.5 м) пачке* в основании с эрозионной подошвой залегают светло-серые, мелко- и среднезернистые, хорошо сортированные песчаники (5.5 м и 4.0 м) с многочисленными интракластами аргиллитов в подошве. Песчаники с постепенным переходом перекрываются серыми алевро-аргиллитами, мелко-волнисто- и тонко-параллельнослоистыми с редкими прослоями доломитовых мергелей. По вещественному составу по классификации В.Д. Шутова [3] песчаники кремнекластово-кварцевые, с низким содержанием полевых шпатов, обусловленным их интенсивным разрушением. Обломочный материал плотно упакован с минимальным количеством кварц-регенерационного, гидрослюдистого пленочно-порового и карбонатного коррозионного, пойкилитового типа цемента, количество которого увеличивается в песчаниках средней пачки.

Песчаные пласты характеризуются довольно низкими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС): открытая пористость (Кп) в базальной части горизонта составляет 2 %, в средней – 4–6 %, проницаемость (Кпр) менее 0.01 мД.

Перемычка между горизонтами В₁₃ и В₅ (региональный флюидоупор), толщиной 104.5 м, представлена плотными темно-серыми аргиллитами и алевро-аргиллитами тонко-мелко-субгоризонтальнослоистыми, интенсивно пиритизированными, слабо трещиноватыми. Редко отмечаются зеркала скольжения, короткие трещины с раскрытостью до 1 см, заполненные твердым битумом.

Парфеновский горизонт (В₅) толщиной 53 м (интервал 3048–3101 м) имеет циклическое строение. По литологическим особенностям в нем выделяются три пачки (толщиной 26, 19 и 8 м), являющиеся седиментационными трансгрессивными циклами и состоящие, в свою очередь, из нескольких градационных циклов (толщиной 0.5–0.8 м) и

микроциклов (от 1–5 до 10 см). В целом, наблюдается уменьшение зернистости и мощности седиментационных циклов вверх по разрезу.

В основании *нижней пачки* залегают разнозернистые (крупно-мелко-среднезернистые), гравелитистые послойно до гравелитов песчаники (13 м) средней степени сортировки, переходящие в средне- и мелкозернистые, алевритистые хорошо сортированные разности (13 м). Косо-однаправленно-градационно-слоистые серии (0.5–1.8 м) срезаны субгоризонтально-слабоволнистыми алевритистыми прослоями. Слоистость обусловлена микроциклами (от 1–5, иногда до 10 см) трансгрессивного строения: гравелитистые, крупнопесчаные – в подошве, средне- и мелкозернистые песчаные разности – в кровле.

В основании *средней пачки* залегают разнозернистые (от мелко- и среднезернистых до крупнозернистых, гравелитистых) косо-градационно-, слабоволнистослоистые, песчаники (13 м), перекрывающиеся мелкозернистыми и алевритистыми, хорошо сортированными, косослоистыми, волнисто-, косо-волнисто-срезаннослоистыми песчаниками (6 м). В верхней части пачки отмечается прослой (1 м) серо-зеленых, глинистых алевролитов, переходящих в темно-серые, мелкозернистые, волнисто-, волнисто-прерывисто-субгоризонтально-слоистые песчаники.

Верхняя пачка представлена песчаниками (3 м) от мелкозернистых до крупнозернистых, гравелитистых, с редкими, тонкими прослоями серо-зеленых глинистых алевролитов, от косо (угол 20°)-однаправленно-слоистых до полого- и субгоризонтально-слоистых, перекрывающимися темно-серыми, зеленоватыми, мелкозернистыми, субгоризонтально-, крупно и тонко-волнистослоистыми, хорошо сортированными песчаниками. В кровле пачки – песчаники (2 м) от мелко-среднезернистых до крупнозернистых, гравелитистых, от косо (угол 20°)-однаправленно- и перекрестно-косослоистых до тонкосубгоризонтально-слоистых, предположительно это – подошвенная часть следующего неполного седиментационного цикла.

По вещественному составу песчаники в нижней части парфеновского горизонта относятся к кварцевым грауваккам и к кремнево-кварцевым, в верхней половине – к полевошпат-кварцевым. Отмечается уменьшение количества хлорит-гидролюдистого пленочно-порового цемента, увеличение карбонатного (коррозионного, пойкилитового) и кварц-регенерационного цементов вверх по разрезу.

Продуктивный горизонт, в целом, характеризуется высокими ФЕС. В нижней пачке Кп достигает 15 % (в среднем 11 %), Кпр в среднем до 2 мД. В средней и верхней пачках ФЕС ухудшаются: Кп – до 4 %, Кпр менее 0.01 мД.

Результаты геолого-геофизических исследований скважин Ковыктинского месторождения и анализ литологического строения в изученной скважине Хандинская 6 указывают на развитие парфеновского продуктивного горизонта в восточном направлении и позволяют прогнозировать развитие коллекторов V класса (по Ханину).

Автор выражает благодарность Н.А. Ивановой и В.В. Пустыльниковой за консультации, полученные в процессе обработки материалов.

Литература

1. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. Новосибирск: Изд-во СНИГГиМС, 2018. 177 с.
2. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы / Под ред. Н.В. Мельникова, Л.Н. Репина. Новосибирск: Изд-во СНИГГиМС, 1989. 64 с.
3. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–104.

SR-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕТУНГУССКОЙ (БУРОВОЙ) СВИТЫ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Макимова А.А., Вишневская И.А.

Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева, Новосибирск, Россия
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
Новосибирск, Россия, rock.nastaya64@gmail.com

Отложения Сибирской платформы с рифея по кембрий вскрываются в природных обнажениях реки Нижняя Тунгуска (Туруханское поднятие). Сводный разрез представлен переслаиванием мощных (до 4400 м) пачек доломитов с известняками, песчаниками и аргиллитами. Этот разрез расчленяется на свиты: стрельногорскую, линок и сухотунгусскую среднего рифея, деревнинскую, нижнетунгусскую (буровой), шорихинскую, мироедихинскую, туруханскую, речкинскую и дурномысскую свиты верхнего рифея [4]. При этом лишь для одного подразделения получены корректные определения абсолютного возраста [3] методом Pb-Pb датирования карбонатных пород установили, что породы сухотунгусской свиты формировались 1035 ± 60 млн лет назад.

Породы нижнетунгусской свиты согласно залегают на отложениях деревнинской свиты и в целом согласно, но с областями локальной эрозии, перекрываются базальным песчано-аргилитовым пакетом карбонатной шорихинской свиты. Отложения свиты были изучены в двух обнажениях по р. Нижняя Тунгуска: у подножья Стрельных гор и в районе Воронихина мыса.

Одним из действенных способов определения времени седиментации древних осадочных карбонатных последовательностей является метод Sr-изотопной стратиграфии. Он опирается на изучение вековых вариаций изотопного состава Sr в воде палеоокеана и базируется на следующих принципах: (1) Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ единообразно во всем объеме Мирового океана и окраинных морей в каждый заданный момент геологического времени; (2) Систематические вариации изотопного состава стронция в морской воде вызваны изменением баланса между континентальным и мантийным потоками вещества; (3) Реконструкция величин отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане возможна путем анализа кальцийсодержащих минералов (главным образом, карбонатов), осаждавшихся непосредственно в морской воде и включивших в свой состав стронций в изотопном равновесии со средой седиментации [5]. Сопоставление полученных кривых вариаций изотопного состава стронция для геохронологически непривязанных разрезов с данными, опубликованными по типовым, имеющим абсолютные датировки, разрезам других территорий, позволяют установить временной интервал седиментации изучаемых отложений.

Применение метода возможно при условии высокой сохранности карбонатных образцов и применения процедуры селективного растворения для частичного удаления вторичных карбонатных фаз. Для изучения осадочных карбонатов в рамках Sr-изотопной хемотратиграфии применяется комплекс методов [2, 5]:

1. Петрографическое исследование, которое позволяет на микроуровне исключить образцы, подвергшиеся вторичным преобразованиям. Из дальнейших исследований удаляются образцы с вторичными прожилками, гидроксидами и оксидами Fe и Mn, аутигенным пиритом и с другими признаками постдиагенетических преобразований.
2. Исследование компонентной составляющей карбонатной вытяжки, а также анализ распределения Fe, Mn, Sr, Mg и Ca по разрезу и ковариационных диаграмм отношений этих элементов позволяет оценить степень постседиментационных преобразований.

В ходе петрографических исследований было установлено, что разрез нижнетунгусской свиты представлен в основном среднезернистыми карбонатными

породами, иногда встречаются внутриформационные брекчии с плохо окатанными обломками в основном прямоугольной формы, размером от 0.08 мм до 0.44 мм.

Содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr в карбонатной вытяжке были определены методом атомно-абсорбционного спектрометрического анализа на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometer (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск). Установлено, что нижняя подсвита нижнетунгусской свиты сложена доломитами (Mg/Ca 0.60), доля терригенной примеси составляет 5%, содержание Fe варьирует от 360 мкг/г до 1770 мкг/г, Mn 50 – 730 мкг/г, Sr 10 – 60 мкг/г. Верхняя подсвита представлена известняками (Mg/Ca 0.10), содержание Fe в них варьирует в интервале от 40 до 970 мкг/г, Mn от 300 до 680 мкг/г, количество Sr изменяется от 10 до 850 мкг/г. Основываясь на анализе ковариационных диаграмм были выявлены наименее измененные образцы карбонатных пород нижнетунгусской свиты. Именно они были использованы для дальнейшего масс-спектрометрического изучения и хеостратиграфических построений.

Изотопный состав хроматографически выделенных Rb и Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре MI1201AT, в двухленточном режиме (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск), изотопные отношения стронция измеряли на приборе TritonPlus (ЦКП «Геоаналитик», Екатеринбург) в одноленточном режиме с использованием Та-эммитера. Правильность определения изотопных отношений Sr контролировалось параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта SRM-987 с изотопным составом Sr 0.710255 ± 0.000007 (2σ , $n=18$). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных доломитах нижней части нижнетунгусской свиты варьирует достаточно широко, но в среднем находится на уровне 0.70566-0.70591, в известняках это отношение находится на уровне 0.70521 (0.705196 – 0.705226).

Сопоставление полученных данных с кривыми вариаций изотопного состава воды рифейского палеоокеана, построенных по геохронологически привязанным разрезам [2], к сожалению, дает лишь примерный интервал времени формирования изученных пород. Время образования данных отложений находится в диапазоне 1100 - 800 млн лет. Однако последние данные по датированию осадочных вулканических пород [1] позволяют с уверенностью утверждать, что формирование пород нижнетунгусской свиты закончилось 950 (1000?) млн лет назад.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 18-35-20025)

Литература:

1. Вишневецкая И.А., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Прошенкин А.И., Солошенко Н.Г., Аносова М.О., Максимова А.А. Нижнетунгусская (буровая) свита Туруханского поднятия: изотопная стратиграфия и U-Pb датирование детритовых цирконов // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 5-7 июня 2018г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018, с. 77-79
2. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хеостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3-25
3. Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Левский Л.К. U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1995, №5. С. 525-536
4. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск, 1983, 215 с.
5. Li D., Shields-Zhou G.A., Ling H.-F., Thirlwall M. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: Guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks // Chemical Geology, 2011. V. 290. pp. 133–144

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ОНДУМСКОЙ СВИТЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Малов В.И.^{1, 2}, Вишневская И.А.^{2, 3}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, malov@igm.nsc.ru

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Определение возраста осадочных пород всегда сопрягалось с множеством проблем. Сложности появляются при работе с древними осадочными карбонатными породами, для которых использование основных методов, таких как, например, биостратиграфия или U-Pb датирование детритовых цирконов, ограничено. Одним из способов определения возраста древних осадочных карбонатов является метод изотопной хемотратиграфии. Данная работа была посвящена определению пригодности отложений ондумской свиты для дальнейшего определения возраста методом изотопной хемотратиграфии.

Нами изучены образцы древних карбонатных пород, отобранных в ондумской структурно-фациальной зоне. Зона располагается в междуречье рек Каа-Хем и Бий-Хем (Малый и Большой Енисей) и отделяется от улугойской зоны каахемским глубинным разломом. В геологических картах первого издания масштаба 1: 200 000 и 1: 1 000 000 [3, 4] изученные отложения, как и отложения улугойской зоны, были отнесены к нижнему кембрию, а именно к туматтайгинской и тапсинской свитам. Однако крупномасштабная съемка 1969–1972 гг. показала, что кембрийские образования ондумской зоны существенно отличаются от отложений улугойской зоны. Н.С. Бухаров предложил разделить отложения ондумской зоны на ондумскую и ильчирскую свиты [1].

Объектом наших исследований в данной работе являлись отложения ондумской свиты. Свита имеет трехчленное строение. Нижнеондумская и верхнеондумская подсвиты представлены в основном эффузивными породами и туфами различного состава. Верхнеондумская подсвита представлена туфами разной размерности преимущественно кислого состава, туффитами, туфопесчаниками, туфогравелитами а также известняками. Общая мощность свиты доходит до 2785 м [2]. Результаты изучения карбонатных пород верхнеондумской подсвиты представлены в этой работе.

Для изотопных исследований подходят образцы с первичной неизменной изотопной системой, то есть не претерпевшие существенных постседиментационных преобразований. Выявление наименее измененных пород происходит в ходе комплексных петрографических и геохимических исследований, начинающихся с полевых работ, во время которых отбираются визуально неизменные породы, без прожилков, вторичного ожелезнения, вдали от зон тектонических деформаций.

Образцы пород представлены массивными, иногда полосчатыми мелкозернистыми известняками. В образцах встречаются зоны (до 1 мм) и прожилки (0.1 мм в ширину) перекристаллизации. В некоторых образцах наблюдаются стяжения кварца. Из коллекции были убраны образцы, в которых были найдены гидроксиды железа и марганца, а также образцы с крупными зонами перекристаллизации. О степени постседиментационных преобразований можно судить, анализируя распределение Fe, Mn, Sr, Mg и Ca, а также их отношения (Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca). Набор этих элементов является индикатором перераспределения малых элементов в процессе

постседиментационной перекристаллизации. Исследование содержаний Fe, Mn, Sr, Mg и Ca проводилось атомно-абсорбционным методом на приборе SOLAAR AA Spectrometer в ЦКП МИИ СО РАН.

Карбонатная составляющая проб, отобранных из верхнеондумской подсветы, представлена известняками (Mg/Ca~0.01), доля алюмосиликатной примеси в них 2–9 %. Содержание Mn варьируется в широком интервале – от 90 до 1060 мкг/г. Концентрация Fe выше и находится в интервале от 510 до 2070 мкг/г. Содержание Sr изменяется от 470 до 850 мкг/г. На основе анализа ковариационных диаграмм удалось выявить наименее измененные образцы, для которых было проведено изучение изотопного состава стронция.

Содержание Rb и Sr измерялось в ЦКП МИИ СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) на многоколлекторном масс-спектрометре MI1201AT, в двухленточном режиме; изотопные отношения стронция измеряли в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) на термоионизационном масс-спектрометре TritonPlus (Thermo Fisher Scientific) в одноленточном режиме с использованием Та-эммитера. Значения нормированы на $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 8.375209. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наименее измененных карбонатных пород верхнеондумской подсветы варьируется в интервале 0.70754–0.70776. Сопоставление полученных значений с кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднедокембрийском океане [5] показало, что они характерны для конца рифея – начала венда.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 18-35-20025).

Литература

6. Бухаров Н.С. О стратиграфии венд-раннекембрийских отложений бассейна рек Тапса, Черби, Ондум (Центральная Тува) // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V. Кызыл, 1981, С. 58–64.
7. Геологическая карта донеогеновых образований масштаба 1:200000. Лист М46-V (Кызыл), Издание второе.
8. Геологическая карта СССР Карта дочетвертичных образований масштаба 1:1000000. Лист М-46 (47). 1973.
9. Геологическая карта СССР. Лист М-46-VI. Объяснительная записка. М., 1960. 52 с.
10. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 6. С. 3–25.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИ БЕЗОПАСНОЙ ПОДЗЕМНОЙ ИЗОЛЯЦИИ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

Маневич А.И.¹, Гвишиани А.Д.², Татаринов В.Н.², Лосев И.В.¹

¹ Геофизический центр РАН, НИТУ «МИСиС», Москва, ai.manevich@yandex.ru

² Геофизический центр РАН, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В работе представлена методика нормирования инженерно-геологических параметров, используемых при геодинамическом районировании территорий с целью выбора наиболее устойчивого структурно-тектонического блока. Под устойчивостью структурно-тектонического блока понимается его способность при природных и техногенных воздействиях сохранять или изменять свои инженерно-геологические свойства в таком диапазоне, который не приведет к потере изоляционных свойств пород и выходу радионуклидов за пределы структурного блока на весь период радиобиологической опасности радиоактивных отходов. Главная идея в том, что нарушение устойчивости структурно-тектонического блока (СТБ) могут спровоцировать опасные горно-геологические явления и процессы (ГГЯП). В связи с этим возникает задача: рассмотреть опасные ГГЯП, нарушающие устойчивость СТБ, как геодинамическую систему, классифицировать и упорядочить ее, представить в удобном для анализа виде. Для этого были разработаны две специальные взаимосвязанные классификации:

– опасные горно-геологические явления и процессы, нарушающие устойчивость структурно-тектонического блока на период радиобиологической опасности радиоактивных отходов;

– геологические условия возникновения и активизации опасных ГГЯП.

Оценка и прогноз устойчивости структурно-тектонического блока осуществляются на основе анализа данных о состоянии исследуемого района. В докладе мы используем метод нормирования данных. Нормирование – это процедура обработки разнокачественных данных для представления их в едином метрическом пространстве.

Разработанный алгоритм обработки инженерно-геологических данных позволяет выбрать оптимальную комбинацию оценочных значений для процедуры нормирования. Обработку геологической информации и классификации опасных ГГЯП и геологических условий можно использовать для построения поля функции изменчивости геодинамического состояния, и далее – для районирования территории.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект №18-17-00241)

РАСПОЗНАВАНИЕ ОПАСНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ С УЧЕТОМ МАСШТАБНОГО ЭФФЕКТА

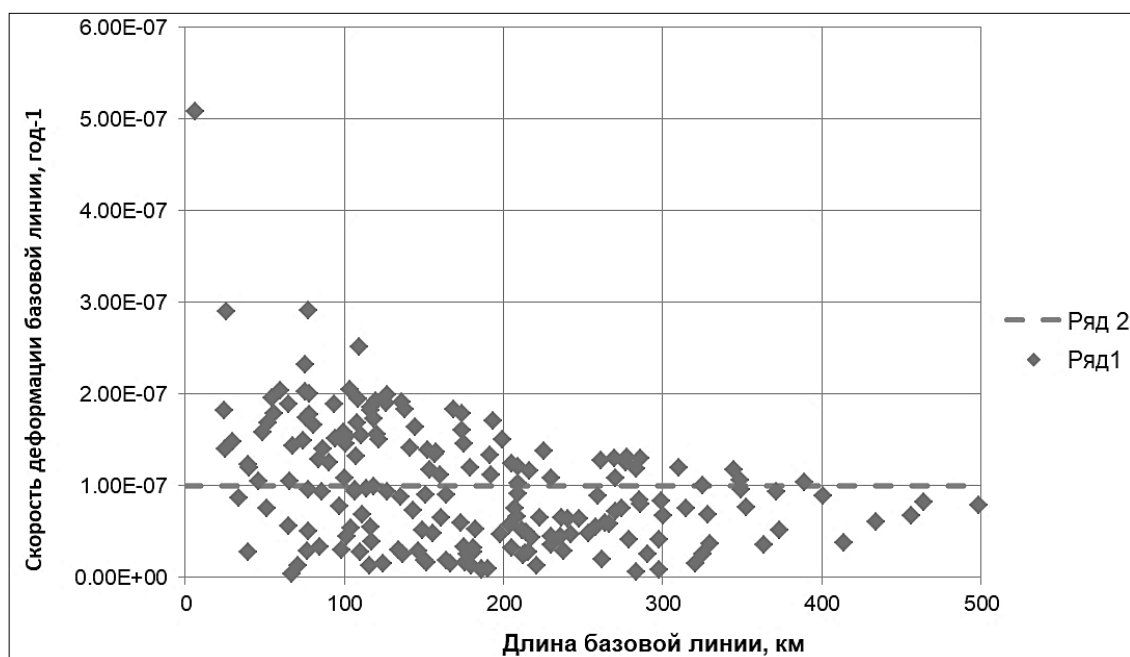
Маневич А.И.¹, Татаринов В.Н.², Лосев И.В.¹

¹ Геофизический центр РАН, НИТУ «МИСиС», Москва, ai.manevich@yandex.ru

² Геофизический центр РАН, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

При проектировании площадок размещения опасных производственных объектов (радиационно опасных объектов и объектов использования атомной энергии, месторождений полезных ископаемых и т.д.) необходима корректная оценка долговременной и текущей геодинамической опасности. Разломная тектоника, тектонические напряжения, сейсмичность района и физические свойства геологических массивов являются определяющими факторами, которые обуславливают деструкцию геологической среды на разных масштабных уровнях. Один из методов исследования деструкции земной коры – это постановка наблюдений глобальными навигационными спутниковыми системами (ГНСС). Методика сбора и высокоточной обработки наблюдений за смещениями СДЗК была разработана на базе лаборатории геодинамики ГЦ РАН [1, 2].

При интерпретации результатов наблюдений ГНСС, согласно последним рекомендациям Ростехнадзора по геодинамическим данным оценки сейсмичности [3], необходимо учитывать пространственную масштабируемость оценки деформаций и скоростей СДЗК. Особенность учета масштабного эффекта заключается в том, что нормативные значения опасных деформаций на геодинамических полигонах указываются вне привязки от расстояния или площади, на которую нормируется смещение. Таким образом, нормативная опасная деформация для разных дистанций или площадей может оказаться либо недостаточно высокой, либо, наоборот, слишком завышенной (рисунок).



Пример нормативной опасной деформации и реальной кривой деформации в зависимости от дистанции нормирования: ряд 1 – измеренные значения; ряд 2 – нормативная скорость опасной деформации, принятая $\epsilon' = 1 \times 10^{-7}$ (год⁻¹).

В целях выявления и прогнозирования опасных деформаций с учетом их пространственной масштабируемости был разработан алгоритм на основе распознавания образов. Под прогнозом подразумевается разделение числового ряда деформаций на две группы. Первая группа – это деформации, соответствующие геодинамическому режиму исследуемого полигона, т.е. величины деформаций, встречающихся повсеместно на полигоне. Вторая группа – это деформации, которые выбиваются из первой группы и которые, наоборот, не характерны для исследуемого полигона. Сложность разделения выборки на две такие группы заключается в отсутствии эталонов разделения. В нашем случае задано только число классов, но отсутствует априорная информация о принадлежности какого-нибудь элемента выборки деформаций к одному из классов.

Для расчета деформаций могут быть использованы множество формул дилатации, линейной или площадной деформации и т.д. В качестве исследуемого параметра пространственных особенностей скоростей горизонтальных СДЗК конкретно в этом исследовании нами была выбрана скорость относительного изменения дистанции (расстояния между двумя точками на поверхности сферы) между геодезическими пунктами. Решающие правила алгоритма дают возможность прогнозировать, к какому из классов относится значение деформации. Была разработана и апробирована методика расчета для тестового примера.

Развитие и применение алгоритмов обработки данных скоростей СДЗК на основе применения ГНСС будут способствовать анализу результатов режимных геодинамических наблюдений, позволят выявлять участки с аномально высокими скоростями деформаций земной поверхности.

Литература

1. *Докукин П.А., Кафтан В.И., Красноперов Р.И.* Влияние формы треугольников в геодезической сети на результаты определения деформаций земной поверхности // Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2010. № 5. С. 6–11.
2. *Kaftan V., Melnikov A.* Deformation precursors of large earthquakes derived from long term GNSS observation data // Russian J. of Earth Science. 2016. ES3001. DOI:10.2205/2016ES000568.
3. *Приказ Ростехнадзора от 02.03.2018 № 90* Об утверждении руководства по безопасности при использовании атомной энергии «Оценка исходной сейсмичности района и площадки размещения объекта использования атомной энергии при инженерных изысканиях и исследованиях» от 11.05.2018.

МОДЕЛИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ «ПОДФУНДАМЕНТНЫХ» ВЕНД-РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТАЛАКАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Марсанова М.Р., Берзин А.Г.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск,
marigotov@mail.ru

Проведенные ранее исследования в развитие гипотезы Б.А. Соколова [4] о существовании в основании Непско-Пеледуйского свода палеорифта, содержащего рифейские образования, перекрытые аллохтонной кристаллической пластиной, косвенно ее подтверждают с некоторыми отличиями. Отличия касаются генезиса кристаллической пластины, увязываемого с эволюцией палеорифта, параметрами и характером ее залегания [3]. Вместе с тем актуальными остаются геолого-геофизические аргументы, диагностирующие толщину пластины и реальность осадочных образований под ней.

Один из таких аргументов построен на выявлении поверхности регионального размыва между отложениями рифея и венда и установлении ее положения в разрезе для консолидированного фундамента и кристаллической аллохтонной пластины. Такую возможность предоставляет скв. № 804 на Талаканской площади, которая вскрыла геологический разрез ниже кровли кристаллического фундамента, зафиксированного на соседних скважинах, и была остановлена предположительно в породах рифея (R2?).

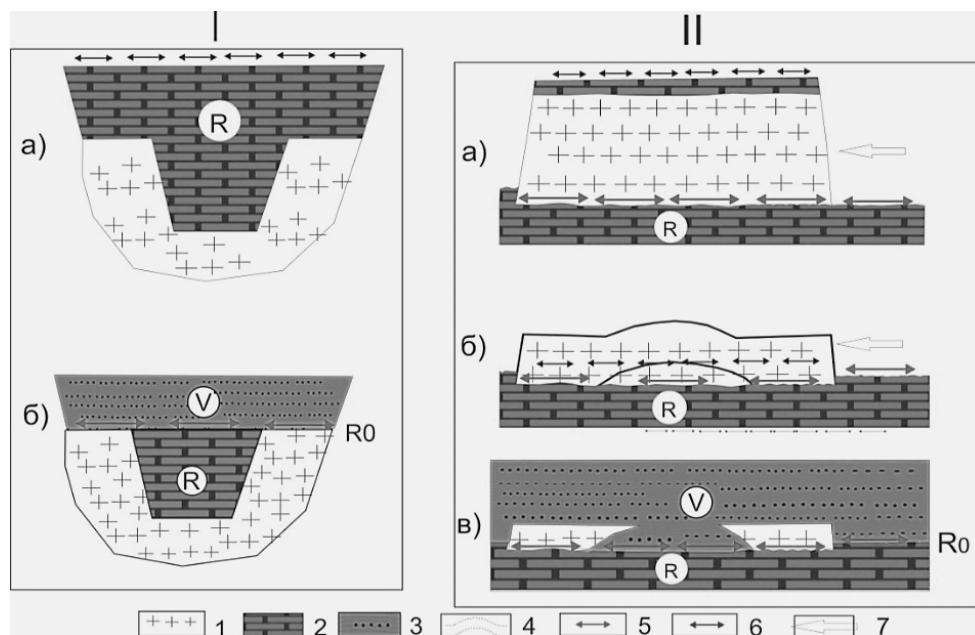
Многими исследователями отмечается, что перед началом ранневендского формирования осадков на Сибирской платформе имел место повсеместный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся размывом толщ нижнего венда и позднего рифея [1].

Глубокая скв. № 804 является единственной среди скважин, пробуренных на фундамент на Талаканском и соседнем Верхнечонском газонефтеконденсатных месторождениях, но она не вскрыла кристаллические породы. Принято считать, что скважина попала в одну из грабенообразных структур фундамента, где сохранились рифейские образования, поскольку Непско-Ботуобинская антеклиза в рифейское время представляла собой крупнейшую область денудации [1]. Альтернативная точка зрения, вытекающая из проведенных исследований, состоит в том, что скважина попала в эрозионное «окно», образовавшееся в процессе денудации аллохтонного блока до состояния пенеценизированной кристаллической пластины [3].

По программе «RITM» [2], предназначенной для изучения ритмики осадконакопления (параметр R) и качества карбонатных коллекторов (параметр «Д») по данным ГИС скважин, построена спектрально-глубинная развертка (СГР) данных акустического каротажа скв. № 804 по параметру «R». СГР позволила уточнить особенности вендско-нижнекембрийского мегацикла и установить положение региональной границы размыва между вендом и рифеем на отметке – 1510 м, расположенной на 310 м глубже кровли кристаллических пород, вскрываемой в соседних скважинах.

Для определения, положения скв. № 804 по отношению к соседним скважинам сравнивались модели осадконакопления на участке ее расположения для случаев: грабен в консолидированном фундаменте и эрозионное «окно» в кристаллической пластине (размытом и пенеценизированном до этого состояния аллохтонном гранитно-гнейсовом блоке верхней части земной коры) (рисунок).

Сопоставление моделей свидетельствует о том, что образование границы размыва между отложениями рифея и венда ниже уровня кристаллических пород может иметь место только в случае эрозионного «окна» в кристаллической пластине, что подтверждает ее реальность в основании Непско-Пеледуйского свода.



Модели осадконакопления.

I – в случае грабена в консолидированном кристаллическом фундаменте: *a* – заполнение грабена и надфундаментного пространства рифейскими образованиями; *б* – разрыв рифейских отложений до уровня плеч грабена и накопление отложений венда;

II – в случае эрозионного окна в кристаллической пластине: *a* – аллохтонный гранитно-гнейсовый блок земной коры на размытой автохтонной поверхности рифейских отложений; *б* – разрыв блока до состояния кристаллической пластины, испытывающей деформацию в форме поперечного изгиба; *в* – вскрытие эрозионного окна при последующем размыве и формирование вендских отложений на размытой поверхности рифейских пород.

1 – кристаллическое основание (архейский фундамент или денудированная пластина); *2* – породы рифея; *3* – породы венда; *4* – поперечная деформация кристаллической пластины; *5* – региональная граница раздела рифея и венда на размытой поверхности рифейских образований внутри эрозионного «окна»; *б* – уровни размыва; *7* – направление сжатия.

Проведенные исследования позволили:

1) оценить толщину пластины в районе скв. № 804 (порядка 330 м) как разность абсолютной отметки поверхности размыва в скважине и средней из абсолютных отметок кровли кристаллической пластины в соседних скважинах;

2) выявить «подфундаментные» отражения на временном разрезе МОГТ по геотраверсу Батолит-1 на участке профиля через Непско-Пеледуйский свод и положительно оценить развитие потенциальных резервуаров УВ в отложениях нижнего венда и рифея.

Литература

1. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Воробьев В.Н. и др. Непско-Ботуобинская антеклизы — новая перспективная область добычи нефти и газа на востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 245 с.
2. Берзин С.А. Спектрально-глубинные развертки данных каротажа скважин в решении задач нефтяной геологии // XIX Губкинские чтения. М.: РГУНиГ им. Губкина, 2011.
3. Берзин А.Г., Тузи Э.Р., Ситников В.С., Берзин С.А. Подфундаментная нефть (в условиях Непско-Пеледуйского свода Непско-Ботуобинской антеклизы) // Разведка и охрана недр. 2013. №. 12. С. 27–32.
4. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа (избранные труды). М.: МГУ. 2001. С. 233–310.

IN SITU LA-ICP-MS U-Pb ДАТИРОВАНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИТАНИТА ИЗ КОНТАКТОВЫХ РОГОВИКОВ ХАРАЕЛАХСКОЙ ИНТРУЗИИ: ОГРАНИЧЕНИЕ НА ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ТАЛНАХСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Марфин А.Е.

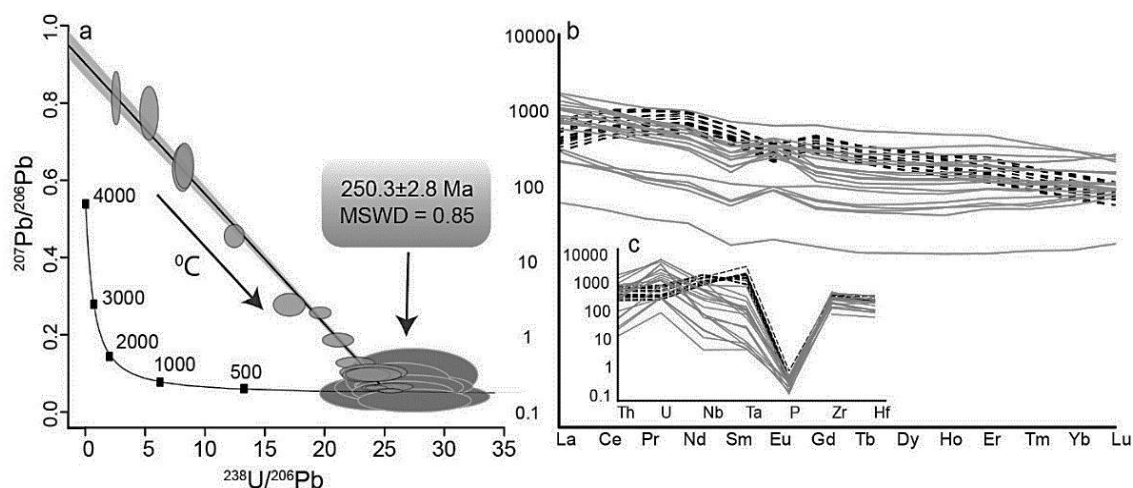
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, marfin1309@gmail.com

Cu-Ni-Pt-Pd месторождения северо-запада Сибирской платформы, открытые еще в 30-х годах прошлого столетия, являются уникальными образованиями. В них сконцентрировано около 75 % мировых запасов Pd и 15 % запасов Pt [2]. Благодаря длительной истории изучения накоплен огромный фактический материал по геологии, геохимии и минералогии данных объектов. Однако по-прежнему одним из вопросов, требующих уточнения, является возраст рудообразования на Норильско-Талнахских месторождениях. Обычно рудообразование считают синхронным пермотриасовому трапповому магматизму [5], но существует мнение о независимости этих двух процессов [1]. Для уточнения возраста рудообразования методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICPMS) было проведено U-Pb датирование титанита Октябрьского месторождения *in situ* с одновременным определением концентраций примесных элементов (измерения выполнены В.С. Каменецким в Университете Тасмании).

Титанит ($\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$) является распространенным акцессорным минералом в различных типах пород. Полезным источником геохронологической информации его делает высокая температура закрытия (~ 700 °C) и возможность вхождения U в кристаллическую решетку. Предметом настоящего исследования послужила Хараелахская дифференцированная интрузия, с которой пространственно и генетически связано медно-никелевое Октябрьское месторождение (Талнахский рудный узел). Хараелахская интрузия представлена хонолитоподобным телом, залегающим среди пород нижнего и среднего девона. Вмещающие толщи сложены терригенными, карбонатными и эвапоритовыми отложениями. Мощность роговиков на контакте интрузии достигает 200 м [3]. В этой работе изучены два образца, отобранных из керна верхнего эндо- и экзоконтакта интрузии с вмещающими породами. *Образец 1* представлен контактом габбро-долерита и пироксеновой ороговикованной породы. Габбро-долерит сложен пироксеном (50 %), полевым шпатом (30 %), из второстепенных – магнетит (5 %), биотит (5 %), из вторичных – скопалит (2 %), хлорит (8 %). Акцессорные – апатит и лейкоксен. Роговиковая часть сложена пироксеном (85 %), плагиоклазом (10 %), скопалитом (5 %). Контакт пород резкий, отчетливый. *Образец 2* представлен метасоматически измененной роговиковидной породой. Главные минералы пироксен (50 %), плагиоклаз (35 %), из второстепенных – скопалит (3 %), эпидот (5 %), рудные (5 %), амфибол (2 %). Интенсивно проявлены процессы изменения – сосюритизация, скопалитизация, амфиболитизация, хлоритизация. В обоих образцах методом растровой электронной микроскопии с совмещенной энергодисперсионной приставкой был обнаружен титанит размером от 0.1 до 1.0 мм (измерения выполнены В.С. Каменецким в Университете Тасмании). Границы зерен неровные, корродированные. По результатам энергодисперсионного микроанализа состав титанита близок к стехиометрическому.

U-Pb данные LA-ICP-MS анализа. Для титанита из обоих образцов получены значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, а также данные о содержании некоторых примесных элементов. В координатах Тера-Вассербурга (рисунок, *a*) видно, что значение отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ для образца 1 близки к конкордантным с возрастом 249.95 ± 3.4 млн лет (MSWD = 19), в то время как значения отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ для титанита из образца 2 образуют ярко выраженную дискордию, которая пересекает конкордию в значении возраста 250.6 ± 1.6 млн лет (MSWD = 1.2). Дискордия для обоих образцов пересекает конкордию в значении возраста 250.3 ± 2.8 млн лет (MSWD = 0.85).

На мультиэлементных диаграммах (рисунок, *b*, *c*) видно, что геохимическая характеристика титанита из двух образцов так же различна. Титанит из образца 1 имеет более узкие пределы вариации примесных компонентов и отчетливую отрицательную Eu аномалию, в то время как титанит из образца 2 характеризуется более широким размахом концентраций элементов и положительной Eu аномалией.



a– диаграмма Тера-Вассербурга для титанита из образца 1 (черный) и 2 (серый);
b, *c* – нормированные к хондриту спектры распределения элементов,
 пунктир – образец 1, сплошная – образец 2.

С использованием геотермометра, основанного на содержании Zr в титаните [4], рассчитана его температура кристаллизации. Для титанита из образца 1 диапазон значений температуры составил $765\text{--}810$ °C, а для образца 2 – $610\text{--}820$ °C. Более широкий размах значений температур из образца 2 связан, по всей видимости, с наличием перекристаллизованных участков зерен под воздействием метасоматических процессов. Точки с более высокой расчетной температурой располагаются ближе к конкордии, более низкие значения температуры соответствуют более высокому отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Таким образом, методом LA-ICP-MS получена U-Pb датировка для титанита из приконтактной части Хараелахской интрузии, составляющая 250.3 ± 2.8 млн лет, что в рамках аналитической погрешности согласуется с общепринятым возрастом трапповых излияний на Сибирской платформе [5].



Литература

1. *Малич К.Н. и др.* U-Pb результаты датирования циркона и бадделеита ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 163–172.
2. *Спирidonov Э.М.* Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1356–1378.
3. *Туровцев Д.М.* Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.
4. *Hayden L.A., Watson E.B., Wark D.A.* A thermobarometer for sphene (titanite) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155, № 4. P. 529–540.
5. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Krogh T.E.* A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60, № 18. P. 3505–3511.

МЕЗОАРХЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ КОЖОЗЕРСКОГО БЛОКА (ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС, ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИИ)

Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Баянова Т.Б.

Российский государственный университет им. С. Орджоникидзе, Москва,
Mezhelsofy@gmail.com

Структура Ветреный Пояс расположена на юго-восточной окраине Балтийского щита и простирается с северо-запада на юго-восток более чем на 250 км от оз. Воронье на северо-западе до р. Онеги на юго-востоке, где перекрывается чехлом отложений венда и палеозоя. Максимальная ширина выходов Ветреного Пояса лежит в интервале от 8 до 40 км. В административном отношении большая часть структуры находится в Архангельской области, на территории Карелии расположена ее северо-западная часть, составляющая примерно 25 % площади всего пояса.

В структурном отношении Ветреный Пояс представляет собой синклиниорий с одним подорванным крылом. В тектоническом плане Ветреный Пояс является пограничной структурой. На северо-востоке он граничит по региональному глубинному разлому надвигового типа с Беломорским геоблоком, сложенным гнейсами и, частично, амфиболитами. Данный разлом отчетливо фиксируется по зоне максимального горизонтального градиента силы тяжести [3]. На юго-западе структурно-вещественные комплексы Ветреного Пояса надвинуты на саамское серогнейсовое основание и лопийские (позднеархейские) зеленокаменные пояса Карельского геоблока. Граница структуры проводится условно по осевой части Водлозерско-Выгозерского выступа [4].

Вопросы стратиграфии часто являются дискуссионными даже в отношении фанерозойских вулканогенно-осадочных комплексов, не говоря уже метаморфических образованиях раннего докембрия, к которым и относится зеленокаменный комплекс Ветреного Пояса.

По данным В.С. Куликова и др. [2], в разрезе Ветреного Пояса снизу вверх выделяются следующие свиты: токшинская – терригенная; кирпичная – вулканогенная; калгачинская – терригенная, груботерригенная; кожозерская – преимущественно терригенная с небольшим объемом вулканических пород; виленгская – терригенная с пластами metabазальтов; свита Ветреного Пояса – вулканогенная. Структурно-вещественные комплексы Ветреного Пояса претерпели изменения не выше зеленосланцевой фации, это обусловило хорошую сохранность пород и их структурно-текстурных особенностей, что дает возможность получить достоверные данные о возрасте.

Ранее авторами были получены петрографо-геохимические и изотопно-геохронологические данные для кварцитов, с которых начинается разрез, андезибазальтов первого этапа вулканизма, конгломератов, залегающих выше по разрезу, и для комплекса вулканических пород, завершающего разрез, – коматиитовых базальтов. По данным объяснительной записки к государственной геологической карте центральная часть разреза представлена кожозерской свитой, простирающейся в широтном направлении от оз. Вингозеро до Бол. Чижекмоха и сложенной зеленовато-серыми до розовато-серыми крупнозернистыми олигомиктовыми метапесчаниками, аркозовыми метагравелитами с прослоями туфопесчаников [1]. В ходе изучения обнажений центральной части структуры в районе гор Вингора, Хозега, мысов Плитный и Монастырский (кожозерская свита) авторами установлены неоднородности состава: 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. Особое внимание вызвали предполагаемые аркозовые матагравелиты на г. Вингора – в серии обнажений субширотного простирания наблюдаются сильно рассланцованные породы кварц-полевошпатового состава. Дислоцированность пород создает впечатление плитчатой отдельности как элементов первичной стратификации. Авторами детально расшлифовано одно из представительных обнажений и проведен петрографический анализ. К главным минералам относится кварц, микроклин и плагиоклаз. Кварц, представленный несколькими генерациями, встречается в виде мелких зерен до 1 мм. В средней части обнажения он выстраивается в полосы и приобретает ориентировку, размер зерен колеблется от 1 до 2 мм. Микроклин представлен в виде таблитчатых выделений с характерной микроклиновой решеткой. Плагиоклаз альбит-олигоклазового состава, второстепенно развиты бесцветные слюды, занимающие интерстиции. Из вторичных минералов развит биотит. Структуры пород бластические, что существенно затрудняет установление природы изучаемых пород. Однако в большинстве шлифов, несмотря на интенсивно проявленные дислокационные процессы, наблюдаются реликты магматических гипидиоморфно-зернистых магматических структур, выраженных в тесных срастаниях плагиоклазов и щелочных полевых шпатов, подчиненное положение занимает кварц. Такие структуры характерны для магматических образований и не сохраняются в терригенных толщах. По содержанию основных петрогенных оксидов порода относится к кислым – двуполевошпатовым гранитам (SiO_2 до 75 %), по содержанию щелочей – к субщелочным (K_2O до 5.1 %; Na_2O до 3.2 %).

Из данных гранитов была отобрана проба и выделены цирконы, по которым было проведено U-Pb датирование методом TIMS в лаборатории Института геологии Кольского научного центра РАН. По четырем зернам был получен конкордантный возраст 2884 ± 10 млн лет. Близкий возраст имеют комплексы гранитоидов Каменноозерской структуры, расположенной в непосредственной близости к Ветренному Поясу. Также получен возраст 1000 ± 5 млн лет, который отвечает метаморфическому событию, и 370 млн лет, отражающий, очевидно, девонские тектономагматические события соседней Архангельской магматической провинции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00592 А).

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Карельская. Листы Р-37-I (Маленьга), Р-37-VII (Сергиево). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 94 с.
2. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Ветренный Пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя Юго-Восточной Фенноскандии // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск: Карельский научный центр; Институт геологии КарНЦ РАН 2011. С. 91–103.
3. Слюсарев В.Д., Куликов В.С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Л.: Наука, 1973. 104 с.
4. Соколовский А.К. и др. Азам Хусам. Ветренный Пояс – зеленокаменная структура плейттектонического типа // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 1. С. 3.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭРУПТИВНЫЙ ЦЕНТР (СЕВЕРНАЯ ПЕЧЕНГА)

Межеловская С.В., Приступов Е.А.

Российский государственный университет им. С. Орджоникидзе, Москва,
Mezhelsofya@gmail.com

Флюидоразрывные процессы многократно проявляли себя на разных этапах развития Земли, в том числе и в докембрийское время. Свидетельством этому служат многочисленные тела трубок взрыва, широко распространенные в пределах фундамента кристаллических щитов.

Изучение раннепротерозойских комплексов, вмещающих эруптивные образования, является приоритетным направлением с точки зрения прогноза и оценки перспективности рудоносности территории, так как с раннепротерозойскими формациями связаны крупные месторождения Cu-Ni руд с платинометалльной минерализацией. В работах [1 и др.] неоднократно упоминаются вулканические центры, представленные трубками взрыва, развитыми в раннепротерозойских образованиях.

Авторами в процессе проведения полевых работ в Печенгском районе в 2018 г. на окраине города Заполярный закартированы и опробованы эруптивные брекчии с многочисленными ксенолитами кислых пород. Брекчии слагают относительно изометричное тело 350 на 400 м, имеющее предположительно резкие секущие контакты с вмещающими трахибазальтами второй вулканогенной толщи (оршоайвинская и пирттиярвинская свиты). На юге брекчии имеют тектонический контакт по крутопадающему разлому сбросового типа СВ простирания (аз. пад. 78<86). Сместитель представляет собой с одной стороны субвертикальную плоскость отрыва, а с другой – зону шириной 2–3 м., сложенную сильно рассланцованными трахибазальтами с многочисленными кварцевыми гальками. В центральной части наблюдается контакт с небольшим телом перидотитового состава, возможно представляющим протрузию, на контакте с которой наблюдаются сильно катаклазированные метабазаальты. Также в стенке отрыва наблюдаются деформированные кварцевые жилы, местами растащенные вплоть до образования структуры будинаж. В юго-западной части по границе разлома наблюдаются приразломные складки, а вмещающие породы рассланцованы до листоватого размера.

В северной части эруптивного центра наблюдается округлое тело габброидов (размером примерно 150 на 120 м), к настоящему времени превращенных в амфиболиты. В двух обнажениях обнаружен крутой секущий контакт с вмещающими брекчиями под 60°. При петрографическом изучении установлено, что основным минералом является роговая обманка, образованная крупными – более 2 мм – призматичными кристаллами, в интерстициях развиты таблички измененного плагиоклаза, по составу отвечающего андезин-олигоклазу. Вторично развиты мелкие зерна кварца и мелкий рассеянный агрегат биотита. Западная часть тела выражена геоморфологически в виде крутых ориентированных бараньих лбов протяженностью 50–70 м; представлена метабазаальтами с обилием кварцевых обломков, размер которых варьируется от первых сантиметров до 15–20 см, преобладают обломки овальной формы, похожие на кварцевые гальки, в связи с чем внешний облик пород напоминает «псевдоконгломераты» с базальтовым цементом. Также встречаются обломки остроугольной формы, иногда единичные обломки гранитоидов. Установлена отчетливая ориентировка обломков в одном направлении. При петрографическом изучении цементирующая масса представлена измененным метабазаальтом, в основной массе развит тонкоигольчатый агрегат низкотемпературных амфиболов и мелкие таблички измененного плагиоклаза, встречаются оплавленные обломки кварцевых зерен размером от 1 до 3 мм.

В центральной и восточной части тела закартированы изометричные выходы брекчий, в обломочной составляющей которых преобладают гранитоиды. Размер

обломков колеблется от первых сантиметров до 40 см, морфологически встречаются остроугольные разновидности, но чаще края оплавлены, иногда наблюдаются плохо проявленные зоны закалки. Состав цементирующей массы представлен метабазальтом, основные минералы – низкотемпературные амфиболы и измененные полевые шпаты. В гранитоидах преобладают крупные зерна кварца с волнистым угасанием и крупные выделения ортоклаза, второстепенно развиты бесцветные слюды. Интерстиции заполнены выделениями кварца с эвтектической структурой, являющейся отголоском эруптивных процессов. Вмещают данные тела в большинстве случаев миндалекаменные сильно растрескавшиеся метабазалты без обломочной составляющей.

Ранее в работе [1] отмечалось, что данный эруптивный центр существенно отличается от многочисленных образований ареального базальтового вулканизма Печенгской структуры. А возраст базальта вулканцентра равен 1918 ± 3 млн лет (U-Pb метод по циркону) и сопоставим с установленным ранее возрастом вулкаников IV вулканогенной свиты (1990 ± 40 млн лет, Sm-Nd метод) [1].

Таким образом, эруптивный центр на окраине г. Заполярный имеет неоднородное геологическое строение, выделяются участки с различным составом обломков – от мономинеральных кварцевых овальной и угловатой формы до гранитоидных большого размера. Возможно, причиной данной неоднородности является различная фациальная принадлежность брекчий. Участки метабазалтов с кварцевыми гальками в западной части постройки предположительно можно отнести к жерловой фации палеовулкана, который захватил тиллитоподобные конгломераты базальной телевинской толщи в период одного из этапов вулканизма. На это указывает однородный состав обломков и их отчетливая ориентировка. Брекчии с обломками гранитоидного состава формировались позже: они имеют четкие секущие границы с жерловыми образованиями и отделены от них миндалекаменными метабазалтами без обломочной составляющей. Отличительной чертой является и наличие оплавленных гранитных обломков с выраженной зоной закалки. На эруптивный характер процесса также указывают эвтектические структуры и волнистое угасание кварца в гранитных обломках.

Геохимически метабазалты брекчий являются более основными (по сравнению с вмещающими эруптивный центр вулканиками) – содержание SiO_2 49.4 %, низкотитанистыми – TiO_2 0.76 %, менее хромистыми и по составу сопоставимы с вулканиками второй толщи. Вмещающие эруптивный центр метабазалты более кислые – SiO_2 52.4 %, высокотитанистые – TiO_2 2.3 % и более хромистые.

Секущее тело амфиболитов по габброидам, возможно, является магмоподводящим каналом для эруптивных брекчий с гранитными обломками. Формирование разрыва имело сингенетичный с вулканизмом характер, так как он является пограничной зоной для вулкаников различного геохимического состава, а тектонические деформации, проявленные при наличии зон катаклазитов, пластических деформаций – приразломных складок, будинаж-структур и мощных зон рассланцевания, очевидно, являются синметаморфическими.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00592 А).

Литература

1. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом (Кольский полуостров) // Петрология. 2006. Т. 14, № 6. С. 649–669.

ОСОБЕННОСТИ ПОСТУПЛЕНИЯ ^7Be И ^{210}Pb В РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТНЫХ ЗОНАХ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Мезина К.А., Мельгунов М.С.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
mezinaka@igm.nsc.ru

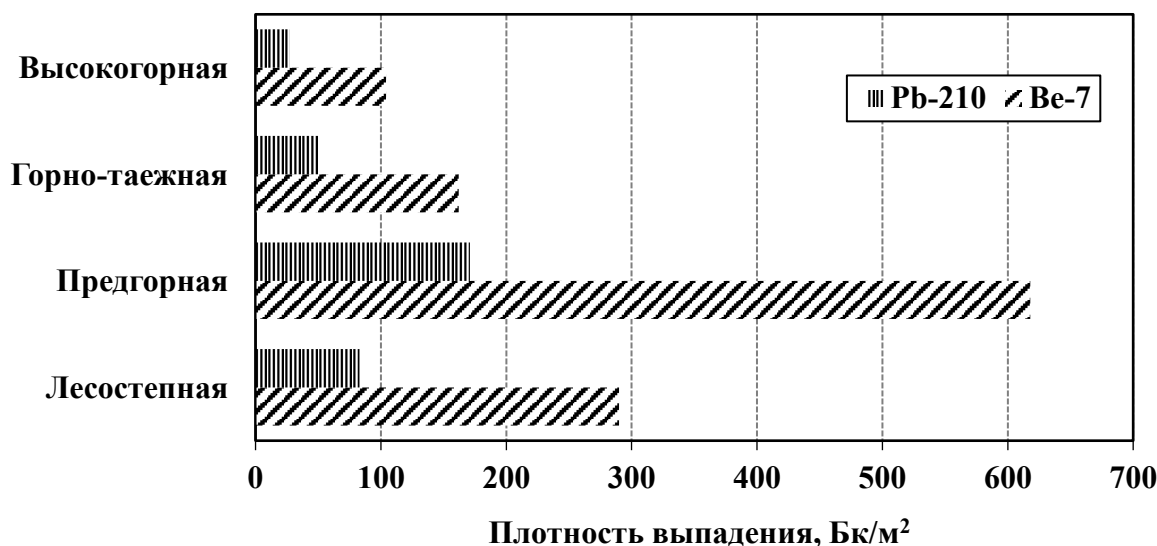
В современных исследованиях радиоактивные изотопы естественного происхождения (^7Be и ^{210}Pb) часто применяются в качестве природных индикаторов при изучении различных процессов, связанных с поступлением вещества из атмосферы. Данные изотопы образуются в атмосфере за счет различных источников и поступают на поверхность земли в составе как «мокрых» (дождь, снег), так и «сухих» (пыль, аэрозоли) выпадений [1, 2]. По некоторым оценкам [2] до 80 % всего поступления ^7Be и ^{210}Pb на земную поверхность связано именно с «мокрыми» выпадениями. Интересен вопрос, связанный с изучением процессов атмосферного переноса химических элементов в составе аэрозольных и пылевых частиц. Как правило, основой таких исследований является определение нескольких параметров, включая содержание этих изотопов в приповерхностном слое воздуха, а также плотность их выпадения за определенный период времени [1–5].

Вызывает интерес снежный покров, который является природным депонентом, накапливающим информацию об атмосферных поступлениях радиоактивных элементов за достаточно большой временной интервал – от первого выпадения поздней осенью до его таяния весной.

В настоящее время практически отсутствуют широко известные данные об исследованиях совместного атмосферного поступления ^7Be и ^{210}Pb на территории юга Западной Сибири. Целью представленной работы является изучение характера поступления этих радионуклидов в составе снеготалых вод в различных ландшафтных зонах юга Западной Сибири.

Объектами исследования являются интегральные пробы снега, отобранные в различных ландшафтных зонах юга Западной Сибири: лесостепной (Новосибирская обл., Алтайский край), предгорной (п. Кольвань, Алтайский край), горно-таежной (Республика Алтай). Объем отобранных образцов изменялся от 14 до 21 л талой воды. После оттаивания и выпадения в осадок крупной фракции взвешенного вещества снеготалых вод проводилась декантация пробы, а затем последовательное фильтрование декантированного раствора через два фильтра: фильтр «синяя лента» (средний размер пор 3 мкм) и мембранный фильтр (0.45 мкм). Полученный в результате фильтрования раствор упаривался до сухого остатка, представляющий собой наноразмерные пылевые, аэрозольные частицы, коллоиды и растворенную компоненту. В выделенных фракциях методом полупроводниковой гамма-спектрометрии определялась активность исследуемых изотопов. Анализ проводился с использованием гамма-спектрометра на основе HPGe низкофонового колодезного детектора GWL-220-15 по аналитическим гамма-линиям 477 (^7Be) и 46.5 (^{210}Pb) кэВ. Нижний предел обнаружения указанных радионуклидов составлял 0.02 Бк. Длительность измерения единичного образца варьировалась от 12 до 48 часов и выбиралась с тем расчетом, чтобы статистическая погрешность определения площадей аналитических фотопиков 46.5 кэВ и 477 кэВ не превышала 5 %.

На рисунке представлены усредненные значения плотности выпадения ^7Be и ^{210}Pb в различных ландшафтно-географических зонах юга Западной Сибири в 2017 г.



Усредненные значения плотности выпадения ^7Be и ^{210}Pb в пределах различных ландшафтно-географических зон юга Западной Сибири в 2017 г.

Анализ полученных данных показывает, что максимальная плотность выпадения ^7Be и ^{210}Pb зафиксирована в предгорной зоне п. Кольвань и составляет 618 и 171 Бк/м², соответственно. Минимальная – 104 и 27 Бк/м² – зарегистрирована в высокогорной зоне на Семинском перевале в Республике Алтай. Для горно-таежной зоны плотность выпадения ^7Be и ^{210}Pb в среднем составляет 164 и 50 Бк/м², для лесостепной варьируется в пределах 188–340 и 46–96 Бк/м², соответственно.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-216-0011 при частичной поддержке РФФИ (проект № 17-05-41076 РГО_а). Аналитические исследования проведены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» ИГМ СО РАН.

Литература

1. *Alonso-Hernández C.M. et al.* Atmospheric deposition patterns of ^{210}Pb and ^7Be in Cienfuegos, Cuba // J. of environmental radioactivity. 2014. Т. 138. С. 149–155.
2. *Baskaran M., Shaw G.E.* Residence time of arctic haze aerosols using the concentrations and activity ratios of ^{210}Po , ^{210}Pb and ^7Be // J. of Aerosol Science. 2001. Т. 32, № 4. С. 443–452.
3. *Koch D.M., Jacob D.J., Graustein W.C.* Vertical transport of tropospheric aerosols as indicated by ^7Be and ^{210}Pb in a chemical tracer model // J. of Geophysical Research: Atmospheres. 1996. Т. 101, № D13. С. 18651–18666.
4. *Koch D., Rind D.* Beryllium-10/beryllium-7 as a tracer of stratospheric transport // J. of Geophysical Research: Atmospheres. 1998. Т. 103, № D4. С. 3907–3917.
5. *Krmar M. et al.* Beryllium-7 and ^{210}Pb atmospheric deposition measured in moss and dependence on cumulative precipitation // Science of the Total Environment. 2016. Т. 541. С. 941–948.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МАЛОГЛУБИНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ ПРИ ПОИСКАХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ПРЕДЕЛАХ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Мисюркеева Н.В., Буддо И.В., Шелохов И.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск
ООО «СИГМА-ГЕО», Иркутск, mnv@crust.ru

Сегодня на территории Иркутской области и Республики Саха (Якутия) уже введено и вводятся в эксплуатацию более пятидесяти месторождений нефти и газа, причем зачастую наличие ресурса технической воды для разработки месторождения (бурение, система поддержания пластового давления и т.п.) обеспечить очень трудно. В случае невозможности организации поверхностного водозабора или его недостаточной производительности необходима информация о глубинах залегания и латеральном распространении водоносных горизонтов, содержащих основные ресурсы подземных вод на территории месторождения и отвечающих требованиям к качеству воды и условиям эксплуатации. Нередко водоносы залегают на глубинах до 300–500 м.

Изучение водоносных горизонтов методами электромагнитных зондирований выглядит весьма привлекательным – обводненный горизонт характеризуется намного меньшим удельным электрическим сопротивлением (УЭС) относительно вмещающих отложений. Решение задачи картирования аномалий продольной проводимости перспективных интервалов разреза возможно методом малоглубинных зондирований становлением поля в ближней зоне (мЗСБ) [3].

Электроразведочными работами мЗСБ на одном из нефтегазоконденсатных месторождений территории Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) выявлены основные водоносные горизонты. Эксплуатация объектов обустройства нефтегазоконденсатного месторождения сопровождается потребностью в пресной воде (технические нужды площадки центрального пункта сбора, поддержание пластового давления, бурение скважин). Проведенные исследования позволили сформировать геоэлектрическую модель верхней части разреза до глубины около 500 м, содержащую пресные, солоноватые и соленые подземные воды, пригодные для обеспечения хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения промышленных объектов, в том числе поддержания пластового давления (ППД) и др. (рисунок).

В стратиграфическом отношении рассматриваемый интервал глубин сложен породами кембрия, нижней юры и отложениями четвертичной системы. Разрез характеризуется развитием многолетнемерзлых пород (ММП), которым свойственно сплошное распространение и значительная мощность [1, 2].

По данным электроразведочных работ мЗСБ разрез верхней части осадочного чехла разделен на три геоэлектрических комплекса, которые, в свою очередь, увязаны с общими представлениями по осадконакоплению пород в пределах рассматриваемой территории работ [3].

Для обоснования применимости метода мЗСБ при поиске подземных вод проведено математическое моделирование, свидетельствующее о принципиальной возможности выделения в разрезе пресных и минерализованных вод. Перспективы обнаружения пресных вод связаны с локальными таликами в сплошном развитии мерзлоты, а также со сквозными таликами, которые могут иметь гидродинамическую связь с зоной свободного водообмена. Выделению таликовых зон в разрезе определено граничное значение сопротивления, равное 60 Ом·м; выбор граничного значения

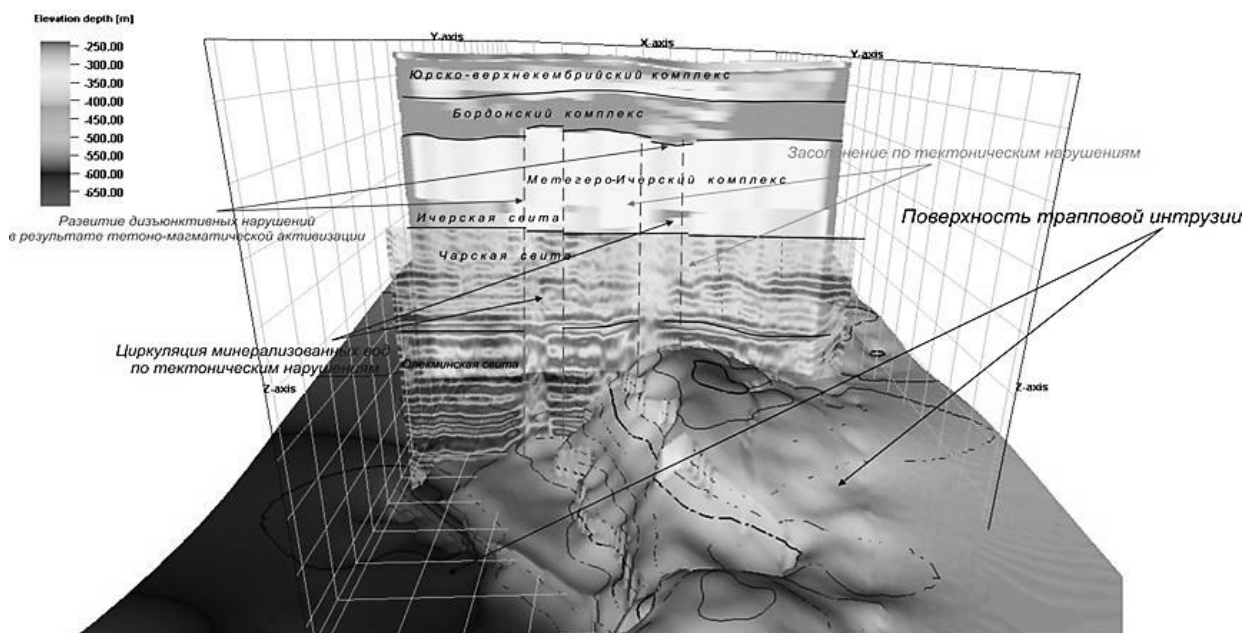
обоснован результатами сопоставления данных мЗСБ и данных бурения гидрогеологических скважин. Породы в мерзлом состоянии имеют сопротивление 100–1000 Ом·м и более и не перспективны на поиск подземных вод; по результатам интерпретации построена карта мощности многолетнемерзлых пород.

Перспективы обнаружения минерализованных вод связаны с карбонатными отложениями метегеро-ичерского и чарского комплексов. По результатам инверсии данных мЗСБ построена прогнозная карта развития минерализованных вод; по результатам бурения и откачек определено граничное значение сопротивления для обоих комплексов 160 Ом·м; по результатам мЗСБ построена карта мощности ММП, прослежено в разрезе неравномерное строение толщи ММП.

Необходимо отметить, что особенности гидрогеологического разреза региона обусловлены тремя основными факторами, имеющими различное влияние на формирование и распространение подземных вод [1]. Прежде всего, это длительная геологическая история развития с многофазными этапами кимберлитового и траппового магматизма. Неоднократная тектоническая активизация привела к широкому развитию дизъюнктивных нарушений, что определило специфику проницаемости осадочных толщ чехла.

В одном случае развитие дизъюнктивных нарушений способствовало водообмену, осуществляющемуся в основном благодаря субвертикальным межпластовым перетокам по трещинам и «гидрогеологическим окнам», в других случаях тектоническая активизация способствовала развитию соляного тектогенеза.

Сейсмогеоэлектрический разрез показывает, как тектонические нарушения отражаются в сейсмическом и геоэлектрическом полях (рисунок). В сейсмическом поле разрывные нарушения прослеживаются по нарушениям осей синфазности, а в геоэлектрическом – это либо проводящие вертикальные участки, вероятно, способные к фильтрации, либо высокоомные, так называемые «залеченные», разломы.



Сейсмогеоэлектрическое строение территории с элементами интерпретации.

Полученные нами результаты мЗСБ сводятся к следующему:

1. Построенная геоэлектрическая модель применима для минимизации рисков непродуктивного бурения.
2. По данным мЗСБ построена карта развития таликовых зон, установлены области развития ММП.
3. Предложены критерии выделения перспективных зон наличия пресных и минерализованных вод.
4. Выделены первоочередные зоны для бурения водозаборных скважин на пресную воду.
5. Данные поисково-оценочных гидрогеологических скважин подтверждают перспективность рекомендуемых по методу мЗСБ таликовых зон.

Литература

1. *Алексеев С.В.* Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск: ГЕО, 2009. 320 с.
2. *Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С.* Геокриологические условия Средней Сибири. М.: Наука, 1974. 145 с.
3. *Колесников Д.В., Агафонов Ю.А., Шарлов М.В., Аксеновская А.А., Егоров И.В.* Применение высокоплотных малоглубинных электроразведочных работ ЗСБ для поиска подземных вод в Восточной Сибири. *GeoBaikal* 2016. Иркутск. 2016. DOI: 10.3997/2214-4609.201601698.

ЭЙСИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРТАЛИК ЧАРМИТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И.

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз, Ташкент,
denisbey@list.ru

Исследования ряда авторов (Щербань, Иванов, Цой, Котов, Кольцов и др.) показали характер состава альбитизированных пород эйситовой формации. Наряду с урановыми месторождениями, они сопровождают и золоторудные месторождения Узбекистана [2, 4, 5]. При масштабном интенсивном проявлении альбитизации формируются альбититы. Если альбитизации подвергаются щелочные породы, например нефелиновые сиениты, их альбитизацию вызывает кислотный метасоматоз, который обуславливается привнесением кремнезема (кислотная стадия), или же альбитизируются кварцсодержащие гранитоиды и вмещающие их песчано-сланцевые отложения. Здесь альбитизация связана с привнесением натрия (метасоматоз постмагматическими растворами), поэтому по отношению к таким породам альбитизация является проявлением щелочного метасоматоза (щелочная стадия). С такими типами изменений связано накопление многих ценных элементов, в том числе редкоземельных, повышенные содержания которых наблюдаются на месторождении Урталик Чармитанского рудного поля.

Формирование натриевых метасоматитов пространственно-генетически связано с породами гранитоидных массивов повышенной щелочности, каковыми являются граносиениты главной фазы Кошрабатского интрузива. Формирование альбитизации эйситового типа происходит в различных геодинамических обстановках [1]. Формирование щелочных магматических пород является следствием деструкции земной коры как в платформенных, так и в складчатых областях в структурах глубинной тектономагматической активизации. На описываемом нами Чармитанском рудном поле интенсивной альбитизации подвергнуты приконтактные части Кошрабатского интрузива, охватывающие зоны экзоконтакта с апофизами и дайками в нем. Разрывные нарушения в этих областях контролируют усиленные зоны альбитизации. Крупные разрывные нарушения субширотного простирания вдоль Караулхана-Чармитанской зоны смятия определяют линейную ориентировку тел метасоматитов, имеющих четко выраженную метасоматическую зональность. Разбирая строение метасоматических колонок в зонах проявления эйситизированных пород, в прежних наших работах мы отмечали, что эйситизация является естественным продолжением динамического развития метасоматической зональности околорудных изменений березитовой формации, которая сменяла стадию пропилитизации регрессивной направленности в условиях понижающейся температуры. Непосредственная ассоциация золото-сульфидной рудной формации с эйситами на золоторудных месторождениях Южного Тянь-Шаня нами объяснялась на примере месторождения Урталик повышением роли сульфида мышьяка в пирит-арсенопиритовых минеральных типах с процессами сармиентитизации, выдвинутой как новый поисковый признак для оценки конкретных площадей распространения золоторудной минерализации [3].

Фактические данные, собранные по части месторождения Урталик, показывают численные значения накопления комплекса редкоземельных элементов, отражающих разные стадии развития процесса эйситизации граносиенитов, включая те участки, где сохранились реликты метаморфизованных контактовых пород, контаминировавших

гранитоидную магму, способствуя изменению состава пород в сторону повышения их щелочности. Если в зонах гранитизации усвоению подверглись более кислые метасомы с повышенным содержанием кварца, то теоретически усиление альбитизации приведет к более интенсивному разложению темноцветных минералов, из которых высвобождается комплекс рудообразующих элементов, переходящих в состав аутигенных растворов, отлагающихся, в зависимости от термохимического эффекта, типоморфные рудные парагенезисы. Ярким свидетельством этого явления можно считать разнородные ассоциации рудных минералов-носителей редких земель в виде оксидов, фосфатов, карбонатов, фторидов, интерметаллидов и других соединений.

Зоны эйситизации и составы отдельных минеральных видов редких земель и их комплекса позволяют сделать заключение, что при площадной альбитизации граносиенитов Кошрабатского интрузива, сменяющегося березитизацией с повышением кремнеземности, глиноземности породы, происходит значительное раскисление рудообразующих растворов рудовмещающих пород. При этом в условиях понижения температуры происходит снижение растворимости всего комплекса рудообразующих элементов, что приводит к повышению их эффективной концентрации или активности, способствуя их осаждению. Именно эта стадия характерна для развития сульфидной минерализации, телескопирующей березитизированные породы на месторождении Урталик Чармитанского рудного поля.

Литература

1. *Андреева Е.Д., Кононова В.А.* Щелочные магматические серии, их генезис, причины разнообразия // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 107–113.
2. *Ваганов П.А., Донских А.В., Захаревич К.В., Зубцов С.Е., Кольцов А.Б., Котов Н.В., Нестеров А.Р., Порицкая Л.Г., Поршняков Г.С.* Геологическая позиция и петролого-геохимические особенности золоторудных метасоматитов в черносланцевых толщах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 248 с.
3. *Мусаев А.М., Кушаков А.Р., Романов С.А. Оналбаев Е.Р., Джуманиязов Д.И.* Сармиентитизация – важнейший поисковый признак золоторудных месторождений Южного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2016. № 5. С. 21–26.
4. *Хамрабаев И.Х.* Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. 462 с.
5. *Щербань И.П., Цой Р.В., Иванов И.П.* Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана. М.: Наука, 1990. 191 с.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ПОВХОВСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Мухтиев М.А.

Башкирский государственный университет, Уфа, mishamukhtiev@mail.ru

Повховское нефтяное месторождение открыто в 1972 г. в результате бурения поисково-разведочных скважин в присводовых частях Средневатъеганской площади с целью изучения нефтеносности, уточнения стратиграфии, литологии и коллекторских свойств мезозойских образований. Оно расположено в центральной части Западно-Сибирской равнины и относится к Западно-Сибирскому нефтегазоносному бассейну. Месторождение расположено в северной части Нижневартовского свода и граничит с Южно-Выинтойским месторождением на северо-востоке и с Усть-Котухтинским на юге. Запасы нефти на Повховском месторождении составляют 800 млн т, что указывает на его уникальность [1]. Оператором добычи на объекте в настоящее время является ООО «ЛУКОЙЛ – Западная Сибирь».

На Повховском месторождении все промышленные запасы нефти и растворенного газа сосредоточены в продуктивных пластах БВ8, Ач2, Ач3, Ач4 и Ач7 мегионской свиты. Но основным промышленным горизонтом является БВ8, содержащий до 80 % запасов месторождения. В его составе выделены восемь песчаных тел (снизу вверх): БВ8-1, БВ8-2, БВ8-3, БВ8-4, БВ8-5, БВ8-6, БВ8-7 и БВ8-8. По данным геофизических исследований скважин (ГИС) все эти тела относятся к нефтенасыщенным. Коллекторами горизонта БВ8 являются мелкозернистые песчаники, темно-серые на глинистом цементе, крупнозернистые алевролиты, темно-серые песчанистые, и аргиллиты серые [2].

Коллекторские свойства горных пород на Повховском нефтегазовом месторождении изучены благодаря ГИС. По геологическому строению месторождение относится ко II группе сложности («сложное» или «очень сложное»), характеризующейся наличием зон литологических замещений коллекторов неколлекторами, выклинивания, невыдержанности толщин и коллекторских свойств пластов. Продуктивные пласты характеризуются значительной литолого-фациальной неоднородностью, выражающейся как в расчлененности пласта, так и в замещении проницаемых прослоев непроницаемыми разностями. Все пласты характеризуются сложным распространением пород-коллекторов как по площади, так и по разрезу, резким изменением величин эффективных нефтенасыщенных толщин [3, 4].

Промышленная нефтеносность на Повховском месторождении связана с пластами-коллекторами верхнеюрского, верхнеберриас-нижневаланжинского и верхневаланжинского нефтеносных комплексов. Породы-коллекторы представлены песчаниками и алевролитами кварц-полевошпатового состава мегионской и васюганской свит. Покрышками служат аргиллиты черно-бурые мощностью от 20 до 30 м баженовской, георгиевской и ванденской свит. Цемент имеет глинисто-карбонатный состав. Состав глинистых минералов цемента карбонатизированных песчаников – каолинит-гидрослюдисто-хлоритовый. У алевролитов глинистый состав цемента гидрослюдисто-хлоритовый, у аргиллитов – каолинит-хлорит-гидрослюдистый [2].

По результатам опробования скважин и промыслово-геофизическим исследованиям в пределах Повховского месторождения установлено три продуктивных пласта нефти. Месторождение относится к многопластовым. Продуктивные залежи установлены в пластах трех нефтегазоносных комплексов: пласт БВ8 в неоккомском, пласт Ач2 – в ачимовском и пласт ЮВ1-1 – в васюганском. По продуктивности

отложений основным является меловой горизонт БВ8. Подчиненную роль играет залежь верхнеюрского горизонта ЮВ1-1 и ачимовской толщи Ач2 (таблица).

Характеристика структурно-текстурных свойств пород-коллекторов продуктивных горизонтов Повховского месторождения

Структура	Текстура	Цемент	Пористость, %	Проницаемость, $\times 10^{-3}$ мкм ²	Плотность, г/см ³
Продуктивный горизонт БВ ₈ –2482–2700 м. Песчаники					
Мелко-среднезернистые	Наклонно-слоистая, пористая	Глинисто-карбонатный	14.2–22.4	68–103	2.16–2.47
Продуктивный горизонт Ач ₂ –2630–2740 м. Песчаники					
Мелкозернистые	Слоистая, пористая	Глинистый	12.3–13.8	0.2–1.3	2.1–2.5
Продуктивный горизонт ЮВ ₁₋₁ –2750–2860 м. Песчаники					
Мелко-среднезернистые	Слоистая, пористая	Глинистый	16.9–19.7	0.4–23.4	2.11–2.22

Можно отметить, что в продуктивном разрезе горизонта БВ8, пластов Ач2 и ЮВ1-1 Повховского месторождения получили развитие гранулированные поровые коллекторы, представленные песчано-алевритовыми породами. Их покрывками служат аргиллиты с алевролитами.

Автор благодарит С.К. Мустафина за помощь в написании данной работы, а также сотрудников ОАО «Когалымнефтегеофизика» за предоставленные материалы.

Литература

1. *Анализ разработки Повховского месторождения: проектный документ.* Тюмень: «КогалымНИПИнефть», 2005. 430 с.
2. *Каримов Р.М.* Влияние особенностей геологического строения и формирования залежей на эффективность выработки запасов основных продуктивных пластов Повховского и Ватъеганского месторождений. Уфа, 2002.
3. *Геология Повховского месторождения.* Материал ЭГТИ ОАО «Когалымнефтегеофизика», 2013.
4. *Отчет о научно-исследовательской работе «Дополнение к проекту разработки Повховского месторождения»,* выполненный в Тюменском филиале ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть», 2013.

НОВЫЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ПЛЕЙСТОЦЕНА УЛАН-ЖАЛГА В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Нечаев И.О.¹, Намзалова О.Д-Ц.², Коваленко В.В.³

¹ Иркутский государственный университет, геологический факультет, Иркутск, nehaev-v-97@mail.ru

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

³ Иркутский государственный университет, исторический факультет, Иркутск

В работе приводятся первые результаты мультидисциплинарного изучения плейстоценового разреза Улан-Жалга, обнаруженного в 2017 г. в Западном Забайкалье. Полученные палеонтологические, палеомагнитные и литологические данные позволили выделить в разрезе отложения раннего, среднего и позднего плейстоцена. Непрерывная стратиграфическая последовательность осадков, включающих 11 погребенных почв и 19 фаунистических горизонтов, делает разрез уникальным. В ходе работ прослежена последовательная смена фаун мелких млекопитающих плейстоцена, выявлена корреляция палеомагнитной записи с палеонтологическими данными. Анализ видового состава фауны и эволюционного развития реперных видов мелких млекопитающих, а также литологии осадочных толщ позволил проследить изменение природных условий региона в связи с глобальными событиями. На основании этих данных можно отнести новый непрерывный разрез к числу опорных для позднего кайнозоя Западного Забайкалья.

В Байкальском регионе разрезы четвертичных осадочных комплексов длительного периода формирования и высокого хроностратиграфического разрешения немногочисленны и являются важными объектами в рамках выполнения геологических и палеогеографических исследований.

В настоящей работе представлены первые результаты изучения нового разреза плейстоценового разреза Улан-Жалга, обнаруженного авторами во время полевых работ 2017 г. в Западном Забайкалье. Проведен литолого-фациальный анализ отложений разреза, послойной промывкой грунта собрана представительная коллекция микротериофауны, проведен ее палеонтологический анализ, выполнен комплекс петро- и палеомагнитных исследований.

Отложения разреза Улан-Жалга объединяются в пять литолого-стратиграфических толщ (описание приводится снизу вверх):

1. Красноцветы, включающие вишнево-коричневые и красновато-коричневые глины с погребенными почвами и окарбоначенные супеси. Встречены остатки полевки *Borsodia* sp. Кровля данной толщи имеет четкий, но крайне неровный контакт с резкой сменой литологических свойств отложений, фиксируя стратиграфический перерыв с размывом.

2. Пачка плохо сортированных гравийных отложений с включениями щебня, гальки и слабоокатанных валунов.

3. Отложения, представленные ритмичным переслаиванием красноцветных погребенных почв карбонатных супесей и суглинков, – циклически построенная почвенно-седиментационная последовательность. По составу фауны мелких млекопитающих геологический возраст этих осадков можно отнести к заключительному этапу раннего плейстоцена, что хорошо согласуется и с данными палеомагнитного анализа.

4. Пески и супеси палево-серые, окаربоначенные, вмещающие плохо развитые почвы. Характерной чертой отложений является наличие горизонтов криогенных деформаций. По видовому составу фауны мелких млекопитающих, включающих руководящие формы Тологойского комплекса, данная толща датируется средним плейстоценом. Между этой толщей и подстилающими отложениями фиксируется стратиграфическое положение границы Брюнес-Матуяма.

5. Субаэральные отложения и осадки временных водотоков, сложенные разнозернистыми песками и лессовидными супесями. Встречены немногочисленные костные остатки полевки Брандта и даурской пищухи, характерных элементов фауны позднего плейстоцена.

Палеонтологический материал получен из 19 фаунистических горизонтов [2]. Костные остатки мелких млекопитающих, представленные фрагментами черепа, нижнечелюстных костей, изолированными зубами и костями посткраниального скелета, встречаются по всему разрезу. Наиболее древний костеносный горизонт, включающий остатки *Borsodia* sp., приурочен к слою 2 первой толщи. Бесцементная корнезубая полевка *Borsodia* sp. является реперным таксоном Додогольской фауны Западного Забайкалья [1, 3]. Находка этой формы в местонахождении Улан-Жалга позволяет считать фауну последним стратиграфическим аналогом додогольского этапа в развитии биоты региона. Фауна и литологический состав толщи свидетельствуют о формировании данных отложений в первой половине раннего плейстоцена, климат был семиаридным и умеренно теплым, доминирующими ландшафтами были открытые степные.

Фаунистический материал обильно представлен в третьей и четвертой толщах разреза, особенно в третьей, где костные остатки собраны из 11 последовательных горизонтов. Впервые в регионе установлен разрез с последовательным чередованием континентальных осадков и 11 погребенных почв, включающих 19 фаунистических горизонтов. Известный опорный разрез Западного Забайкалья – Тологой – включает только 13 фаунистических горизонтов и 3 погребенных почвенных горизонта [1]. В местонахождении Улан-Жалга, как и в Тологое, установлена инверсия эпох полярности Брюнес/Матуяма, которая коррелируется также со сменой сообщества мелких млекопитающих раннего плейстоцена фауной среднего плейстоцена.

Можно считать вероятным, что на формирование субаэральных толщ разреза огромное влияние оказали климатические события глобального и регионального характера, о чем говорит цикличность в осадконакоплении, особенно третьей толщи. Однако во всех горизонтах третьей толщи сохраняется сходный видовой состав, свидетельствующий о сходных природно-климатических условиях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00215). Авторы выражают благодарность за предоставленные материалы коллегам по работе на разрезе: М.А. Ербаевой, А.Ю. Казанскому, Г.Г. Матасовой, Ф.И. Хензыхеновой, А.А. Щетникову, И.А. Филинову.

Литература

1. Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое. М.: ГЕОС, 2005. 141 с.
2. Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Хензыхенова Ф.И., Филинов И.А., Кузьмин М.И., Намзалова О.Д.-Ц., Нечаев И.О. новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье // Доклады Академии наук (в печати).
3. *Erbajeva M.A., Alexeeva N.V.* Pliocene and Pleistocene biostratigraphic succession of Transbaikalia with emphasis on small mammals // Quaternary International. 2000. V. 68–71. P. 67–75.

КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ВОД НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА

Никитенко О.А.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
nikitenko.olga@list.ru

Грязевые вулканы – это природные флюидодинамические системы, в которых по разломным зонам земной коры происходит подъем и выброс на дневную поверхность глинистых масс с обломками пород и преимущественно углеводородных газов. При этом флюидодинамические системы являются не только путями миграции глубинных флюидов на поверхность Земли. Подводящий канал вулкана необходимо рассматривать как геохимическую систему, в которой происходит взаимодействие воды, газа и вмещающих горных пород. Изучение физико-химических условий образования и миграции грязевулканического вещества, а также определение характера его фазовых равновесий позволит установить закономерности формирования вещественного состава продуктов грязевулканической деятельности и возможные причины его изменений.

Объектом исследований в представленной работе является Южно-Сахалинский грязевой вулкан, один из наиболее крупных грязевых вулканов Сахалина. Отметим, что Южно-Сахалинский вулкан характеризуется наиболее активной грифоновой деятельностью среди всех сахалинских вулканов. В постэруптивные периоды дебит выделяющейся водогрязевой смеси составляет в отдельных грифонах более 1 л/час. Дебит свободных газов составляет около 0.1 л/мин в грифонах с низкой активностью и достигает 2 л/мин в грифонах с высокой активностью. Южно-Сахалинский грязевой вулкан выносит на дневную поверхность воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого типа, минерализация которых составляет от 20 до 25 г/л. Газовый состав вулкана характеризуется высоким содержанием CO_2 – от 64 до 84 об. % [1]. При этом доля CH_4 в составе свободных газов невысока – от 13 до 30 об. %.

В настоящей работе рассматривается динамика компонентов карбонатной системы в водах Южно-Сахалинского грязевого вулкана, установленная на основании экспериментальных данных. Для лабораторных экспериментов были отобраны 6 проб воды из разных грифонов вулкана. Образцы вод хранились в лаборатории в пластиковых контейнерах при комнатной температуре в темном месте. Через определенные интервалы времени для этих проб проводились измерения pH и содержания основных ионов (Li^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-}). Всего сделано шесть повторных измерений исследуемых параметров с интервалом от 1 до 3 суток. Общее время проведения эксперимента составило 12 суток со дня отбора проб.

Термодинамические расчеты показали, что грязевулканические воды являются сильно пересыщенными по CaCO_3 в течение всего эксперимента. Значения индекса насыщения (SI) по CaCO_3 для грязевулканических вод находятся в диапазоне 1.1–1.8. При этом наиболее высокие значения SI характерны для активных грифонов вулкана. Однако необходимо учитывать, что даже в сильно пересыщенных растворах твердая фаза может не образовываться в течение длительного времени. Кинетическую устойчивость пересыщенных растворов характеризует такой параметр, как индукционный период τ , который представляет собой интервал времени между возникновением состояния пересыщения и началом массовой кристаллизации твердой фазы [2]. Рассчитанные значения τ для вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана

показывают, что кристаллизация CaCO_3 в этих водах происходит в среднем от одного часа до нескольких суток после наступления состояния устойчивого пересыщения.

Степень насыщенности сопочных вод CaCO_3 контролируется показателем pH и содержанием HCO_3^- . В ходе эксперимента установлено, что pH грязевулканических вод со временем значительно возрастает. В день отбора проб pH составлял 7.3–7.5, по истечению 12 суток со дня отбора – 8.7–8.9. Изменение pH раствора в течение эксперимента, мы полагаем, связано с высвобождением растворенного в водах CO_2 , которое влечет за собой изменение формы нахождения углерода в исследуемых водах: от гидрокарбонат-ионов к карбонат-ионам. Так, концентрация HCO_3^- в водах на начальном этапе эксперимента варьировалась от 9700 до 12900 мг/л, по истечению 12 суток концентрация HCO_3^- снизилась до 5000–8500 мг/л, содержание CO_3^{2-} к этому времени возросло до 1320–2160 мг/л.

Процесс вторичного осаждения CaCO_3 способствует выведению с новообразующейся минеральной фазой таких ионов, как Ca_2^+ и CO_3^{2-} . В период проведения исследования концентрация Ca_2^+ в сопочных водах быстро уменьшалась и на момент завершения эксперимента составила менее 10 % от начальной концентрации. Мы полагаем, что установленный процесс вторичного минералообразования определяет значимые вариации компонентов солевого состава сопочных вод в одном грифоне вулкана в течение времени. При гидрохимическом мониторинге на грязевом вулкане было установлено, что содержание Ca_2^+ в одном и том же грифоне от отбора к отбору (частота опробования 1 раз в 2 недели) характеризуется наибольшей изменчивостью среди основных анионов и катионов. Соответствующий коэффициент вариации достигает 20 %. Наблюдаемые вариации содержания Ca_2^+ связаны, вероятно, с быстро изменяющимися параметрами карбонатной системы – pH, концентрацией HCO_3^- и CO_3^{2-} , которые, в свою очередь, могут быть обусловлены изменением активности грифонов вулкана.

Стоит отметить, что в течение нескольких суток после отбора проб в контейнерах наблюдалось медленное выделение пузырьков газа, т.е. происходил процесс дегазации исследуемых растворов. В конце эксперимента стенки контейнеров были покрыты белым налетом, который легко смывался слабым раствором соляной кислоты. Элементный анализ новообразованного осадка показал, что он на 54.53 % представлен CaO, на 42.41 % – CO_2 , на 0.71 % – MgO, на 0.16 % – Fe_2O_3 . Дополнительно был проведен эксперимент, в котором грязевулканические воды подвергались искусственной дегазации двумя способами. Первый способ – это интенсивное встряхивание водных образцов (10–15 минут), помещенных в пластиковые контейнеры, второй – дегазация вакуумным насосом (20–30 минут). И в том, и в другом случае также наблюдалось изменение параметров карбонатной системы после дегазации: рост показателя pH, снижение концентрации HCO_3^- , повышение содержания CO_3^{2-} , значительное уменьшение (в 2–3 раза) концентрации Ca_2^+ .

Мы полагаем, что наши лабораторные эксперименты моделируют процесс эволюции сопочных вод, который протекает в природных условиях при подъеме водогрязевой смеси, т.е. при перемещении в область более низких давлений. Наблюдаемая динамика компонентов карбонатной системы грязевулканических вод указывает на то, что в канале грязевого вулкана может происходить интенсивное развитие аутигенного карбоната кальция.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 18-35-00177).



Литература

1. *Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.* Изотопно-геохимические характеристики свободных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью // ДАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 256–261.
2. *Покровский О.С.* Факторы, контролирующие кинетику осаждения карбоната кальция в морской воде // Доклады Академии наук. 1994. Т. 336, № 2. С. 248–251.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ МИРА

Никитенко О.А.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
nikitenko.olga@list.ru

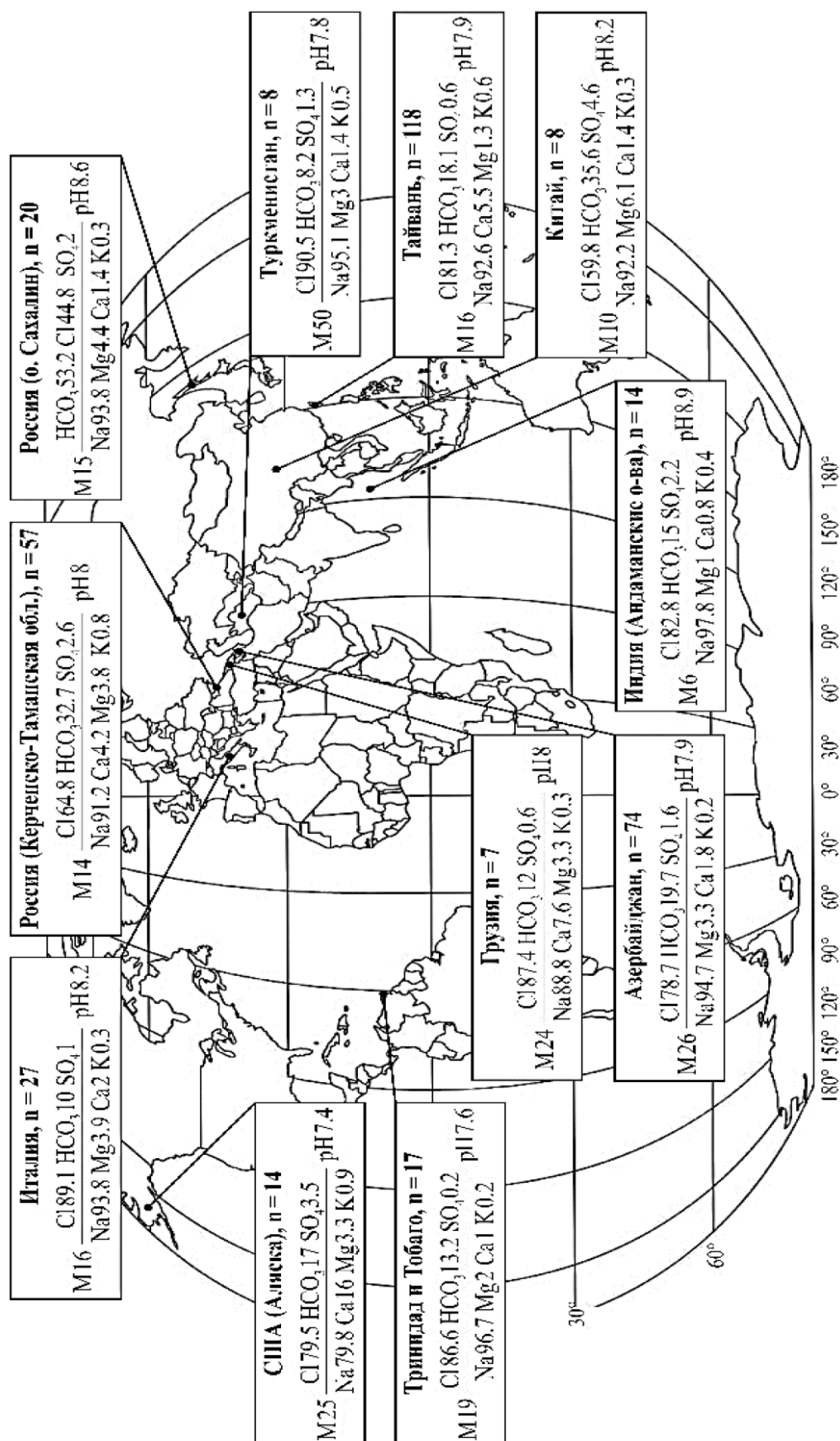
Гидрохимические исследования грязевых вулканов ведутся около 100 лет. За это время был накоплен достаточно большой объем публикаций, в которых рассматривается химический состав грязевулканических вод. Во всех этих работах, как правило, рассматривается один или несколько грязевых вулканов из одного региона или же какая-либо грязевулканическая провинция в целом. При этом исследования, в которых проводится обобщение общемировых данных или сравнительный анализ геохимических характеристик вод разных грязевулканических провинций, фактически отсутствуют.

В представленной работе проанализированы опубликованные сведения о химическом составе вод более 150 наземных грязевых вулканов, расположенных в разных регионах мира. Анализ данных проводился с помощью методов математической статистики. Для характеристики химического состава сопочных вод используется формула Курлова, представляющая собой псевдодробь, в числителе которой в убывающем порядке указано процентное содержание анионов, а в знаменателе – катионов. Слева от дроби показана минерализация воды (г/л), справа – величина рН.

Анализ гидрохимических данных показал, что минерализации сопочных вод отличается в разных грязевулканических провинциях. Наименьшей минерализацией характеризуются воды грязевых вулканов Индии – средний показатель составляет около 6 г/л. Наиболее высокие значения минерализации установлены для вод грязевых вулканов Грузии, Азербайджана и Туркменистана – в среднем 24, 26 и 50 г/л соответственно. При этом минерализация вод для разных вулканов внутри каждого региона может довольно сильно различаться. Максимальный коэффициент вариации для минерализации наблюдается для Азербайджана и составляет 117 %. Значения рН в грязевулканических водах варьируются в менее широких пределах. Среди вод грязевых вулканов мира в основном распространены слабощелочные воды.

Химический состав вод в разных грязевулканических провинциях имеет свои особенности. Осреднение химического состава сопочных вод по региону показывает, что они в основном принадлежат к Cl–Na и Cl–HCO₃–Na типу (рисунок). Однако в отдельных вулканах (в частности, Сахалина) встречаются воды HCO₃–Cl–Na типа. Весьма вероятно, что на формирование указанных типов сопочных вод оказывают влияние процессы взаимодействия в системе вода – порода – газ, которой является подводящий канал грязевого вулкана. В частности, мы полагаем, что грязевулканические газы с разным химическим составом способствуют формированию различных по химическому составу сопочных вод.

Ранее в работе [1] для вулканов Керченско-Таманской области и Азербайджана уже отмечалась положительная корреляционная зависимость между содержанием CO₂ в составе грязевулканических газов и концентрацией HCO₃[–] в сопочных водах. В газах грязевых вулканов данных провинций преобладает CH₄. Для большинства вулканов Азербайджана его содержание превышает 95 об. %. В газах Керченско-Таманской



Пространственное распределение химического состава вод грязевых вулканов Земли (показаны средние значения). Возле названия региона указано количество проб.

провинции концентрация CH_4 варьируется от 73 до 96 об. %. Вторым по значимости компонентом газовой фазы в данных провинциях является CO_2 . Однако по сравнению с Керченско-Таманской областью грязевулканические газы в Азербайджане содержат меньше CO_2 – от 0.2 до 4.0 об. %, тогда как в керченских и таманских вулканах концентрация CO_2 может достигать 22 об. % [1]. Как следствие, в водах грязевых вулканов Азербайджана наблюдается более низкое содержание HCO_3^- по сравнению с вулканами Керченско-Таманской области. Максимальной концентрацией HCO_3^- характеризуются воды грязевых вулканов Сахалина. При этом для газов сахалинских вулканов характерно высокое содержание CO_2 – от 40 до 90 об. % [2].

Таким образом, грязевые вулканы, выделяющие газы с высоким содержанием CO_2 , характеризуются более высокими концентрациями HCO_3^- в воде. Растворяясь под высоким давлением, CO_2 переходит в форму HCO_3^- , повышая его концентрацию в водах. Для вод грязевых вулканов мира выявлена также положительная связь между отношением Na/Cl и концентрацией HCO_3^- . Это обусловлено тем, что насыщенность сопочных вод CO_2 усиливает их агрессивность к алюмосиликатным породам, в результате чего происходит более интенсивное выщелачивание Na^+ из водовмещающих пород. В частности, среднее отношение Na/Cl в водах вулканов Азербайджана составляет 0.81, что не так далеко от значения аналогичного показателя для морской воды (0.55), тогда как среднее отношение Na/Cl для керченско-таманских и сахалинских вулканов составляет в среднем 1.03 и 1.43 соответственно, что говорит о более высокой степени метаморфизации вод данных провинций.

Мы полагаем, что поступление сопочных газов в канал вулкана является основным фактором метаморфизации грязевулканических вод, которые, вероятно, изначально являются водами морского генезиса. Этот подход является альтернативой традиционному объяснению, согласно которому наблюдаемое разнообразие химического состава сопочных вод рассматривается как результат смешения подземных вод из разных стратиграфических горизонтов.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 18-35-00177).

Литература

1. Киквадзе О.Е. Геохимия грязевулканических флюидов кавказского региона : Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2016. 23 с.
2. Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И. Изотопно-газгеохимические особенности распределения метана и углекислого газа на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. 2012. Вып. 20. № 2. С. 100–113.

ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСА РЕНТГЕНОВСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ КЕРНОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРА ЗУН-ТОРЕЙ

Пашкова Г.В.^{1, 2}, Мухамедова М.М.^{1, 2}, Смелый Р.В.³, Ощепкова А.В.³

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, pashkova.gv@yandex.ru

² Иркутский государственный университет, Иркутск

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Анализ вещественного состава кернов донных отложений озер – неотъемлемая часть современных исследований по изучению изменений окружающей среды и климата. Для получения данных о химическом составе осадков применяются различные аналитические методы, в том числе и рентгеновские, которые дают информацию об элементном и фазовом составе вещества без использования химического разложения образца. В данной работе предлагается схема анализа донных отложений, основанная на использовании комплекса рентгеновских методов: традиционного рентгенофлуоресцентного анализа с волновой дисперсией (WDXRF), РФА с полным внешним отражением (TXRF), рентгенофазового анализа (рентгеновской порошковой диффрактометрии, XRD), электронно-зондового микроанализа. Схема была апробирована на образцах керн донных отложений озера Зун-Торей, расположенного в пределах Торейской впадины на юге Восточного Забайкалья и входящего в систему Торейских озер. Зун-Торей – бессточное солоноватое озеро, площадь водного зеркала озера составляет 302 км² при глубине около 7 м. Для извлечения палеоклиматических летописей керн донных отложений опробован в непрерывном режиме с шагом 1 см.

Были решены следующие аналитические задачи:

1. Сформулированы методические рекомендации для рентгенофлуоресцентного определения породообразующих компонентов (Na₂O, MgO, Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅, K₂O, CaO, TiO₂, MnO, Fe₂O₃) и микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Ba, As, Th, U, Pb, Zr, W и др.) в донных отложениях. Дополнительно разработана методика определения хлора и серы, которые являются «проблемными» элементами для многих методов анализа.

2. Одной из ключевых задач являлась разработка и обоснование методик, направленных на экспрессный анализ проб с минимально обоснованной навеской, поэтому были оценены представительная навеска и влияние на результаты анализа минерального и гранулометрического состава образцов. Для детального изучения состава и размера отдельных частиц, входящих в пробу осадка, применен электронно-зондовый микроанализатор.

3. Исследован минеральный состав осадков методами рентгеновской дифракции и физико-химического моделирования с использованием данных рентгенофлуоресцентного анализа о содержании основных породообразующих элементов.

4. Для озера Зун-Торей впервые детально исследованы распределения макро- и микроэлементов в осадках и проведена геохимическая интерпретация сигналов индикаторов.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН и ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Исследования проведены при поддержке РФФ (проект № 17-77-10118).

КОЭФФИЦИЕНТ ВЫВЕТРЕЛОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСТОЙЧИВОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ (НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВА ОЛЬХОН)

Пеллинен В.А., Козырева Е.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, vadim.a.pellinen@yandex.ru

Выветривание горных пород является важным показателем устойчивости территории. Оно предопределяет развитие многих экзогенных геологических процессов: обвалов, осыпей, оползней, эрозии и т. д.

На острове выходы коренных пород, подверженные процессу выветривания, в основном приурочены к среднегорному структурно-денудационному рельефу. Факторами и условиями, способствующими ускорению процесса выветривания, являются: повышенная трещиноватость, резкие амплитуды колебания температуры воздуха, отсутствие почвы и многократный переход температуры пород через изотерму 0 °С, особенно в зимние периоды. Важное условие, усиливающее интенсивность выветривания на острове, – сильная тектоническая раздробленность пород территории. Это связано с тем, что остров представляет собой тектонический блок, находящийся между крупными активными разломами. Наличие разломов, с присущими им мощными зонами трещиноватости, определяет размер обломков горных пород, варьирующийся от 1.0 до 2.0 м, а в зонах разрывных тектонических нарушений – от 0.2 до 0.4 м [3].

В условиях сухого континентального климата в среднегорье исследуемого района преобладает физическое выветривание в виде температурной и морозной формы проявления, особенно в южных и северных частях о. Ольхон. На более низких гипсометрических уровнях тех же частей острова преобладает химическое и биохимическое выветривание [1].

Благоприятные условия для температурного выветривания наблюдаются на участках выхода темноцветных коренных пород, открытых инсоляции. Температурное выветривание также присуще крутым склонам южной экспозиции, степной части острова, сложенной гранитами, гранитогнейсами и биотитовыми гнейсами. Разрушение гранитов происходит в несколько стадий, от отдельных глыб, далее с последующим превращением их в дресву и более мелкие частицы. Биотитовые гнейсы образуют плитчатые остроугольные обломки размером 5–8 см. Гранитогнейсы в процессе выветривания образуют крупнозернистый песок, смешанный с остроугольными обломками. В местах, где нет сноса мелкой фракции разрушаемого материала выноса частиц, наблюдается накопление глинистого материала.

Наименее устойчивы к процессам выветривания мраморы и сланцы, широко представленные на западном побережье, в пределах заливов Сарайский, Баян-Шунген, Саса, северной оконечности острова, в районе мыса Саган-Хушин и г. Жима. Скорость выветривания мраморов составляет от 0.6 до 1.0 см/год. Устойчивость пород к выветриванию была определена на основе коэффициента выветрелости и скорости образования коры выветривания. Данные о скорости выветривания пород, распространенных по берегам Байкала, взяты из фоновых материалов М.Д. Будза и Ю.Б. Тржцинского [3], а коэффициент выветрелости (V_c) определен путем расчета по формуле, предложенной Г.С. Золотаревым [2]. Так, наименьшую скорость выветривания 0.15 см/год имеют габбро-диабазы ($V_c=0.30$), а наибольшую – графитовые мраморы – 0.75 см/год ($V_c=0.96$). У других кристаллических пород (кварциты, граниты

мелкозернистые, гнейсы, амфиболиты, сланцы, пегматиты, граниты крупнозернистые), распространенных на о. Ольхон, коэффициент выветривания изменяется от 0.30 до 0.90.

Ранжирование пород по степени устойчивости к процессам выветривания выполнено с учетом коэффициента выветрелости (таблица).

Степень устойчивости пород к выветриванию

Степень устойчивости	Характеристика
Неустойчивые	Породы очень сильно отличаются от материнских и состоят из средних и мелких кусков. Легко разрушаются руками, оставляя на руках мелкодисперсный материал. У подножия склонов, сложенных породами этой группы, сосредоточены осыпи и песчаные или галечные пляжи. V_c более 0.7, скорость выветривания пород более 0.6 см/год. В зонах наибольшего влияния агентов выветривания мощность коры выветривания превышает 2 м. Представлены песчано-дресвяными, пылеватыми и глинистыми отложениями.
Относительно устойчивые	Породы имеют трещины выветривания, разбивающие породу на отдельные глыбы. В береговой зоне в клифах фиксируются отколовшиеся глыбы размером более 60 см в поперечнике. V_c изменяется от 0.3 до 0.7, скорость выветривания пород не превышает 0.6 см/год. В зонах наибольшего влияния агентов выветривания мощность коры выветривания не превышает 2 м и представлена щебнем.
Устойчивые	Породы не имеют визуальных признаков раздробленности, раскалываются только по скрытым плоскостям. V_c не более 0.3, скорость выветривания пород не превышает 0.1 см/год.

Примечание – коэффициент выветрелости рассчитан на основе данных о временном сопротивлении сжатию. Категории сильновыветрелых и выветрелых пород отнесены к одной степени, поскольку их характеристики сходны.

В заключение отметим, что большинство кристаллических пород о. Ольхон обладает высокой устойчивостью к процессам выветривания. На о. Ольхон аридный климат предопределил преобладающую роль физического выветривания в разрушении горных пород.

На острове существуют вполне определенные закономерности распределения устойчивости горных пород к выветриванию. Среди пород, слагающих остров, устойчивыми к процессу выветривания являются габбро, кварциты и граниты. Скорость их разрушения 0.1–0.3 см/год, относительно устойчивы амфиболиты, гнейсы, сланцы со скоростью разрушения 0.6 см/год. К неустойчивым породам можно отнести графитовые мраморы, крупнозернистые граниты и пегматиты. Скорость выветривания этих пород значительна и составляет более 0.6 см/год.

Литература

1. Адаменко О.М., Кульчицкий А.А. Поверхности выравнивания южной части Предбайкальского прогиба. / Геология Восточной Сибири. Иркутск, 1972. 54 с.
2. Золотарев Г.С. Современные задачи инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания // Вопросы инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 4–25.
3. Инженерная геология Прибайкалья / Отв. ред. Г.Б. Пальшин. М.: Наука, 1968. 191 с.

СТРОЕНИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДОЛИНЫ РЕЧКИ ГРЕМЯЧКИ СЕВЕРНОГО ПОВОЛЖЬЯ ТАТАРСТАНА

Петрова Д.И., Галиева А.Р., Королев А.Э.

Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет,
Казань, darja_scorpion@mail.ru

Речка Гремячка является одним из малых притоков р. Волги, расположенных на территории северного Поволжья Татарстана. Речка берет свое начало в верховьях карбонатного плато Верхнеуслонской брахиантиклинальной структуры, осложняющей Казанско-Кировский прогиб. Максимальные гипсометрические отметки брахиантиклинали в современном плане составляют порядка 180–200 м [1]. Исток речки находится на отметках в 120 м, гипсометрическое положение устья контролируется урезом р. Волги (53 м). Таким образом, перепад высот долины речки Гремячки от истока к устью составляет около 67 м при общей длине русла, не превышающей 3 км. Долина речки Гремячки развивается по ложбине протяженного Печищинского оврага, который и определяет морфологию русла рассматриваемого водотока. Речное русло однорукавное, слабоизвилистое, осложняется перекатами. Его ширина в верховье не превышает 0.6 м, в низовье – 2.5 м. Глубина русла небольшая – от 0.2 до 0.6 м.

В строении русла можно выделить плесы, перекаты и глайды. Плесы представляют собой относительно заглубленные участки, протяженностью от 5 до 20 м, где скорость течения воды составляет 0.22–0.24 м/с. Они отделяются друг от друга мелководьями или перекатами, скорость их течения возрастает до 0.33 м/с. В верховье и низовье речной долины отмечаются протяженные прямолинейные участки русла – глайды. Дно долины речки Гремячки сложено аллювиальными отложениями, мощность и состав которых определяются глубиной русла и скоростью течения воды. На плесах отлагается преимущественно тонкодисперсный, глинисто-алевритовый терригенный материал, на перекатах – более грубообломочный, песчано-дресвяный с примесью щебня. Среди обломочного материала руслового аллювия встречаются многочисленные раковины моллюсков. В верховьях речки преобладают раковины двустворчатых моллюсков и остракод, в низовьях – прудовики. Русловой аллювий залегает на частично денудированных коренных породах казанского яруса средней перми (P₂ks), представленных плотными, пелитоморфными доломитами.

Стенки речной долины Гремячки у русла крутые, постепенно выполаживающиеся в сторону водороздела. Левый берег полностью сложен светло-серыми, пелитоморфными доломитами казанского яруса, правый – в нижней части сложен аналогичными плотными доломитами (P₂ks), в верхней – красноцветными глинами и загипсованными доломитовыми мергелями уржумского яруса средней перми (P₂ur). Коренные породы с поверхности перекрыты четвертичными отложениями, представленными темно-бурыми суглинками. В верховьях речной долины суглинки практически полностью покрывают коренные породы, в результате чего здесь сформировалось топкое дно и заболоченный участок, в низовьях суглинки покрывают только склоны, дно русла плотное, каменистое. На водоразделах четвертичные отложения распаханы, заняты под посевные площади.

Линия водоразделов Печищинского оврага, в тальвеге которого развивается речная долина, оконтуривает площадь водосборного бассейна речки Гремячки. Она составляет около 30 км². Водосборный бассейн представляет собой обособленную гидрогеологическую систему, в которой выделяются водосборная площадь, область

транзита и область разгрузки. Область водосбора совпадает с линиями водоразделов Печищенского оврага. Область транзита прослеживается по склонам оврага от водоразделов до долины речки Гремячки. Области разгрузки фиксируются в бортах речных долин в виде рассеянных и сосредоточенных выходов подземных вод. В верховьях речной долины выходы подземных вод преимущественно рассеянные, отмечаются в виде мочажин. Сам исток речки представляет собой нисходящий родник в левом борту Печищенского оврага с дебетом около 1.5 л/с. Ниже по течению, в левом борту оврага, вскрываются еще три родника, один из которых каптирован в виде бревенчатой церквушки, из которой выведена труба водосборника. Дебет каптированного родника составляет около 5 л/с. В нижних частях речной долины выходы родников с дебетом 2–3 л/с отмечаются уже в правом борту Печищенского оврага. Воды по происхождению инфильтрационные, по условиям залегания грунтовые. Водоносный горизонт приурочен к выветрелой, трещиноватой поверхности коренных пород среднепермского возраста. Водоупором служат плотные, неветрелые доломиты казанского яруса. Изучение состава воды родников и речки Гремячки показало, что все они являются слабощелочными, пресными, обладают средней жесткостью (таблица).

Химический состав подземных и поверхностных вод долины речки Гремячки

Измеряемые показатели	Место отбора и № пробы. Нумерация от верховья к устью					
	Ручей, № 1	Родник, № 2	Ручей, № 3	Ручей, № 4	Родник, № 5	Ручей, № 6
HCO ₃ ⁻ , мг/л	353.916	323.406	323.406	366.120	372.222	360.018
SO ₄ ²⁻ , мг/л	13.861	79.132	11.584	11.420	9.346	11.797
Cl ⁻ , мг/л	15.203	11.856	14.291	14.026	8.534	15.937
NO ₂ , мг/л	0.046	0.038	0.049	0.059	0.087	0.118
NO ₃ , мг/л	3.971	26.755	3.323	3.239	3.896	2.229
F, мг/л	0.174	0.286	0.164	0.169	0.192	0.166
P ₂ O ₅ ⁻ , мг/л	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca ²⁺ , мг/л	67.821	91.542	72.546	82.282	82.389	87.833
Mg ²⁺ , мг/л	11.018	18.106	12.897	13.082	13.244	13.681
Na ⁺ , мг/л	3.918	8.754	4.319	3.892	3.369	4.045
K ⁺ , мг/л	0.022	0.047	0.027	0.047	0.126	0.050
NH ₄ , мг/л	0.002	0.0	0.0	0.0	0.004	0.0
Li, мг/л	0.004	0.0003	0.001	0.004	0.004	0.001
Минерализация, мг/л	586.90	599.68	435.47	435.47	435.47	435.47
Общ. жестк., мг*эquiv/л	6.88	6.81	5.29	5.29	5.29	5.29
pH	7.83	7.18	7.88	7.30	7.50	7.75

По химическому составу воды речки (ручей № 1, 3, 4, 6) и родников правого борта Печищенского оврага (родник № 5) гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. Воды родников левого борта Печищенского оврага по составу сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, обогащены соединениями азота (родник № 2). Различия в составе родниковых вод левого и правого бортов Печищенского оврага обусловлены, с одной стороны, минеральным составом коренных пород, с другой – более интенсивной сельскохозяйственной деятельностью на левой стороне оврага.

Литература

1. Геология Приказанского района: путеводитель по полигонам учебных геологических практик / Под ред. А.И. Шевелева. Казань: ЗАО «Новое знание», 2007. 207 с.

АНТРОПОГЕННОЕ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕВЕРА КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА В САРМАТ-ПОНТ-МЭОТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Пономарев А.Д.

Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, ponomor.tema@mail.ru

Началу широкого использования подземных вод на севере Крымского полуострова послужило активное развитие сельского хозяйства. Ввиду того, что на данной территории отсутствуют крупные водотоки с достаточным расходом поверхностных вод для использования их в мелиоративных работах, в этих целях были использованы подземные воды сармат-понт-мэотических отложений. Для мелиорации данной территории началась закладка Северо-Крымского канала (СКК).

После пуска СКК количество водозаборных скважин только росло. Началось активное орошение земель в Краснопереконском районе Республики Крым, в результате которого было создано множество гектаров затопляемых рисовых чеков, не говоря уже о тысячах гектаров земли, которая ранее не подвергалась мелиоративному воздействию. После введения в строй СКК до 85 % воды, которая использовалась для орошения земель, поступало по каналу, что оказывало большое влияние как на гидродинамическую, так и на гидрогеохимическую обстановку различных водоносных горизонтов.

Активное орошение, несомненно, повлияло на формирование химического состава подземных вод. С начала XX в. началось активное бурение скважин для водоснабжения населения и орошения территорий. Спровоцировано быстрое падение пьезометрических уровней, за год падение достигало 1.5 м.

Из-за обильного орошения происходило вымывание сульфатных солей из четвертичных и неогеновых суглинков в основной водоносный горизонт, в результате чего повышалась минерализация эксплуатируемого водоносного горизонта, а с учетом ежегодного падения пьезометрических уровней еще и засоление за счет интрузий со стороны о. Сиваш морскими водами с Черного моря и водами вышележащих и нижележащих горизонтов.

В настоящий момент сложно судить о химическом составе подземных вод серравальско-мессинского водоносного горизонта из-за отсутствия новых данных глубинного бурения, а следовательно, и химического состава подземных вод. По имеющимся архивным данным геологического строения данной территории можно говорить о том, что за счет того, что сармат-понт-мэотические отложения несогласно лежат на подстилающих их средне- и нижнемиоценовых отложениях, между ними возможно распространение довольно большого количества литологических окон, через которые происходит переток из нижележащих водоносных горизонтов. В свою очередь, отложения миоцена имеют очень тесную гидравлическую связь с мел-палеогеновым водоносным комплексом, который имеет минерализацию свыше 30 г/л в осевых частях и более 60 г/л в наиболее погруженных. За счет этого происходит смешение вод различного химического состава и минерализации.

Ввиду того, что в районе работ происходит падение слоев на север, образовалась зона весьма затрудненного водообмена, в результате чего, за счет дифференциации, происходит скапливание соленых вод серравальско-мессинского горизонта. Впоследствии, как за счет незаконного бурения скважин, так и за счет

беспрепятственного самоизлива происходит «подсос» нижележащих соленых вод, в результате чего увеличивается ореол распространения соленых вод в верхней части разреза.

Посредством работы крупных химических предприятий возможно загрязнение основного водоносного горизонта за счет перетока из водоемов-накопителей. По архивным материалам были зафиксированы единичные превышения значения ПДК по содержанию тяжелых металлов. В основном загрязнению подвержены вышележащие водоносные горизонты, но за счет того, что в разрезе могут находиться литологические окна, а затрубное пространство имеет трещины, вполне вероятно, что будет происходить переток загрязненной воды в понт-мэотические отложения. Загрязнения имеют локальное и хаотическое распространение. Зафиксированные превышения ПДК при последующих анализах не подтверждались, что может указывать на ошибку лаборатории или ошибку при отборе проб.

При проведении работ летом 2017 г. образцы, отобранные на масс-спектральный и атомно-эмиссионный анализ, показали, что в скважине ХХХ (с. Уткино, самоизливающаяся) имеется превышение ПДК брома (Br) – 0.973 мг (0.2), а по скважине УУУ (с. Надеждино, самоизливающаяся) превышение наблюдается по: Li – 0.0761 мг (0.03), Na – 3155 мг (200), Mg – 291 мг (50), Br – 18.4 мг (0.2) [3].

По химическому составу преобладают хлоридно-сульфатные магниевые-кальциевые и гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-натриево-кальциевые воды.

Архивные данные о химическом составе подземных вод на исследуемом участке показывают, что существует тенденция к ухудшению их качества. Это выражается в постоянном увеличении минерализации на водозаборных сооружениях, эксплуатирующих понт-мэотический водоносный горизонт.

В связи с интенсивным водоотбором фронт соленых вод в течение последних десятилетий продвигается с севера на юг [2].

На сегодня по многим водозаборам, как одиночным, так и групповым, наблюдаются повышенные значения минерализации. Так, на Воронцовском водозаборе в результате водоотбора минерализация за последние 50 лет выросла в шесть раз и продолжает расти.

Литература

1. *Оценка эксплуатационных запасов подземных вод на Исходненском водозаборе по данным существующего водоотбора для водоснабжения г. Армянска и КГПО «Титан».* Симферополь: ГГП «Крымгеология» Крымская комплексная геологоразведочная партия, 1999. 206 с.
2. *Ришес Е.А., Абашина С.П. и др.* К гидрогеологической карте СССР масштаба 1:500 000 листов Л-36-Б, В, Г и Л-37 В (Крым). Т. 1 Пояснительная записка. Симферополь: Министерство геологии УССР трест «Днепргеология» Крымская комплексная геологоразведочная экспедиция, 1968. С. 139.
3. *ФГБУ «ВИМС», Аналитический сертификационный испытательный центр, Аналитический отдел, Протоколы испытаний химического состава № 9400-ХА-ГСГ/12st01-11 и № 9400-ХА-ГСГ/12st01-09.*

КОРРЕЛЯЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ СТРАТОНОВ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ И ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ВАРИАЦИЯМ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА В СЛОЯХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Руднева Н.А.¹, Хассан А.², Аль Хамуд А.², Чувашова И.С.^{1,2}, Титова Л.А.³,
Усольцева М.В.³

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, rudneva@crust.irk.ru

² Иркутский государственный университет, Иркутск

³ Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

Для выявления характера временных вариаций химического состава осадочных отложений джилиндинской свиты, хойготской и береинской толщ Витимского плоскогорья использован керн поисковых скв. 8182 (западная часть Хойготской стволочной палеодолины) и скв. 7193 (южный склон восточной части этой же палеодолины).

В керне скв. 8182 различаются три осадочно-вулканогенных пакета. Нижний пакет (интервал 129.0–165.0 м) представлен алевролитом и среднезернистыми песками. Его подстилают мезозойские измененные плагиофировые базальты. Средний пакет (интервал 42.0–129.0 м) сложен в нижней части разнообломочными породами, в верхней – алевролитами и песчаниками. На глубине 102.0–110.0 м находятся базаниты. Верхний пакет слагают чередующиеся алевропесчаники и базальты. Общая мощность вскрытого разреза 175.0 м.

Скв. 7193 вскрыто два пакета вулканогенно-осадочной толщи. Нижний пакет (интервал глубин 160.0–142.0 м) представлен в основном светлыми, зеленоватыми и белесыми алевропесчаниками (149.0 м) с алевритовым прослоем (147.8 м) и прослоем, обогащенным органическим материалом (151.5 м). Верхний пакет (интервал глубин 119.5–111.0 м.) сложен полосчатым и однородным охристым песчаником (глубины 119.5–112.7 м) с лимонитовым прослоем мощностью до 3 м (глубины 113.0–116.0 м). В верхней части пакета (глубины 111.0–112.5 м) находятся полосчатые зеленовато-серые алевролиты. Нижний пакет залегает на крупнозернистых диоритах, измененных процессами выветривания, и отделен от верхнего прослоем базальтов мощностью 22.5 м. Верхний пакет перекрыт толщей базальтов мощностью 110.0 м. Общая мощность вскрытого разреза составляет 177.0 м.

Два нижних пакета скв. 8182 характеризуют средневерхнемиоценовые слои джилиндинской свиты. Базаниты среднего пакета сопоставляются с подобными по составу породами из разреза оз. Мухал с К–Аг-датировками 13–12 млн лет. Верхняя пачка скв. 8182 имеет признаки перехода от миоценовых слоев к плиоценовым. Базальты верхнего пакета подобны по составу породам с К–Аг-датировкой 4.4 млн лет, венчающим разрез р. Сириникта [1]. Красноцветы скв. 7193 представляют плиоцен-эоплейстоценовую часть разреза (хойготскую и береинскую толщ) [2].

В Тункинской впадине скважиной Тунка–13 вскрыт разрез в районе с. Никольское. В нем различаются отложения трех стратонов: танхойской свиты, ановской свиты и перекрывающих четвертичных отложений. Нижняя часть разреза танхойской свиты представлена аллювиальными отложениями, верхняя – озерными. В составе ановской свиты находятся аллювиальные отложения.

Для характеристики разновозрастных отложений показательны вариации индекса химического выветривания (Chemical Index of Alteration, CIA = $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) и окисленности железа, выраженной отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$. В скв. 8182 осадочные отложения пакета 3 характеризуются значениями CIA

62.0–72.0. В отложениях пакета 2 этот показатель находится в основном в интервале 79.0–86.0. В единственном образце из средней части пакета 2 (глубина 86.0 м) значение снижено до 74.0. В образцах из верхней части этого пакета (глубина 43.0–49.0 м) интервал значений CIA = 67.0–80.0 перекрывается с преобладающими значениями пакетов 2 и 3 и рассматривается как переходный между этими пакетами. В отложениях джиллиндинской свиты отношения Fe_2O_3/FeO меняются в интервале от 0.06 до 1.60. На глубине 50.0 м определено повышенное значение этого показателя: 2.82. Для отложений хойготской и береинской толщ скв. 7193 характерны высокие отношения Fe_2O_3/FeO (5.91–72.45). Пониженные значения этого параметра определены в обр. 7193/150.5 – 2.41, в обр. 7193/147.8 – 2.64 при повышении значений CIA от 80.72 до 94.29.

По вариациям химического индекса выветривания и окисленности железа в разрезе скв. Тунка–13 выделяется десять пакетов. Восемь нижних пакетов (интервал 7.2–86.5 м) относятся к танхойской свите миоцена – нижнего плиоцена, девятый пакет (интервал 2.7–6.6 м) – к ановской (охристой) свите верхнего плиоцена – эоплейстоцена, десятый пакет (интервал <2.4 м) – к осадочным образованиям плейстоцена – голоцена. Отложения ановской свиты, представленные пакетом 8, резко отличаются от отложений пакета 7, венчающего танхойскую свиту, по возрастанию Fe_2O_3/FeO от интервала 0.5–1.7 до интервала 3.0–12.6. В четвертичных осадках (пакет 9) Fe_2O_3/FeO снижается до интервала 1.8–4.2.

В нижней (аллювиальной) толще танхойской свиты (пакеты 1–4) наблюдаются крупноамплитудные колебания CIA от интервала значений 54.0–59.0 в пакете 1, сопоставимых со значениями этого параметра в четвертичных отложениях, до интервала 79.0–82.0 в пакете 2, сопоставимого со значениями этого параметра в верхней толще танхойской свиты. В верхней (озерной) толще снизу вверх по разрезу значения CIA плавно снижаются с малоамплитудными колебаниями (в предельных значениях) от интервала 75.0–85.0 до интервала 68.0–77.0 (на глубине 20.0 м), а затем повышаются до интервала 70.0–78.0. На фоне преобладающей низкой окисленности железа ($Fe_2O_3/FeO = 0.5–1.7$) в отложениях танхойской свиты окисленность несколько возрастает в пакетах 2 и 6 (Fe_2O_3/FeO повышается до 4.4). Аномальный состав пакета 2 выражен в высоких значениях CIA (79.0–82.0). Пакет 6 также характеризуется его повышенными значениями (74.0–79.0).

В целом по вариациям CIA и Fe_2O_3/FeO осадочные отложения Витимского плоскогорья сопоставляются с одновозрастными отложениями Тункинской впадины. Ключевое значение имеет переход от сероцветных отложений танхойской и джиллиндинской свит к красноцветным отложениям ановской свиты и хойготской, береинской толщ. Этот переход выражается в резком возрастании отношения Fe_2O_3/FeO .

Работа выполнена по проектам Института земной коры СО РАН № 0346-2016-0005 и Лимнологического института СО РАН № 0345-2016-001 с частичной поддержкой грантом РФФИ № 18-35-00417 мол_а. Авторы благодарят проф. С.В. Рассказова за участие в работе и консультации.

Литература

1. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.
2. Чувашова И.С., Саранина Е.В., Ясныгина Т.А. и др. Признаки аридизации климата в переходных слоях миоцена – плиоцена Витимского плоскогорья // Строение литосферы и геодинамика: Матлы XXIII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. С. 204–205.

ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ НА ФАЗОВЫЕ ОТНОШЕНИЯ В ГРАНИТНОЙ СИСТЕМЕ И ПОВЕДЕНИЕ В НЕЙ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Русак А.А., Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О., Котельников А.Р., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
aleks7975@yandex.ru

Поведение редкоземельных элементов в гранитной агпайтовой системе Si-Al-Na-K-Li-F-O-H зависит от температуры, давления и содержания водного флюида. Проведена серия экспериментов с предельным содержанием фтора при температуре от 600 до 800 °С, давлении 1 и 2 кбар и содержанием воды до 50 мас. %. Состав твердой шихты для опытов задавался, исходя из состава алюмосиликатного расплава с разными соотношениями Si, Al, Na+K+Li и фторидной солевой фазы (криолита) в количестве, достаточном для насыщения ею алюмосиликатного расплава. Исходный состав силикатного расплава отвечал гранитной эвтектике системы кварц-альбит-ортоклаз при 690 °С, 1 кбар H₂O, 1 мас. % F [1] и содержал 1 мас. % Li. Эксперименты проводились на установке высокого газового давления (УГВД) в Институте экспериментальной минералогии РАН с выдержкой 6 суток. Продукты эксперимента исследовались на сканирующем электронном микроскопе Superprobe JSM-6480LV (Япония) с энергодисперсионным INCA Energy-350 и кристалл-дифракционным INCA Wave-500 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания) спектрометром и на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JXA-8230 в лаборатории локальных методов исследований вещества МГУ. Полученные продукты опытов и флюид исследовались методом ICP MS в лаборатории кафедры геохимии МГУ.

В модельной гранитной системе при T=700 и 800 °С и P=1 и 2 кбар, независимо от содержаний введенной воды, равновесными фазами являются алюмосиликатный расплав (L), алюмофторидный солевой расплав (LF) и флюид (F1). Флюид наблюдался при вскрытии ампул при исходном содержании воды больше 10 мас. %. При T=600 °С и P=1 и 2 кбар фазовые отношения изменились: равновесными фазами являлись алюмосиликатный расплав (L), кварц (Qtz), алюмофторидный солевой расплав (LF) и (Li-K-Na) – криолитовая фаза, которая кристаллизовалась из солевого расплава (размер кристаллов криолита достиг 200 мкм). Солевой алюмофторидный расплав является остаточным расплавом, обогащенным щелочными и редкоземельными элементами. Остаточный расплав оставался в системе даже при невысоких содержаниях воды – 1–5 мас. %.

В результате проведенных экспериментов показано, что все редкоземельные элементы независимо от содержания воды в системе концентрируются в алюмофторидной солевой фазе, кроме скандия. У скандия коэффициенты разделения (LF/L) существенно ниже, чем у PЗЭ и Y, но все равно больше единицы, поэтому он наполовину входит в силикатный расплав и наполовину в алюмофторидный. Показано, что увеличение давления от 1 до 2 кбар при 700 и 800 °С вызывает уменьшение коэффициентов разделения PЗЭ между алюмофторидным и силикатным расплавами [2]. Увеличение концентрации воды в системе приводит к увеличению коэффициентов разделения редкоземельных элементов между солевым и алюмосиликатным расплавом (LF/L).

По данным ICP MS литий распределяется в пользу солевой алюмофторидной фазы с большими коэффициентами разделения, ведет себя подобно PЗЭ. Содержания

РЗЭ в алюмосиликатном расплаве больше чем на порядок превышают содержания во флюиде. В солевом расплаве содержания РЗЭ значительно превышают содержания этих элементов в силикатном расплаве и во флюиде.

Новым результатом наших исследований поведения редкоземельных элементов, иттрия, скандия и лития является существенное уменьшение коэффициентов разделения алюмофторидный/алюмосиликатный расплав при увеличении давления от 1000 до 2000 бар и температуре 700 и 800 °С и содержании воды от 2.5 до 50.0 мас. %. Также видна прямая зависимость коэффициентов разделения и содержания воды в системе: при увеличении концентрации воды увеличиваются $K_{RZ\text{Э}}^{(LF/L)}$.

В результате получения новых данных при более низких температурах показано, что солевая фаза, обогащенная редкоземельными элементами, остается в равновесии с силикатным расплавом вплоть до температуры 600 °С и давления 1 кбар. Из силикатного расплава начинает кристаллизоваться кварц, а из солевого – фаза LiNaK-криолита. Редкоземельные элементы при закалке солевого расплава образуют фториды состава LnF_3 или комплексные фториды с щелочными элементами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00859).

Литература

1. *Manning D.* The effect of Fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb // *Contrib. Mineral. Petr.* 1981. V. 76. P. 206–215.
2. *Shchekina T.I., Rusak A.A., Alferyeva Y.O., Gramenitskiy E.N., Kotelnikov A.R., Zinovieva N.G., Bychkov A.Yu.* Influence of pressure on distribution of Rare-Earth elements between phases in the granite system with the maximum Fluorine concentration // 16-th International Conference on «Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry», June 17–21, 2018. Abstract. Clermont-Ferrand, France, 2018. P.119.

МАГМАТИЧЕСКОЕ СМЕШЕНИЕ РАСПЛАВОВ (MIXING/MINGLING) НА ПРИМЕРЕ СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАШКЕСАН (АЗЕРБАЙДЖАН)

Садыхов Э.А.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, sadikhov.emin@gmail.ru

Дашкесанское скарновое Fe-Co месторождение расположено на северо-восточном склоне Малого Кавказа в Азербайджане. Интрузивные породы Дашкесана прорывают вмещающие нижнемеловые породы, представленные вулканогенно-осадочными (туффиты, туфопесчанники) и вулканогенными (андезиты, андезибазальты) породами, и оказывают на них контактовое метаморфическое воздействие, образуя обширные поля скарнов на контактах с оксфордскими известняками [1]. Массив Дашкесан многофазный: I фаза представлена габброидами, составляющими около 20 % объема массива; II фаза представлена гранитами и гранодиоритами и составляет около 70 % массива; III фаза представлена жильными гранитами и аплитами и занимает около 10 % объема массива. Дайки, пересекающие массив, обычно выделяют в составе дайкового комплекса.

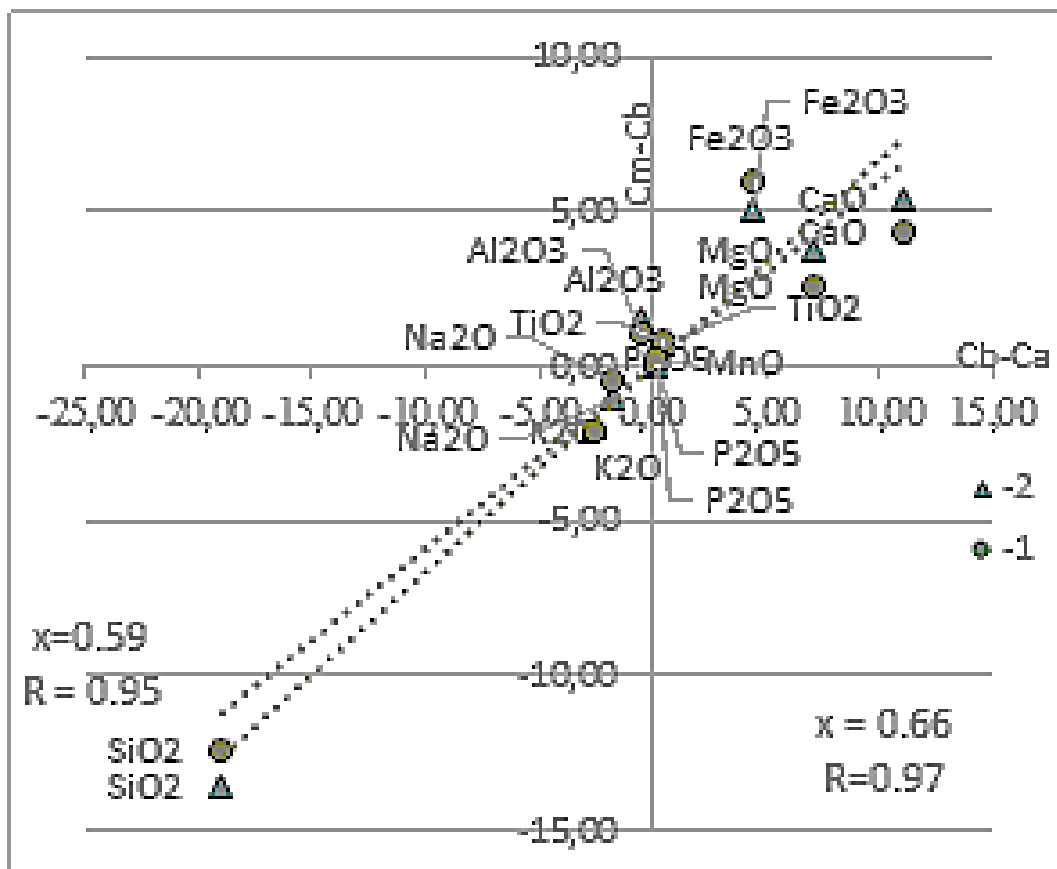
Отличительной минералогической чертой пород Дашкесана является присутствие признаков смешивания как минимум двух расплавов (mixing/mingling). На основании петролого-минералогического исследования можно сделать вывод, что помимо процесса кристаллической дифференциации имело место смешивание различных по составу магматических расплавов – более основного и более кислого. Вывод о смешении магматических расплавов помимо геологических наблюдений основывается также на следующих фактах: разнообразии минеральных ассоциаций, как породообразующих, так и акцессорных минералов; наблюдаемом разнообразии текстур и структур от гипидиоморфно-зернистой до такситовой, наличии многочисленных шлиров и кучевых скоплений темноцветных минералов; ассоциации пироксена и амфибола с калиевым полевым шпатом в габброидах и гранитоидах; в пироксене и амфиболе встречаются включения плагиоклаза, магнетита, апатита; прямой и обратной зональности кристаллов плагиоклаза и сложных законах их двойникования; появлении кварцевых «глазков», обрастающих пироксеном и амфиболом; широких фациальных переходах в пределах одних фаз; наблюдаемых многочисленных текстурных неоднородностях, которые в ряде случаев можно интерпретировать как ксенолиты, а в ряде случаев как кристаллизацию двух самостоятельных расплавов разной основности [3].

Скорее всего, гранитный расплав был достаточно мобильным для того, чтобы его внедрение привело к наблюдаемому относительно равномерному распределению ксенолитов и включений более основного состава по всему объему интрузии [1, 2]. Подавляющее большинство даже небольших ксенолитов из центральной части интрузии не имеют признаков подплавления и сохраняют состав и структуру исходных пород. Наличие изредка встречающихся в гранитоидах «теневых ксенолитов», указывающих на их практически полную гомогенизацию с расплавом, с одной стороны, может быть обусловлено достаточной длительностью их взаимодействия с расплавом, а с другой – позволяет рассматривать эти текстурные неоднородности не как ксенолиты, а как включения более основного расплава.

Модель смешения геохимического взаимодействия протестирована на основе миксинг теста (mixing test) [4]. Если А – кислая, а В – основная магма, то содержание С каждого элемента *i* в любом смешанном расплаве М должно соответствовать уравнению:

$$C_iM = xC_iA + (1-x) C_iB \text{ или } C_iM - C_iA = x(C_iB - C_iA), \quad (1)$$

где x ($0 < x < 1$) – это доля основной магмы в смешанном расплаве M . Для получения гибридной магмы необходимо смешать два крайних ее члена, соответствующих наименее и наиболее дифференцированным разностям. В качестве образца основной магмы B был выбран образец, представляющий наименее дифференцированное габбро (обр. 47), а в качестве образца кислой A – наиболее дифференцированный образец гранита (обр. 33). Результатом решения уравнения является прямая в координатах C_b - C_a , C_m - C_b , где наклон кривой определяет долю основной магмы при формировании как конечного, так и всех промежуточных составов гибридных пород. На рисунке для примера показана модель смешения для двух образцов: габбро-диорита (обр. 19) и диорита (обр. 9). Хорошая линейная корреляция ($R=0.95-0.97$) указывает на справедливость модели. При этом формирование габбро-диорита происходило за счет смешения ~65 % основной магмы и 35 % кислой магмы, а диорита – ~60 % основной магмы и 40 % кислой магмы соответственно.



«Миксинг тест» [4] для петрогенных элементов диорита (1) обр. 9 и габбро-диорита (2) обр. 19 с линейными трендами. При расчете использовались значения C_a =обр. 33 (гранит), C_b =обр. 47 (габбро). x – объемное содержание мафического компонента, R – коэффициент корреляции.

Для всех образцов ($n=36$) получены положительные коэффициенты корреляции ($R=0.75-0.97$). Полученные результаты отражают высокую вероятность правильности модели смешения двух расплавов, составы которых соответствуют составам выбранных образцов. Габброиды Дашкесана могли формироваться в результате смешения 65–95 % (75 % в среднем) основной магмы и 5–35 % гранитной магмы. При формировании кварцевых диоритов и гранодиоритов доля базальтовой магмы составляла 40–70 % (60 % в среднем), а гранитоидов – около 15 %.

Литература

1. *Кашкай М.А.* Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М., 1965. 888 с.
2. *Шипулин Ф.К.* Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). Л.: Наука, 1989. 216 с.
3. *Enclaves and granite petrology.* Elsevier, 1991. 601 p.
4. *Fourcade S., Allegre C.J.* Trace elements behavior in granite genesis: A case study The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France) // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1981. 76 (2). P. 177–195.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФИДОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕДАБЕК (АЗЕРБАЙДЖАН)

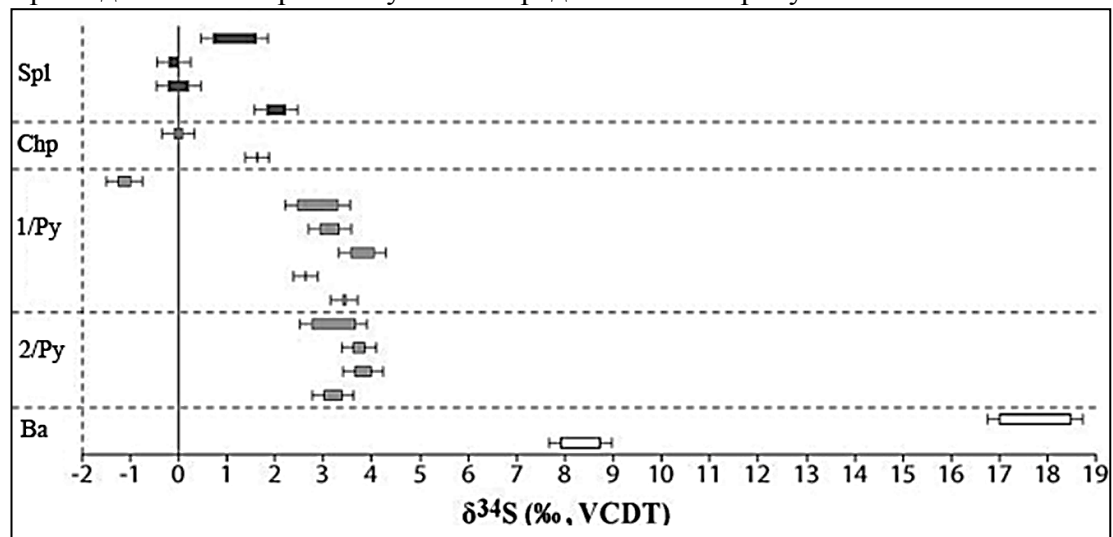
Садыхов Э.А.¹, Велиев А.А.², Байрамов А.А.², Мамедов С.М.², Ибрагимов Д.Р.²

¹ Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, sadikhov.emin@gmail.com

² Azerbaijan International Mining Company Limited, Baku, Azerbaijan

Гедабекский (Кедабекский) мезозойский интрузив является крупным медно-порфировым и Au-Ag эпитермальным месторождением в Азербайджанской Республике и на сегодня считается одним из главных разрабатываемых месторождений вышеуказанного парагенезиса в регионе. Интрузив имеет удлиненную штокообразную форму и вытянут в субширотном направлении согласно осям складок вмещающих пород. Вмещающими породами являются среднеюрские эффузивно-пирокластические образования, а также верхнеюрские терригенно-осадочные породы, которые на контактах часто скарнированы или ороговикованы [1]. Породы ранних фаз Гедабека представлены габбро и габбро-диоритами, а поздних – диоритами – кварцевыми диоритами. Породы первой фазы образуют тело в центральной части массива, а диориты второй фазы локализованы по периферии массива. Оруденение приурочено к контакту байосских-батских андезитовых туфов и кварцевых диоритов и представлено пиритом, халькопиритом, борнитом, баритом, сфалеритом, пирротинном серебром и золотом. Так же широко наблюдаются адуляр-серецитовые гидротермальные изменения, пропилитизация и березитизация.

В целях определения физико-химических условий минералообразования и источника серы в Гедабеке проанализированы изотопы серы главных рудных минералов – сфалерит, пирит, халькопирит и барит. Данные по изотопам серы получены для 18 сульфидов и 2 сульфатов из 13 различных минерализованных образцов из открытого карьера Гедабек и из керна. Результаты представлены на рисунке.



Состав изотопов серы минералов из Гедабекского месторождения, рассчитанный на стандарт троилита метеорита Каньона Дьябло (VCDT).

Spl – сфалерит; Chp – халькопирит; 1/Py – пирит; 2/Py – пирит; Ba – барит.

Два барита дают разные значения. Изотопно-легкий барит ($7.9 < \delta^{34}\text{S} < 8.7 \text{ ‰}$) образует крупные кристаллы, пространственно связан с пиритом и халькопиритом, был опробован с бурового керна на соответствующей глубине ~ 80 м. В изотопном отношении более тяжелый барит ($17.0 < \delta^{34}\text{S} < 18.5 \text{ ‰}$) представляет собой мелкозернистый агрегат барита, связанный с мелковкрапленным пиритом и сфалеритом, и был опробован на поверхности.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ большинства анализируемых пиритов лежат в узком диапазоне ($2.5 < \delta^{34}\text{S} < 4.0 \text{ ‰}$). Эти пириты в основном относятся к кварц-адуляр-пиритовой стадии, а два из них связаны с халькопиритом и Fe-богатым сфалеритом из халькопирит-сфалеритовой стадии. Анализ сфалерита и халькопирита указывает на узкий диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$, аналогичный значениям пирита ($-0.2 < \delta^{34}\text{S} < 2.2 \text{ ‰}$). Только один анализ пирита дает более низкое значение ($-1.2 < \delta^{34}\text{S} < -1.0 \text{ ‰}$) и находится в равновесии с Fe-обедненным сфалеритом из стадии халькопирита-сфалерита.

Предполагается, что гидролиз SO_2 является основным механизмом образования, как сульфидов, так и сульфатов в медно-порфировых и эпitherмальных месторождениях [3]. Реакция гидролиза протекает при температуре ниже $\sim 350 \text{ }^\circ\text{C}$ и при охлаждении богатого SO_2 флюида приводит к образованию H_2S с более легким изотопом S и SO_4 с более тяжелым изотопом S. С уменьшением температуры реакция гидролиза сдвигается вправо [4]:



Это явление объясняет разрыв значений $\delta^{34}\text{S}$ между сульфидами и сульфатами, который является диагностическим признаком продукта гидролиза. Кроме того, эволюция от меньшего фракционирования на глубине к более высокому фракционированию на поверхности со слегка меняющимися значениями $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов характерна для эволюции «пути восстановления» [2].

Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита указывают на то, что как вкрапленный, так и полумассивные пириты сформированы из одного и того же раствора, включая пирит в равновесии с Fe-богатыми сфалеритами из халькопирит-сфалеритовой стадии. Возникновение пирроотиновых включений на кварц-адуляр-пиритовой стадии и в крупных халькопиритах, находящихся в равновесии с Fe-богатыми сфалеритами из стадии халькопирита-сфалерита, также указывает на восстановительную систему [3], поэтому все проанализированные сульфиды (за исключением пирита в равновесии со сфалеритами с низким содержанием железа) можно считать сформированными в системе, где комплекс гидросульфида является доминирующим видом серы во флюиде. Средние $\delta^{34}\text{S}$ значения сульфидов показывают, что $\delta^{34}\text{S}$ H_2S раствора составляет около $+2... +3 \text{ ‰}$, что согласуется с серой, полученной из магматического источника, или флюида либо путем растворения магматических сульфидов [4].

Литература

1. Керимов Г.И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного угла. Баку: Изд-во АН. Азерб. ССР, 1963. 288 с.
2. Rye R.O. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: the stable isotope perspective // *Economic Geology*, 1993. 88. P. 733–753.
3. Ohmoto H., Goldhaber M.B. Sulfur and carbon isotopes // *Geochemistry of hydrothermal deposits*, 3rd edn. // J. Wiley & Sons. New York, 1997. Pp. 509–567.
4. Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // *Geochemistry of hydrothermal deposits*, 2nd edn. // J. Wiley & Sons. New York, 1979. P. 461–560.

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

Сатановский К.К., Багаева А.А., Салтанов В.А., Борисенков К.В., Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К.

Геологический институт РАН, Москва, k.s.k.7991@mail.ru

В Таймырской складчатой области выделяют три тектонические 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 [2]. Коллизия привела к формированию орогена и накоплению синорогенных отложений (средний карбон – пермь) на территории Южного Таймыра.

На данный момент на Таймыре ведется среднemasштабная полистная геологическая съемка 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. Высказано предположение, что этот комплекс подстилает всю Центрально-Таймырскую зону. Три образца метаморфических пород отобраны А.А. Багаевой в 2018 г. и переданы для выделения и датирования циркона К.К. Сатановскому.

Одна проба взята из полевошпатовых кварцитов октябрьской толщи (которую мы сейчас датируем 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 закартированы как октябрьская толща, позднее – как неопротерозойский метаосадочный комплекс становской серии [3]. Изучение морфологии и структуры цирконов, а также датирование их методом LA ICPMS позволят решить этот вопрос.

Второй участок ГГС-200 расположен на западе Северо-Таймырской зоны (Ленивенская площадь), и в 2018 г. К.К. Сатановский принимал участие в этих работах. Участок интересен тем, что на нем, кроме типичного для этой зоны флишоида, обнажены разнообразные вулканы 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.

Исследование представленных материалов продолжается. Осуществление датирования цирконов и обсчет полученных данных – в процессе обработки.

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

Литература

1. *Беззубцев В.В., Залылеев Р.Ш., Сакович А.Б.* Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500000. 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.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). Объяснительная записка / Под ред. А.А. Макарьева, Е.М. Макарьевой / СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 472 с.

СОВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО СОСТОЯНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ В ДОЛИНЕ РЕКИ СЕНЦА

Светлаков А.А., Козырева Е.А., Алексеев С.В.

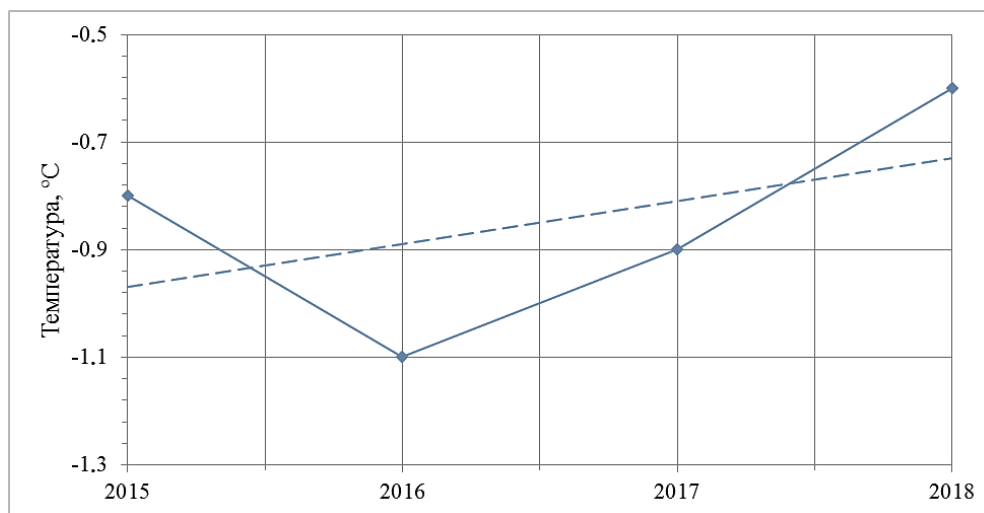
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, sir.swetlackov@yandex.ru

Долина р. Сенца расположена в пределах Окинского плоскогорья в восточной части Восточного Саяна. Данная территория в геокриологическом отношении относится к области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов. Мощность многолетнемерзлых пород варьируется от 140 до 200 м, а среднегодовая температура мерзлых грунтов изменяется в пределах $-3 \dots -8.5$ °С [1].

Климат района резко континентальный, среднегодовая температура воздуха изменяется от -2.7 до -6.4 °С. Но даже с учетом отрицательного градиента температуры в пределах Окинского плоскогорья отмечается положительный тренд в температуре атмосферного воздуха. Так, за последние 50 лет приrost в температуре воздуха составил 0.017 °С/год [2].

При анализе данных установлено, что температура атмосферного воздуха в пределах исследуемого участка имеет отрицательный среднегодовой градиент, варьирующийся от -1.5 до -1.8 °С. Годовая амплитуда колебаний изменяется от 22.8 до -39.1 °С, что в совокупности со среднегодовой температурой является природным фактором, способствующим сохранению многолетнемерзлых грунтов на данной территории. Многолетнемерзлые грунты отличаются устойчивыми отрицательными температурами. Ниже глубины годовых нулевых теплооборотов, на отметке 19.5 м температура с 2016 по 2018 г. оставалась стабильной и составляла -1.0 °С, что отличается от данных, приведенных ранее по региону.

В зимний период мощность снежного покрова не превышает 0.1 м, а растительный покров в летний период скуден, поэтому реакция геологической среды на изменение температурных условий происходит без задержек. Диапазон температурных колебаний на глубине 0.1 м изменяется от 14.9 до -26.8 °С. Среднегодовая температура грунтов приповерхностного слоя имеет отрицательный градиент и соответствует данным температуры атмосферного воздуха.



Среднегодовая температура грунтов на глубине 1 м.

Протаивание многолетнемерзлых грунтов на участке зафиксировано с середины апреля после установления положительных среднесуточных температур воздуха. Мерзлые грунты протаивают вплоть до ноября. Протаивание грунтов на глубине 1 м происходит в конце июня, максимальное повышение температуры на данной глубине приходится на август и составляет 2.9 °С. Промерзание грунтов начинается в ноябре, пик минимальной температуры составляет –3.7 °С и отмечается в феврале.

За весь период исследований многолетнемерзлых грунтов в долине р. Сенца с 2015 по 2018 г. среднегодовая температура на глубине 1 м имеет положительный тренд (рисунок), который варьируется в пределах от –0.6 до –1.1 °С. Положительно направленный тренд температуры грунтов указывает на современное изменение климата. При сохранении современного тренда температуры воздуха произойдет изменение термодинамических условий в грунтовой толще, и на глубине 1 м создаются условия для образования таликовых участков, что приведет к последующей деградации многолетнемерзлых грунтов.

Литература

1. *Гидрогеология СССР*. Т. XXII. Бурятская АССР. М.: Недра, 1970. 32 с.
2. <http://gis.ncdc.noaa.gov/map>.

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАК ДИАГНОСТИЧЕСКИЙ ПРИЗНАК ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧОРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА АНГАРО-ЛЕНСКОГО ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНА

Сентякова Н.С.

АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», Новосибирск, nssentyakova90@mail.ru

Фациальными реконструкциями терригенных отложений на территории Ангаро-Ленской ступени в разные годы занимались Н.В. Мельников, Е.М. Хабаров, Л.С. Чернова [1–3] и др. Многими исследователями установлено, что в районе Ковыктинского газоконденсатного месторождения (КГКМ) отложения чорской свиты формировались в пределах обширной аллювиальной дельтовой равнины.

Задачей исследования было подтверждение ранее установленных обстановок осадконакопления исследуемых отложений с их дополнительной детализацией на основе текстурно-структурного анализа.

Фактическим материалом для данной работы послужил керновый материал скважин Ковыктинского ГКМ, пробуренных в последние годы (2010–2016 гг).

Интерпретация текстур и структур базировалась на подходах, изложенных в работах Л.Н. Ботвинкиной, Г.Э. Рейнека, Р.Ч. Селли, Э. Хеллема, A.D. Miall.

Тектурные-структурные характеристики основных фациальных типов.

Аллювиальный комплекс. Фации ветвящихся русел гравийно-галечных рек базальных горизонтов венда. Осадки представлены песчано-гравийно-галечными конгломератами с неясно-слоистой текстурой. Матрикс породы представлен плохо сортированным песчано-гравийным материалом с гальками размером от 1 до 3 см. Гальки полуокатанные, не ориентированные по слоистости. Гравийный и песчаный материал неокатанный и полуокатанный. В составе пород – обломки кварца, полевого шпата, кварцитов, микрокварцитов, сланцев, кремнистых пород.

Фации русел ветвящихся и извилистых песчано-гравийных рек. Осадки представлены кремнекластово-кварцевыми песчаниками с косой (угол 30°) слоистостью, обусловленной четко и нечетко выраженными градационными микроциклами (толщиной 0.5–7.0 см, реже до 15 см): подошвенные части микроциклов гравийно-песчаные (средне- и крупнозернистые) с минимальным количеством глинистого цемента (первичные поры выполнены карбонатом), кровельные части песчаные мелко- и среднезернистые с большим количеством глинистого материала.

Фации русел находятся в ассоциации с поймами и прирусловыми отмелями, представленными мелкозернистыми алевритистыми глинистыми песчаниками тонко-субгоризонтально-, прерывисто-, крупноамплитудно-косо-волнисто-асимметрично-слоистыми, неправильно-линзовидными, флазерными, часто по поверхностям наслоения со знаками волновой ряби, иногда со знаками течений и струй. Слоистость обусловлена комбинацией светлых линз алеврито-песчаного состава и тонких темных, часто прерывистых, глинистых слойков, прожилков и песчаных слойков, в разной степени обогащенных глинисто-железистым и глинисто-органическим веществом.

Приливно-отливное побережье. Фации приливно-отливных иловых равнин представлены алеврито-глинистыми и песчано-алевритовыми осадками со слабо-волнистой, мелколинзовидной слоистостью, со знаками волновой ряби и флазерной слоистостью. В породах отмечаются «двойные» слойки, свидетельствующие о действии приливно-отливных течений. Послойно видны трещины усыхания, просачивания осадка,

участки гематитизации, указывающие на периоды кратковременного осушения во время отливов.

В фации иловой приливно-отливной равнины развиты разномасштабные фации песчаных и гравийно-песчаных *каналов течений*.

Мелкие каналы течений (толщиной до 5–10 см) имеют эрозионные врезы плохо сортированного песчаного, крупнопесчаного, иногда гравийно-песчаного материала, преимущественно кварцевого состава.

Крупные каналы приливно-отливных течений (толщиной до 2 м), представленные сортированными средне- и мелкозернистыми песчаниками, характеризующиеся косой однонаправленной градационной тонкой слоистостью (угол 25°), подчеркиваемой нитевидными глинистыми слоями зеленого или темно-серого цвета. Косые серии (толщиной 15–35 см) разделяются горизонтальными сериями (толщиной 5 см). Выделяются полные и неполные градационные циклы: в подошвенной части – грубозернистые косослоистые с эрозионными врезами, переходящие к кровле в мелкотонкозернистые, тонкопараллельнослоистые песчаники (трансгрессивная направленность). В кровельных частях градационных циклов отмечается пологая, слабоволнистая, асимметрично-волнистая слоистость, указывающая на волновую деятельность.

Дельтовый комплекс. Отложения дельтового комплекса представлены песчаниками мелко- и среднезернистыми с косой градационной в сочетании с полого, полого-волнисто-асимметричной, волнистой слоистостью.

Мелководно-морские глинисто-карбонатные осадки. Характеризуются наличием тонко-параллельно-субгоризонтальнослоистых тонко отмученных аргиллитов с прослоями доломитов глинистых строматолитовых и прослоев штормовых плоскогалечных конгломератов. В зоне нижней литорали и верхней сублиторали на глинистом, глинисто-доломитовом субстрате формировались столбчатые, кубкообразные строматолиты.

В результате работы с использованием текстурно-структурного анализа определены различные фациальные обстановки в изучаемых разрезах скважин и проведена интеграция отдельных разрезов в общую фациальную модель вендских отложений.

Полученные данные позволят повысить точность фациальной диагностики при бурении новых скважин на КГКМ.

Автор выражает признательность Н.А. Ивановой, В.В. Пустыльниковой за поддержку и содействие.

Литература

1. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 2018. 177 с.
2. Хабаров Е.М., Вараксина И.В., Пушкарева М.М., Кугаколов С.А., Родякин С.В., Черныш П.С. Обстановки осадконакопления и фильтрационно-емкостные свойства парфеновского горизонта венда Ангаро-Ленской ступени // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 2. С. 66–75.
3. Чернова Л.С., Фомин А.М., Потлова М.М., Кокаulina Э.В., Мандрикова Н.Т. Литология и условия формирования парфеновского горизонта венда Ковыктинского газоносного месторождения // Методика разведки и условия формирования нефтегазонасных отложений Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 49–55.

РАННИЙ ЭТАП РАСКОЛА АВСТРАЛО-АНТАРКТИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ

Сергеева В.М.^{1,2}, Лейченко Г.Л.^{1,2}, Дубинин Е.П.³, Грохольский А.Л.³

¹ ВНИИОкеангеология им. академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, wanda@list.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Разделение Австралийской и Антарктической плит началось около 83 млн лет назад. Уникальным является то, что расколу подвергся не только некогда единый Австрало-Антарктический континент, но и латерально прилегающая к нему океаническая литосфера Индийского океана позднеюрского – поздне мелового возраста.

Раскрытию океана между Австралийским и Антарктическим континентами предшествовал длительный (около 70–80 млн лет) рифтогенез [1], сменившийся океаническим спредингом в ультрамедленном режиме с пропацией срединно-океанического хребта на запад в сторону Тихого океана и на восток к вулканическому плато Кергелен-Броукен [4, 5]. Рифтогенез и последующее океаническое раскрытие характеризовались эксгумацией мантии, что свидетельствует об относительно холодном состоянии литосферной мантии [1–3]. Вероятно, Австралия-Антарктида до своего распада характеризовалась достаточно мощной, прочной и холодной литосферой. Такая геологическая характеристика предполагается, поскольку и Австралия, и Антарктида являются материками, сложенными древними породами архейско-среднепротерозойского возраста. Нетипичен факт, что раскол континента прошел через архейский кратон, разделив его на кратоны Йилгарн в Австралии и кратон Моусона в Антарктиде.

Эти данные легли в основу физического моделирования раскола древней литосферы. Моделирование раннего этапа развития океана, следующего за расколом мощной и холодной континентальной литосферы, показало формирование перескоков сегментов оси спрединга. Раскол океанической литосферы при разделении Австрало-Антарктической плиты являлся следствием смены геодинамического режима в развитии Индийского океана. С поздней юры и до позднего мела, когда происходил распад Гондваны на Западную (Южная Америка и Африка) и Восточную (Индия, Австралия и Антарктида), ось раскрытия Индийского океана имела ЮЗ-СВ простирание. В позднем мелу она приобрела ЗС-З ориентацию. Раскол более древней океанической литосферы и формирование в ее пределах новой зоны спрединга было промоделировано. Результаты моделирования показали связь формирования амагматических поднятий вблизи Австралии (зона Дамантина) и Антарктиды (безымянная цепь хребтов в Австрало-Антарктической котловине) с расколом более древнего океана.

Модели раннего этапа развития юго-восточной части Индийского океана, предложенные в работе для раскола континентальной и океанической частей Австрало-Антарктической литосферной плиты, объясняют причины перескоков сегментов оси спрединга и образования крупных амагматических поднятий.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 16-17-10139).

Литература

1. *Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.* Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов доокеанской акватории Антарктики. СПб.: ВНИИОкеанология им. И.С. Грамберга, 2015. 199 с.
2. *Sayers J., Symonds P., Direen N.G., Bernardel G.* Nature of the continent-ocean transition on the nonvolcanic rifted margin of the central Great Australian Bight // Non-volcanic rifting of continental margins: a comparison of evidence from land and sea. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2001. V. 187. P. 51–77.
3. *Stagg et al.* Geological framework of the continental margin in the region of the Australian Antarctic Territory // Geoscience Australia Record 2004/05.
4. *Williams S.E., Whittaker J.M., Müller R.D.* Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins // Tectonics. 2011. V. 30. P. TC6012.
5. *Tikku A.A., Cande S.C.* On the fit of Broken ridge and Kerguelen plateau // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 180. P. 117–132.

РАЗРЫВНАЯ СТРУКТУРА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ТРУБКИ УДАЧНОЙ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Серебряков Е.В., Гладков А.С.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, serebryakov.e.v@mail.ru

Трубка Удачная – одно из крупнейших по объемам сырья и размерам рудного тела месторождений алмаза в мире. Его отработка открытым способом началась в 1971 г., а закончилась в 2014 г. с выходом карьера на проектную глубину 640 м (–295 абс. м). В настоящее время добыча алмазов продолжается подземным способом в руднике «Удачный». Переход к подземной разработке месторождения привел к необходимости пересмотра и уточнения существующих представлений о разломной структуре участка локализации трубки, поскольку разрывные нарушения оказывают определяющее влияние на блочную делимость горных пород, степень их устойчивости, а также распределение и миграцию подземных вод в горном массиве. В связи с этим в 2015–2018 гг. в горных выработках рудника были проведены геолого-структурные исследования, целевым назначением которых стал сбор и анализ информации об особенностях строения разломных зон и распределения тектонических трещин; их основные результаты отражены в представляемой работе.

Изучение разрывной структуры участка локализации трубки Удачной производилось посредством геолого-структурного картирования, выполненного в пределах горных выработок на горизонтах –320... –580 абс. м. На объекте исследования была создана сеть точек, в каждой из которых выполнялся единообразный комплекс наблюдений, направленный на сбор информации об основных параметрах тектонической трещиноватости, ее количественных характеристиках, локальных разрывных нарушениях, пликативных дислокациях (мелкие складки, будины, структуры закатывания и др.), малых интрузивных телах. Схема производства наблюдений подробно изложена в работе [4].

В процессе интерпретации геолого-структурной информации по отдельности и в комплексе рассмотрены данные, характеризующие особенности проявления разрывных структур различного масштаба – от тектонических трещин до локальных разломов. В первую очередь было проанализировано пространственное положение и закономерности проявления зафиксированных локальных разломных зон как главных элементов разрывной структуры месторождения. Установлено, что принципиальную роль в строении разломной сети играют субвертикальные разрывные нарушения (угол падения 60–90°), с подчиненным значением наклонных (угол падения 30–60°) и субгоризонтальных разрывов (угол падения 0–30°), что характерно и для верхних горизонтов трубки [1]. Преимущественным развитием пользуются разрывы восток-северо-восточной (аз. прост. 70–90°), запад-северо-западной (аз. прост. 280–320°) и север-северо-восточной (аз. прост. 10–40°) ориентировки. Данные направления включают 70 % всех субвертикальных разломных зон, зафиксированных в горных выработках. Большая часть нарушений представлена зонами повышенной трещиноватости, реже маломощными (до метра) зонами расланцевания и брекчирования. Наиболее густая сеть крутопадающих разрывов зафиксирована в выработках, пройденных по межтрубью на горизонтах с –480 абс. м до –320 абс. м. Расстояние между разрывами в местах сгущения составляет не более 5–10 м, что позволяет группировать их в единые зоны, по некоторым из которых наблюдается обильный водоприток в виде изливов и интенсивного капежа.

Большое внимание при проведении полевых работ было обращено на изучение параметров тектонической трещиноватости как наиболее универсальной единицы, характеризующей особенности разломно-блоковой структуры. Анализировались такие показатели, как густота основных систем трещин (G_i) и плотность трещиноватости (N). Наиболее интенсивно проявлены системы субширотного (азимут $260\text{--}290^\circ$), северо-западного (азимут $310\text{--}330^\circ$), субмеридионального (азимут $340\text{--}10^\circ$) и северо-восточного (азимут $310\text{--}330^\circ$) простираения. Выделенные направления включают 86 % от всех систем тектонической трещиноватости, зафиксированных в горном массиве.

Для получения представления об объемном распределении трещиноватости в изучаемом массиве, а также выделения тех или иных элементов разломно-блоковой структуры участка была построена трехмерная модель распределения параметра плотности (N) в программе RockWorks при помощи алгоритма Directional Weighting. На модели отчетливо проявлены линейные максимумы восток-северо-восточной ориентировки, подчеркивающие положение ранее выделенных субвертикальных нарушений того же направления, а также ряд максимумов субмеридионального и северо-западного простираения. С глубиной наблюдается постепенная деградация ширины полученных аномалий с одновременным увеличением значений N , что, по всей видимости, связано с увеличением прочностных характеристик пород с ростом глубины.

Малые интрузивные тела, зафиксированные в пределах рудника «Удачный», представлены дорудными жилами и дайками кимберлита мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров. Согласно полученным данным, весь даечный комплекс исследуемого массива контролируется разрывными нарушениями трех основных направлений: восток-северо-восточного (аз. прост. $60\text{--}80^\circ$), северо-западного (аз. прост. $290\text{--}320^\circ$) и север-северо-западного (аз. прост. $330\text{--}350^\circ$). Следовательно, можно предположить, что именно эти системы разрывов являются наиболее ранними по времени проявления и наиболее долгоживущими. Близкие выводы получены А.И. Мельниковым при изучении карьера «Удачный» [3].

Результаты комплексного анализа данных о тектонических элементах, распространенных в пределах рудного поля трубки Удачной, свидетельствуют о том, что трубка располагается в сложнопостроенном разломном узле, в который системно входят разрывы четырех основных направлений: 1) восток-северо-восточного, 2) северо-западного, 3) субширотного и 4) субмеридионального. Дизъюнктивы первых двух групп наиболее древние и контролируются глубинными региональными разрывами, прослеженными геофизическими методами в фундаменте и низах осадочного чехла территории [2]. Разломы субширотной и субмеридиональной ориентировки проявлены более локально и являются осложняющими элементами общей разрывной структуры месторождения.

Литература

1. Дроздов А.В. Горно-геологические особенности глубоких горизонтов трубки Удачной // Горный информационно-аналитический бюллетень (Научно-технический журнал). 2011. № 3.
2. Колганов В.Ф. Горно-геологические особенности коренных месторождений алмазов Якутии. Мирный: Мирнинская городская типография, 2013. 568 с.
3. Мельников А.И. Отчет о научно-исследовательской работе «Тектоническая трещиноватость и ее влияние на устойчивость бортов глубоких горизонтов карьера Удачный». 2009. 87 с.
4. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. 291 с.

СТРОЕНИЕ МАНТИИ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ ДИСПЕРСИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Середкина А.И.^{1, 2}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ale@crust.irk.ru

² Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН, Москва

Изучение горизонтальных неоднородностей коры и верхней мантии Арктики выполнено с помощью метода поверхностно-волновой томографии по данным о дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява.

В качестве исходных данных использовались записи поверхностных волн от сильных ($M_w \geq 5.1$) удаленных землетрясений на каналах LHZ и LHT цифровых широкополосных сейсмических станций сетей IRIS, GEOSCOPE, GEOFON и относительно недавно установленной в Гренландии сети GLISN. Всего было отобрано 38 землетрясений, зарегистрированных с 1996 по 2015 г. Диапазон расстояний от эпицентров, выбранных для анализа землетрясений до регистрирующих станций, составил 2000–10000 км, что в большинстве случаев позволило выделить основную моду волн Рэлея и Лява в пределах диапазона периодов колебаний от 10 до 250 с. Дисперсионные кривые групповых скоростей поверхностных волн рассчитывались с помощью процедуры спектрально-временного анализа [1]. Для обработки использовались только записи с высоким отношением сигнал / шум. Всего было получено 1555 и 1265 дисперсионных кривых волн Рэлея и Лява соответственно.

Карты распределений групповых скоростей рассчитывались методом двумерной томографии для случая сферической поверхности [3]. Всего построено 18 карт для каждого типа поверхностных волн с переменным по периоду шагом. Разрешение результатов картирования оценивалось путем вычисления эффективного радиуса осреднения (R), главным образом зависящего от количества сейсмических трасс и их взаимного расположения [3]. Наилучшим разрешением (400–600 км) характеризуется центральная часть области исследования (севернее 70° с. ш.), а также северо-восток Евразии и Аляска. На периферии, особенно в Южной Гренландии и Канаде, эффективный радиус осреднения принимает более высокие значения. В качестве границы приемлемого разрешения принято $R=1000$ км.

Ранее автором было показано, что полученные распределения групповых скоростей поверхностных волн отражают основные крупномасштабные особенности строения коры и верхней мантии Арктики [2]. Однако для более детального исследования региона и установления глубины залегания выявленных неоднородностей были вычислены распределения скоростей поперечных сейсмических волн. С этой целью по результатам картирования в заданных с учетом разрешения точках области исследования были вычислены дисперсионные кривые групповых скоростей поверхностных волн (локальные дисперсионные кривые). Расчет параметров моделей среды, удовлетворяющих локальным дисперсионным кривым, осуществлялся с помощью минимизации невязок между теоретическими и экспериментальными значениями групповых скоростей методом сопряженных градиентов [3]. В качестве исходной принята модель среды с двумя плоскопараллельными слоями коры и одиннадцатью слоями мантии с линейным изменением скорости с глубиной на полупространстве. Варьируемыми параметрами служили скорости поперечных волн в

слоях коры и мантии и мощности слоев коры. В качестве начального приближения для мантии использовалась сферически симметричная модель PREM.

Анализ карт вариаций скоростей S-волн показывает, что строение мантии Арктики, как в горизонтальных направлениях, так и по вертикали характеризуется существенными неоднородностями. Максимальные вариации скоростей наблюдаются в интервале глубин до 220 км, где выявленные аномалии тесно связаны с геологическим строением области исследования. Так, максимальные значения скоростей S-волн (до 4.8 км/с) приурочены к Канадскому щиту, Восточно-Европейской платформе и Северной Гренландии. Пониженные значения скоростей в центральной части Гренландии с минимумом под ее восточным побережьем, скорее всего, связаны с прохождением под континентом Исландского плюма 40–70 млн лет назад [4]. Несколько меньшими скоростями (4.6–4.7 км/с) характеризуется литосфера Сибирской платформы и Балтийского щита, при этом обе структуры имеют неоднородное строение. Под Балтийским щитом скорости сейсмических волн увеличиваются с запада на восток, что согласуется с результатами многочисленных исследований по данным групп скандинавских сейсмических станций.

Полученные распределения скоростей S-волн демонстрируют существенные различия в строении мантии окраинных морей. Наиболее высокие скорости, сопоставимые со средними значениями для Сибирской платформы и Балтийского щита, наблюдаются под Баренцевым и Карским морями. Верхняя мантия моря Лаптевых также обладает относительно высокими скоростями S-волн, что не позволяет объяснить современные процессы растяжения, установленные по данным о механизмах очагов землетрясений, гипотезой активного рифтинга. Интересной особенностью полученных распределений является минимум скоростей под Восточно-Сибирским морем в диапазоне глубин 150–220 км, совпадающий с областью повышенных температур в верхней мантии [5].

Регионы с высоким уровнем сейсмической и тектонической активности характеризуются пониженными значениями скоростей волн S. Минимум скоростей под Исландией и к северу от нее может быть связан с существованием Исландского плюма и мантийного плюма под островом Ян-Майен, а также спрединговыми процессами. Наиболее интенсивные минимумы на картах в диапазоне глубин 50–220 км наблюдаются под складчатыми поясами Чукотки и Аляски и, вероятно, обусловлены субдукцией Тихоокеанской плиты.

Результаты проведенного исследования представляют существенный интерес для построения объективных геодинамических моделей эволюции литосферы Арктики.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 17-17-10037).

Литература

1. Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.
2. Середкина А.И. Поверхностно-волновая томография Арктики по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Физика Земли. 2019 (в печати).
3. Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука, 2015. 167 с.
4. Lebedev S., Schaeffer A.J., Fulla J., Pease V. Seismic tomography of the Arctic region: inference for the thermal structure and evolution of the lithosphere // Circum-Arctic lithosphere evolution. Geological Society, London, Spec. Publ. 2018. 460. P. 419–440.
5. Lawver L.A., Müller R.D. Iceland hotspot track // Geology. 1994. V. 22. P. 311–314.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЖИПХОШИНСКОЙ И ШАЗАГАЙТУЙСКОЙ СВИТ ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА МОНГОЛО- ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Смирнова Ю.Н., Попеко Л.И., Заика В.А., Смирнов Ю.В.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск,
smirnova@ascnet.ru

Чиронский прогиб расположен в северо-восточной части Ононского фрагмента Агинского террейна забайкальского звена Монголо-Охотского складчатого пояса и занимает площадь более 500 км² на левобережье нижнего течения р. Ага и в бассейне р. Чирон. Он выполнен морскими терригенными образованиями общей мощностью около 3500–4000 м, относимыми к чиронской серии, для которой характерна многопорядковая цикличность, выражающаяся в неоднократном повторении в разрезе ритмов, состоящих из последовательно сменяющихся снизу вверх грубообломочных пород все более мелкообломочными. Эта особенность была использована при стратиграфическом расчленении отложений. Ритмам первого порядка присвоен ранг свит. Выделено четыре свиты: тутхалтуйская, хара-сибирская, шазагайтуйская и жипхошинская, формирование которых происходило от позднего визе до ранней перми. Отложения серии несогласно залегают на среднепалеозойских метаморфических сланцах [1]. Согласно существующим представлениям о природе Монголо-Охотского складчатого пояса, С.В. Руженцев и Г.Е. Некрасов [3] связывают возникновение прогибов типа Чиронского на варисском складчатом основании с нестабильной обстановкой, обусловленной сближением Северо-Азиатского и Аргунского континентальных массивов. Отложения, выполняющие эти прогибы, по их данным формировались за счет размыва как внутризональных поднятий, так и сиалических источников, локализованных вне сужающегося палеобассейна.

Объектами данного исследования являются терригенные отложения (песчаники, алевропесчаники и алевролиты) шазагайтуйской и жипхошинской свит, слагающие верхнюю половину разреза чиронской серии. Они распространены преимущественно в центральной и северо-западной части Чиронского прогиба.

Исследования химического состава пород проводились с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и ICP-MS (Li, Rb, Sr, Ba, REE, Y, Th, U, Nb, Ta, Pb, Zn, Co, Ni, Sc, V, Cr) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск). Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при температуре 1050–1100 °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа по технологии ICP-MS вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения. Измерения проводились на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составляет 5–10 %.

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [2] породы шазагайтуйской и жипхошинской свит соответствуют преимущественно грауваккам.

Отложениям шазагайтуйской и жипхошинской свит свойственны значительные вариации суммы редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE}=67\text{--}229$ г/т) при отчетливо дифференцированном характере их распределения ($[\text{La}/\text{Yb}]_n=9.87\text{--}21.00$) и отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.59\text{--}0.95$).

Песчаники, алевропесчаники и алевролиты шазагайтуйской свиты в целом достаточно близки к составу верхней континентальной коры за исключением некоторого дефицита Rb (61–125 г/т), U (1.25–3.18 г/т), Nb (9–14 г/т), Ta (0.34–1.54 г/т), Sc (4–10 г/т), Co (8–13 г/т), тогда как песчаники и алевролиты жипхошинской свиты деплетированы в отношении Rb (26–116 г/т), U (0.70–1.64 г/т), Nb (8–14 г/т), Ta (0.28–0.76 г/т), Sc (2–8 г/т), Co (4–10 г/т), Th (3.56–9.22 г/т), Pb (7–16 г/т), Yb (0.62–1.96 г/т), V (13–69 г/т).

Для реконструкции палеогеодинамической обстановки накопления нами использовались наиболее известные и апробированные диаграммы. В частности, на диаграммах, основанных на содержании как основных пороодообразующих компонентов, так и микроэлементов ($\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO} - (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ [4], $(\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO}) - (\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}))$ [4], F3 – F4 [4], Th – La [5], Co – Th – Zr/10 [5], фигуративные точки состава терригенных отложений шазагайтуйской и жипхошинской свит расположены в поле осадочных пород, накопление которых происходило в обстановках островных дуг и активных континентальных окраин. Тектоническая активность, отраженная на дискриминационных диаграммах, согласуется с граувакковым составом исследованных пород и присутствием в составе шазагайтуйской и жипхошинской свит конгломератов, гравелитов.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 18-35-20004).

Литература

1. Куриленко А.В. и др. Атлас фауны и флоры палеозоя – мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.
2. Петтидэжсон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р.М. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
3. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
4. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // The J. of Geology. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.
5. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92. P. 181–193.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ ОЛИВИН-ПИРОКСЕНОвого СОСТАВА С ПЛОТНОСТНЫМИ РАЗРЕЗАМИ ДЛЯ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА И ЕГО ОТДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

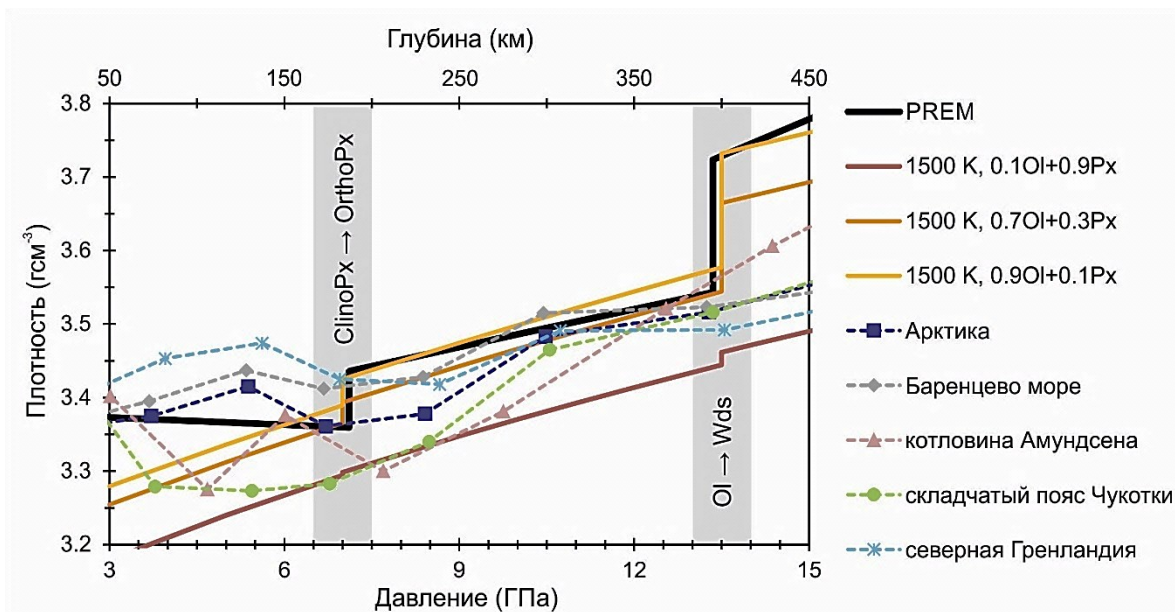
Соколова Т.С.¹, Середкина А.И.^{1, 2}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, sokolovats@crust.irk.ru

² Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова, Москва

Для понимания региональных и глобальных геодинамических процессов, происходящих в литосфере Земли, важно развивать совместные исследования, как например, изучение взаимосвязи между сейсмичностью и особенностями глубинного строения мантии. Ранее нами были получены плотностные характеристики ряда мантийных силикатов с Mg- и Fe-миналами и проведено их сопоставление с экспериментальными плотностными разрезами для Азиатского континента [1]. По аналогии, в настоящей работе предлагается сопоставить плотность вещества мантии с плотностными разрезами, полученными для Арктики и ее отдельных структур, характеризующихся различной степенью тектонической и сейсмической активности (Баренцево море, котловина Амундсена, складчатые пояса Чукотки, северная Гренландия). Экспериментальная оценка плотностных разрезов верхней мантии Арктического региона основана на результатах томографической реконструкции групповых скоростей поверхностных волн Рэлея в диапазоне периодов 10–250 с [2]. Вначале рассчитывались средние дисперсионные кривые для каждого рассматриваемого региона, которые затем инвертировались в скоростные разрезы S-волн. Плотностные разрезы определялись с учетом зависимости плотности от скорости S-волн аналогичной модели PREM [3]. Плотностные характеристики мантийных силикатов с Mg- и Fe-миналами получены на основе построения их уравнений состояния согласно модифицированному формализму [4]. Рассчитанная термодинамика чистых фаз явилась основой для расчета свойств силикатных смесей с переменным содержанием Mg и Fe, наиболее близко отвечающих реальному составу мантии. В результате удалось установить состав оливин-пироксеновой смеси (Ol + Px), максимально соответствующей модели PREM по плотности. На рисунке приведено сопоставление рассчитанной плотности оливин-пироксеновой ассоциации в различных пропорциях с моделью PREM и со средними плотностными разрезами для Арктики и ее отдельных регионов.

Плотность смеси (Ol + Px) в пропорции молекулярных масс 0.9 : 0.1 и плотность мантии для Арктики и Баренцева моря имеют наиболее близкие к PREM значения (рисунок). Скачки плотности на глубинах ~200 и ~400 км определяют смену моноклинной структуры пироксенов на ромбическую (ClinoPx → OrthoPx) и переход оливина в вадслеит (Ol → Wds), соответственно. Наибольшие различия в плотностях мантии отдельных регионов Арктики прослеживаются до давления 8 ГПа и глубин ~220 км. Высокие значения плотности вещества мантии относительно PREM наблюдаются для Северной Гренландии, что может говорить о повышенной железистости в составе оливина; пониженные значения приурочены к складчатому поясу Чукотки и могут указывать на то, что состав вещества мантии максимально магнезиален и содержит большее количество пироксенового компонента. Низкие значения плотности под складчатым поясом Чукотки до глубины ~200 км также согласуются с трехмерной плотностной моделью, полученной по сейсмическим и гравиметрическим данным [5].



Рассчитанная плотность смеси оливин-пироксенового состава в различных пропорциях молекулярных масс в сравнении с моделью PREM и плотностными разрезами для Арктики и ее отдельных структур.

Таким образом, проведенные исследования позволили дать оценку вещественному составу мантии Арктического региона и его отдельных структур.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № МК-3520.2018.5) и РФФ (проект № 17-77-10037).

Литература

1. Соколова Т.С., Середкина А.И., Дорогокупец П.И. Расчет плотности вещества мантии пироксен-оливинового состава и его сопоставление с экспериментальными плотностными разрезами для Азиатского континента // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы ЦАПП: от океана к континенту», 16–19 октября 2018, Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 257–258.
2. Середкина А.И. Поверхностно-волновая томография Арктики по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Физика Земли. 2019. № 3 (в печати).
3. Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297–356.
4. Sokolova T.S., Dorogokupets P.I., Litasov K.D. et al. Spreadsheets to calculate P-V-T relations, thermodynamic and thermoelastic properties of silicates in the MgSiO₃–MgO system // High Pres. Res. 2018. V. 38 (3). P. 193–211.
5. Kaban M.K., Stolk W., Tesauro M., El Khrepy S., Al-Arifi N., Beekman F., Cloetingh S.A.P.L 3D density model of the upper mantle of Asia based on inversion of gravity and seismic tomography data // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. V. 17. P. 4457–4477.

Zr-REE МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ): МЕТАСОМАТОЗ vs МАГМАТИЗМ

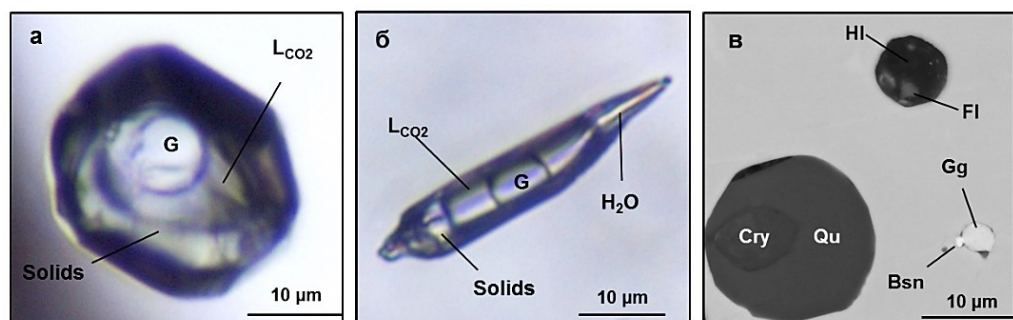
Старикова А.Е.^{1, 2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, a sklr@mail.ru

Катугинское месторождение, являющееся одним из крупнейших Ta-Nb-Y докембрийских месторождений, также содержит промышленные концентрации Zr, U, REE и криолита. Первоначально месторождение было генетически отнесено к щелочным метасоматитам, связанным с глубинными разломами [1 и др.]. Однако в последних работах приводится все больше геологических и геохимических доказательств его магматической природы [4 и др.]: вмещающие руду породы определены как щелочные граниты А типа Катугинского комплекса (высокие содержания F и Fe, низкие – Ca и Mg). Геохронологические исследования показали, что возраст рудопроявления (2055 ± 7 млн лет) совпадает с возрастом самих гранитов (2066 ± 6 млн лет), т.е. оно связано либо с поздними магматическими процессами, либо с ранними постмагматическими [3]. Одним из основных рудных минералов месторождения является циркон. Он встречается как в виде рассеянной вкрапленности, так и в виде мелкозернистых агрегатов до сантиметров. В богатых рудой породах его содержание может достигать 30 об. %. Все изученные ранее цирконы были определены как магматические [3 и др.]. Скопления циркона в этом случае можно объяснить фракционированием зерен в процессе кристаллизации циркона.

В данной работе рассматриваются цирконы, образующие линейные структуры на контакте гранитов Катугинского комплекса и кварц-криолитовых пород, природа которых до сих пор неясна. Цирконы прозрачны, имеют розовый оттенок и субизометричный облик. Практически все зерна содержат разноразмерные первичные включения, как правило, расположенные азональными группами. Большая часть включений содержит как флюидную, так и кристаллические фазы (рисунок). Их соотношения варьируются в широких пределах даже в одной группе включений: от практически полностью кристаллических (>90 об. %) до газовой-жидких с незначительным содержанием кристаллов (<30 об. %).



Первичные включения в цирконах в проходящем свете (а, б) и BSE (в).

Bsn – бастнезит-(Ce,Th), Cry – криолит, Fl – флюорит, G – газовый пузырек,

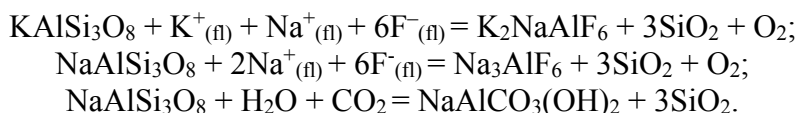
Gg – гагаринит-(Y), Hl – галит, Lco₂ – жидкая CO₂, Qu – кварц,

Solids – кристаллические фазы.

Флюидная часть включений состоит из трех фаз, имеющих за редким исключением постоянные пропорции: газовый пузырек, жидкая CO_2 и H_2O , с существенным превалированием углекислоты ($\text{CO}_2/(\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}) - 83\%$ по предварительным данным, полученным методом газовой хроматографии). Термометрические исследования показали, что CO_2 гомогенизирует в жидкую фазу при температурах, близких к критической точке ($\sim 31^\circ\text{C}$). Плотность CO_2 , рассчитанная по разнице частотных сдвигов полос поглощения CO_2 (ферми-дублет) на КР-спектрах по [5], составляет $0.65\text{--}0.67\text{ г/см}^3$.

Диагностированные (SEM метод) кристаллические фазы включений отличаются большим разнообразием (рисунок). Наиболее часто отмечаются галит, эльпасолит (K_2NaAlF_6), кварц, флюорит и виллиомит (NaF), реже сильвин, барит и давсонит ($\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$, ранее не описан на месторождении). В преимущественно кристаллических включениях типична кварц-криолитовая ассоциация, реже встречается альбит-калишпатовая. REE минералы (бастнезит-(Ce, Th), гагаринит-(Y), твейтит-(Y)) характерны для всех ассоциаций, но их доля сильно варьируется.

Подобная вариативность кристаллических фаз и их соотношений свидетельствует о крайней гетерогенности среды, возможным объяснением которой может служить гипотеза о метасоматическом воздействии $\text{CO}_2\text{-F-Cl}$ -флюидов (учитывая низкое содержание воды, логичнее называть их расплавами) на вмещающие граниты. В этом случае дочерними фазами могут считаться только галит и виллиомит. Появление эльпасолита, кварца, криолита и давсонита может быть описано реакцией $\text{CO}_2\text{-F-Cl}$ расплава с калишпатом и альбитом:



Кварц-криолитовые породы также могли являться продуктами метасоматоза, в таком случае солевой расплав имел преимущественно фторидную специализацию. Zr и REE, вероятно, переносились в виде легко растворимых комплексов с F^- , Cl^- и CO_3^{2-} , которые при реакции с гранитами разрушались, что привело к быстрой кристаллизации циркона и образованию REE минералов. Одним из возможных объяснений появления карбонатно-фторидного расплава является его отделение на поздних стадиях формирования Катугинского комплекса, что связано с накоплением летучих в остаточном расплаве. Подобные явления описаны в экспериментальных работах для высокофтористых гранитных систем [2 и др.].

Таким образом, несмотря на магматический генезис месторождения, метасоматические процессы могли играть значимую роль при распределении руд Катугинского редкометалльного месторождения

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 16-35-60054 мол_а_дк).

Литература

1. Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России // Минеральное сырье. 2012. № 26. М.: ВИМС. 318 с.
2. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И. Поведение редкоземельных элементов и иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм // Геохимия. 2005. № 1. С. 45–59.



3. *Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–187.
4. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzov A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A.* The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 91. P. 246–263.
5. *Wang X., Chou I.-M., Hua W., Burruss R.C., Sun Q., Song Y.* Raman spectroscopic measurements of CO₂ density: experimental calibration with high-pressure optical cell (HPOC) and fused silica capillary capsule (FSCC) with application to fluid inclusion observations // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75. P. 4080–4093.

КЛИНОФОРМНОЕ СТРОЕНИЕ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ НЕОКОМА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Тимофеев С.П.

Башкирский государственный университет, Уфа, sergey.timofeev21@gmail.com

В течение многих лет основным источником углеводородов Западно-Сибирской провинции были юрские отложения, приуроченные к антиклинальным складкам. Однако в наши дни большая часть добычи ведется из неокомского нефтегазоносного комплекса. Долгие годы шли споры о происхождении данной структуры, сформировав три представления о строении неокомского комплекса. Представителем первого является И.И. Нестеров, который отстаивал модель горизонтально-слоистого напластования нижнемеловых образований. Второго направления долгие годы придерживались большинство ученых в том числе А.Л. Наумов, Т.М. Онищук, М.М. Биншток, доказывающих наклонно-слоистое строение нижнемеловых образований и заполнение неокомского бассейна в основном путем бокового наращивания осадков [1]. Современная же теория придерживается клиноформного строения Неокомских отложений.

Впервые термин «клиноформы», по известным материалам, был предложен в научной статье К.М. Шимкуса и А.Е. Шлезингера. Они рассматривали образования на бортах многих современных и палеобассейнов выделив два типа клиноформ: прямые и обратные [5].

Клиноформы – это особый вид местных (литостратиграфических или секвенс-стратиграфических) подразделений, отличающихся общей отчетливо линзовидной формой и первичным наклоном слоев пород. Они образуют латеральный ряд (клиноформные серии) полого налегающих друг на друга слабонаклоненных геологических тел. Они сложены терригенными породами с пластами и линзами песчаников и обычно с пачкой тонкоотмученных глин в кровле; от вмещающих отложений отделяются скрытыми перерывами [2].

Клиноформы протягиваются субпараллельно берегу бассейна на десятки, сотни и тысячи километров при ширине в первые десятки километров. Возраст осадков, составляющих их, омолаживается от области питания к центру бассейна. Стратиграфический объем клиноформ определяется по всему временному интервалу их формирования.

Они образуются при резких сменах режима седиментации в результате периодического пульсационного поступления терригенного материала в бассейн седиментации. Они отражают этап заполнения терригенными осадками бассейнов после длительной их некомпенсации.

Для образования клиноформ необходимы следующие условия:

- обширность бассейна седиментации (сотни тысяч и миллионы квадратных километров);
- аридный или семиаридный климат с периодической сменой эпох засух и катастрофических ливней (муссонных, тайфунных);
- стабильность (миллионы лет) области питания за пределами бассейна (отсутствие внутренних (островных) областей сноса).

Как секвенс-стратиграфические подразделения клиноформы выделяются в сейсмостратиграфических границах с использованием каротажа и керна скважин при обязательном контроле биостратиграфическими методами и ГИС.

А.Л. Наумов, Т.М. Онищук [3] и иные сторонники клиноформной модели неокома связывают его формирование с боковым наполнением морского бассейна обломочным материалом, поступившим в неокоме в большей степени со стороны горных образований (Алтае-Саянской и Таймырской складчатых областей, Сибирской платформы и Енисейского кряжа), окружающих Западную Сибирь с востока, юго-востока и северо-востока. По их мнению, формирование неокомских отложений происходило в различных палеогеографических обстановках (с востока на запад): континентальное, прибрежно-морское, шельфовое, склоновое и глубоководно-морское осадконакопление. Шельф представлял собой аккумулятивно-эрозионную террасу, слабонаклоненную к центру бассейна. Градиент наклона поверхности шельфа составлял 1–3 м/км. Во время трансгрессий на шельфовых террасах накапливались преимущественно глинистые осадки. При последующем регрессивном этапе седиментационного цикла, вызванном интенсивным привнесом обломочного материала, пески поступали на уже подготовленную террасу и распределялись по ней, а излишки терригенного материала выносились за пределы террасы и начинали наращивать шельф к центру бассейна.

Обломочный материал частично сносился к подножию склона, образуя линзовидные клиноформные песчано-алевритовые пласты ачимовской толщи. Склоны шельфа имели градиенты наклона в 10–25 м/км и более. Они были зоной типичной лавинной седиментации.

Одним из главных условий формирования песчано-алевритовых отложений ачимовской толщи является превышение скорости поступления обломочного материала над скоростью погружения седиментационного бассейна. Колебания уровня моря отражены в разрезе чередованием пластов песчаников и глин. Сформировавшиеся во время регрессивного цикла песчаные пласты при последующей трансгрессии перекрывались пачкой глин, и весь процесс повторялся, пространственно смещаясь в западном направлении. Большое влияние на формирование ачимовских песков, по мнению А.Л. Наумова, оказывали подводные оползни и турбидитные потоки, которые в основном и транспортировали осадки к подножию шельфовых террас. На этот факт указывает наличие в ачимовской толще интенсивно дислоцированных пород и обилие первично неконсолидированных включений глин в песчаниках. Определенная роль в разнесе обломочного материала вдоль подножий склонов отводилась и глубоководным течениям.

Неоком, в отличие от других комплексов, является не только наиболее значимым, но и весьма сложным по своему строению. Сложность строения комплекса является основной причиной существования различных точек зрения на условия его формирования. Соответственно разрабатываются различные модели строения и карты прогноза нефтегазоносности неокомских отложений, технологические схемы разработки [4].

Литература

1. Гогоненков Г.Н., Михайлов Ю.А. и др. Сейсмостартиграфическая модель неокома Западной Сибири // Разведочная геофизика. М., 1989. 46 с.
2. Гурари Ф.Г. Строение и условия образования клиноформ неокомских отложений Западно-Сибирской плиты (история становления представлений). Новосибирск: СНИИГиМС, 2003. 140 с.



**XXVIII Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 8–14 апреля 2019 г.**

3. *Наумов А.Л., Онищук Н.П., Дядюк Н.П. и др.* О литологических залежах углеводородов на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1979. № 8. С. 15–20.
4. *Салаватов С.Ю.* Неокомские отложения Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Молодой ученый. 2017. № 2. С. 228–231.
5. *Шимкус К.М., Шлезингер А.Е.* Клиноформы осадочного чехла по данным сейсморазведки // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 1. С. 105–116.

ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВОЙ ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ

Титова Л.А.¹, Хассан А.И.^{2,3}, Усольцева М.В.¹, Чувашова И.С.^{3,4}

¹ Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, titova 873@mail.ru

² Иркутский государственный университет, Иркутск

³ Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

⁴ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Исследованию таксономического состава диатомей и выявлению закономерностей их распределения в миоцен-плиоценовых отложениях Байкальской рифтовой системы посвящены работы [1, 2 и др.]. В работе представлены первые результаты изучения ископаемой диатомовой флоры озерных осадочных отложений Баргузинской долины, вскрытых скважинами 532 и 531 в южной части Джидинской котловины, в районе пос. Бодон (устья скважин находятся на абсолютных отметках 501.2 и 528 м). Озерные отложения с диатомеями нижней части разреза изучены в скв. 532 (интервал глубин 113.5–70.0 м), отложения верхней части разреза – в скв. 531 (интервал глубин 89.8–66.6 м). В осадках выявлено 49 видов диатомей (19 планктонных и 30 бентосных таксонов), составляющих семь локальных диатомовых зон.

В первой зоне (скв. 532, интервал глубин 112.5–107.5 м) диатомовые водоросли включают 7 планктонных и 10 бентосных видов. В качестве маркера этой зоны определяются доминирующие в этом интервале планктонные представители мелкоклеточной *Aulacoseira* sp. 1. Сопутствующие виды: *A. spiralis* (Ehrenberg) Houk et Klee, *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen, *Alveolophora tscheremissinovae* Khursevich, *Actinocyclus krasskei* (Krasske) Bradbury et Krebs, *Melosira varians* Agardh и литорально-планктонный вид *Ellerbekiateres* (Brun) Crawford. Кроме планктонных видов в этом осадочном горизонте отмечены бентосные диатомеи *Tetracyclus ellipticus* (Ehrenberg) Grunow, *Tetracyclus glans* (Ehrenberg) Mills, *Diploneis* sp., *Stauroneis smithii* Grunow, *Staurosirella pinnata* (Ehrenberg) Williams et Round, *Planothidium* sp. и *Staurosira venter* (Ehrenberg) Cleve & J.D. Möller, *Karayevia suchlandtii* (Hustedt) Bukhtiyarova и *Cavinula jaernefeltii* (Hustedt) Mann et Stickle.

Во второй зоне (скв. 532, интервал глубин 95–76 м) обнаружено всего 8 видов, 4 из них планктонные и 4 – бентосные. Доминируют планктонные диатомеи с овальной формой створки, обозначенные как *Aulacoseira* sp. 2. Сопутствующие виды: *A. tscheremissinovae*, *A. distans* и *E. teres*. Из бентосных диатомей присутствуют *T. glans*, *Eunotia pectinalis* var. *minor* (Kütz.) Rabenh, *Eunotia clevei* Grunow и *Planothidium* sp.

В третьей зоне (скв. 532, интервал глубин 76–70 м) граница определяется по появлению видов *Pseudoaulacoseira moisseeviae* (Lupikina) Lupikina et Khursevich, *Lobodiscus* sp., *Actinocyclus gorbunovii* (Sheshukova) Moisseeva et Sheshukova и видов *Aulacoseira* sp. 3 и sp. 4. Флора бентосных диатомей в этом горизонте наиболее разнообразна и представлена 12 видами, среди которых присутствуют 4 вида *Tetracyclus* и 2 вида *Symbella*. Остальные рода представлены одним видом.

В четвертой зоне (скв. 531, интервал глубин 88–76 м) встречено всего 2 планктонных вида – *Alv. tscheremissinovae*, *A. italica* (Ehrenberg) Simonsen и 8 бентосных таксонов. Среди последних отмечены *Tetracyclus emarginatus* (Ehrenberg) Smith, *Tetracyclus ellipticus* (Ehrenberg) Grunow, виды рода *Staurosira* (*S. subsalina* (Hustedt) Lange-Bertalot, *S. venter* (Ehrenberg) Cleve & Möller и *S. construens* (Ehrenberg), *Pinnularia gibba* (Ehrenberg), *Eunotia pectinalis* var. *minor* (Kütz.) Rabenh и *Frustulia* sp.

Пятая зона (скв. 531, интервал глубин 76–72 м) отличается от четвертой зоны доминированием планктонных диатомей. Всего выявлено 8 видов, относящихся к 4 планктонным родам: *Alveolophora*, *Actinocyclus*, *Aulacoseira* и *Ellerbekia*. Зона названа по вымиранию *A. krasskei* и *Ellerbekia kochii* (Pantocsek) Moisseeva. Среди бентосных представителей отмечен *Gyrosigma* sp.

В шестой зоне (скв. 531, интервал глубин 72–67 м) также преобладают планктонные диатомей *A. gorbunovii*, *Alv. tscheremissinovaе*, *A. canadensis* и *A. distans*, появляется вид *Actinocyclus tunkaensis Khursevich*, а также споры и вегетативные клетки *A. islandica* (Müller) Simonsen. Из представителей донных диатомей встречаются *Cavinula cocconeiformis* (Gregory) Mann et Stickle и *Skabitschewskia oestrupii* (A. Cleve) Kuliskovskiy & Lange-Bertalot.

Седьмая зона (скв. 531, интервал глубин 67–66 м) характеризуется уменьшением количества планктонных диатомей и увеличением бентосных. Активно развивается планктонный вид *A. canadensis*. Из бентосных видов присутствуют *T. glans*, *C. cocconeiformis*, *S. oestrupii*, *S. construens*, *Punctastriata lancettula* (Schumann) Hamilton & Siver и *Planothidium* sp.

Анализ видового состава диатомей осадочных отложений Баргузинской долины показал неоднократные изменения условий их развития. Палеозеро менялось от малоглубинного (с широкой зоной литорали) до глубокого (с узкой зоной литорали). В крупном озерном бассейне проявилось три стадии развития: начальная – озерно-аллювиальная, средняя – озерная и финальная – аллювиально-озерная.

В семи локальных зонах диатомей отразилось их развитие с конца раннего – начала среднего миоцена до плиоцена. Полученные зональные спектры диатомей коррелируются со спектрами отложений палеозера Витимского плоскогорья [3] и донных отложений оз. Байкал [2]. Диатомей зон 3 и 4 имеют общие виды с диатомеями среднего – верхнего миоцена Витимского плоскогорья при более древнем возрасте диатомей зон 1 и 2. Диатомей зоны 6 сопоставляются с диатомеями байкальских осадков верхнего миоцена – нижнего плиоцена. По-видимому, смена видов диатомей определялась не только общими эволюционными взаимоотношениями между организмами, но и развитием озерного водоема в зависимости от характера относительных вертикальных тектонических движений на территории Баргузинской долины и сопредельных территориях Витимского плоскогорья и оз. Байкал. Ранее озеро Баргузинской долины могло соединяться с палеозером Витимского плоскогорья, позднее – с оз. Байкал.

Работа выполнена в рамках госзаданий по проектам Института земной коры СО РАН № 0346-2016-0005 и Лимнологического института СО РАН № 0345-2016-001 с частичной поддержкой РФФИ (проект № 18-35-00417 мол_а). Авторы благодарят проф. С.В. Рассказова за консультации, полученные при подготовке сообщения.

Литература

1. Черемисинова Е.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. 83 с.
2. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал: морфология, систематика, стратиграфическое распространение, этапность развития (по материалам глубоководного бурения) Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А. и др. Новосибирск: «Гео», 2009. 374 с.
3. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Скобло В.М., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУРАЙСКОЙ ВПАДИНЫ (КУРАЙСКАЯ ЗОНА РАЗЛОМОВ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Турова И.В.^{1,2}, Майдан Н.Т.¹

¹ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Новосибирск, irinka.turova@yandex.ru

Курайская зона разломов – одна из ключевых структур Юго-Восточного Алтая. Ее протяженность достигает 130 км, а ширина – 20 км. На неотектоническом этапе она контролирует положение северных активных окраин двух крупных внутригорных впадин – Чуйской и Курайской. За период сейсмологических наблюдений Курайская зона разломов проявила себя как относительно слабосейсмичная структура. Полученные в последние годы палеосейсмологические данные говорят о ее более сильной древней сейсмичности [1–3]. Это подтверждают и результаты наших новых палеосейсмологических исследований в северной части Курайской впадины. Результаты этих исследований приведены ниже.

Между долинами рек Курайка и Кызылташ выявлено два субпараллельных разломных уступа (аз. прост. 110°), расположенных на расстоянии 100 м друг от друга. Уступы трассируют положение активного разлома, являющегося смыкающим сегментом между двумя форберговыми поднятиями в северной части Курайской впадины. Уступы секут пролювиальные конусы выноса, долины рек Курайка и Кызылташ и в то же время прорезаются antecedentными долинами этих рек. Более северный уступ подпруживает долину р. Кызылташ, в результате чего наблюдается заболачивание ее поймы. Южный уступ (высотой 2.0–5.5 м) изучен в двух траншеях: траншея-1 пройдена на его западном окончании, траншея-2 – на восточном. Вкрест северного разломного уступа высотой 0.5–0.7 м пройдена траншея-3.

В западной стенке траншеи-1 выявлен сейсмогенный взброс с амплитудой 1.2 м. Магнитуда палеоземлетрясения оценена с использованием корреляционных зависимостей из [4] – $M_w = 6.7–7.0$. Возраст землетрясения определен при датировании отложений коллювиального клина и составил около 6500 лет.

В стенках траншеи-2 выявлены следы двух палеоземлетрясений. Магнитуда более древнего землетрясения (ему соответствует взброс с амплитудой 1.2 м) определена как $M_w = 6.7–7.0$. Более молодое землетрясение (взброс с амплитудой 1.1 м) имело аналогичную магнитуду. Возраст более молодого палеособытия коррелируется с возрастом сейсмогенного разрыва в траншее-1 (около 6500 лет). Возраст более древнего землетрясения оценен как голоценовый.

В результате исследования стенок траншеи-3 зафиксированы следы трех палеоземлетрясений. Моментная магнитуда наиболее древнего землетрясения (взброс с амплитудой 1 м) рассчитана как $M_w = 6.7–7.0$. Второе по возрасту землетрясение (ему соответствуют 4 взброса с амплитудами 0.25–0.40 м) имело магнитуду $M_w = 6.2–6.5$. Наиболее молодое палеоземлетрясение (ему соответствуют 3 сброса с амплитудами 0.10–0.35 м) имело $M_w = 5.9–6.4$. Морфологические признаки и структурное положение северного уступа позволяет нам предположить, что он является более молодым, чем южный уступ. Соответственно и выявленные при анализе траншеи-3 палеоземлетрясения имеют возраст моложе 6500 лет.

Таким образом, результаты палеосейсмологических исследований указывают на активный рост форберговых поднятий в северной части Курайской впадины с преимущественным надвижением и смещением их северной границы в сторону Курайского хребта. В голоцене здесь произошло пять землетрясений (четыре из которых – за последние 6500 лет) с $M_w = 5.9–7.0$. Полученные результаты должны учитываться при проектировке и строительстве магистрального газопровода в КНР вдоль Курайской зоны разломов.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научных проектов 18-35-00280 мол_a и 18-05-00389_a.

Литература

1. Деев Е.В. Неотектоника и палеосейсмичность внутригорных впадин северной части Центральной Азии (на примере Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня) : автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2018. 50 с.
2. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.
3. Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L. Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies // International Geology Review. 2017. V. 59. N 3. P. 293–310.
4. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. V. 84. Is. 4. P. 974–1002.

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ИНДИКАТОРЫ НЕОДНОРОДНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ)

Устинов С.А., Петров В.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, Москва, stevesa@mail.ru

В практике тектонофизических и структурно-геологических исследований одной из основных задач является реконструкция и установление иерархического ранга тектонических полей напряжений (ТПН) от локального и субрегионального до регионального и глобального. При этом поле напряжений более низкого иерархического уровня рассматривается как внутреннее, для которого ТПН более высокого ранга выступает в качестве внешнего и находится с первым в динамической связи. Исходя из этого и с учетом масштабности изучаемых геологических объектов могут быть восстановлены тектонофизические условия формирования следующих иерархических единиц: минеральный агрегат – локальное рудное обособление – рудное тело – рудная залежь и/или месторождение – рудное поле – рудный узел и т. д.

В зависимости от решаемых задач и масштабности изучаемых единиц применяются различные методы и средства структурно-геологических и тектонофизических исследований. Реконструкция параметров ТПН может быть успешной только при детальном структурном исследовании, картировании мельчайших особенностей изменения тектонических деформаций, учете литологических факторов, характера взаимодействия разномасштабных структурных форм. Использование дополнительной информации во многих случаях может оказать решающее влияние на интерпретацию полученных данных.

Для реконструкции ТПН, охватывающих отдельные минеральные зерна и небольшие объемы моно- и полиминеральных агрегатов, активно использовался микроструктурный анализ [1]. Он позволяет устанавливать закономерности пространственного распределения минералов на базе построения диаграмм ориентировок, обрабатываемых статистически на стереографических проекциях. Однако главными проблемами классической методики микроструктурного анализа являются техническая сложность ее проведения, необходимость получения большого количества данных, сложность и неоднозначность интерпретации этих данных. Кроме того, данный метод использовался в структурной геологии для решения тех проблем, которые не могли быть решены другим способом. Следовательно, интерпретация его результатов не могла быть верифицирована другими независимыми методами.

Благодаря детальному анализу микротрещиноватости в настоящее время происходит возрождение микроструктурного анализа на качественно новом уровне. Этот метод становится мощным орудием при изучении напряженного состояния малых объемов горных пород. Микроструктуры в горных породах (открытые, выполненные и частично минерализованные) рассматриваются в качестве индикаторов ТПН, характеризующих определенный этап деформаций. Новый подход позволяет не только выявить ориентировку внешних усилий, приложенную к объемам около первых кубических сантиметров и долей кубических сантиметров, но и восстановить последовательность сменяющих друг друга во времени ТПН.

Для реализации рассматриваемого подхода ранее авторами была разработана специальная методика микроструктурного анализа (СММА) [4], автоматизируемая за

счет разработанного программного модуля, интегрированного с ГИС [3]. На основе сочетания СММА с методами структурной геологии, геодинамики и разрывной тектоники, а также с методами анализа минерального вещества появляется уникальная возможность реконструкции путей и условий миграции гидротермальных, в том числе рудоносных, растворов, восстановления этапов эволюции трещинно-порового пространства и ТПН, определения динамики изменения термобарических и физико-химических условий рудообразования на различных этапах тектогенеза, а также количественного расчета фильтрационных характеристик горных пород в палео- и современных условиях.

Микроструктурные индикаторы изучались в образцах горных пород уранового месторождения Антей, расположенного в Юго-Восточном Забайкалье и входящего в Стрельцовское рудное поле, приуроченное к одноименной кальдере, сформированной в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона.

В качестве основных и наиболее достоверных индикаторов неоднородности ТПН с применением СММА изучались планарные системы флюидных включений (ПСФВ), представляющие собой микротрещины, захватившие вторичные флюидные включения (ФВ) в процессе гидротермальной активности. С учетом того, что ПСФВ в большинстве случаев являются микротрещинами отрыва (или «гибридными») и их плоскости ориентированы преимущественно перпендикулярно оси наименьшего сжатия, могут быть восстановлены параметры ТПН на различных этапах деформаций массивов горных пород [2]. Дополнительное применение микротермометрических исследований вторичных ФВ позволило в истории формирования месторождения Антей реконструировать последовательность смены трех структурных эпизодов и связанных с ними параметров ТПН, приведших к формированию определенного набора генераций микроструктур, выступавших в роли флюидопроводящих каналов в рамках гидротермального процесса. Для каждого структурного эпизода в зависимости от эволюции микротрещинного пространства количественно рассчитаны фильтрационные характеристики горных пород [5].

Рассмотрение других типов микроструктур (минерализованных и выполненных рудным веществом) с помощью СММА, сканирующей электронной микроскопии и радиографического анализа позволило выявить две стадии внутрирудных тектонических смещений.

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

Литература

1. Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 24 с.
2. Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. Использование планарных систем флюидных включений в структурно-геологических исследованиях гидротермальных месторождений (на примере месторождения Антей) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2014. № 1. С. 36–41.
3. Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33–46.
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., Полуэктов В.В. Динамика изменения фильтрационных характеристик горных пород в процессе рудогенеза: микроструктурные реконструкции на примере уранового месторождения // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Мат-лы третьей Всерос. конф. с междунар. участием, 20–25 августа 2018 г., г. Чита [Электронный ресурс]. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2018. С. 231–234. DOI: 10.31554/978-5-7925-0536-0-2018-231-234.

ВЛИЯНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА АКТИВИЗАЦИЮ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Устюгов Г.В.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
gen.ustyugov@mail.ru

Вопросы связи грязевого вулканизма с сейсмичностью рассматривались исследователями разных стран начиная с середины XIX в. Анализ публикаций по данной теме свидетельствует о наличии связи между различными характеристиками деятельности грязевых вулканов и сейсмическими событиями. Считается, что причинно-следственная связь усиления грязевулканической активности с подземными толчками особенно четко прослеживается в том случае, когда очаг землетрясения и грязевой вулкан находятся в пределах одной разломной структуры и когда вулкан накопил достаточное количество вещества и энергии для активизации. В таких случаях землетрясения часто выступают спусковым механизмом – триггером для грязевулканических извержений. Следовательно, в течение нескольких дней после землетрясений можно ожидать рост числа извержений грязевых вулканов. В работе [5] показано, что число пар событий «землетрясение–извержение» значительно выше, чем для случайных совпадений.

Возникает логичный вопрос о пороговых значениях для магнитуды землетрясения и эпицентрального расстояния. Исходя из зарегистрированных извержений грязевых вулканов, вызванных землетрясениями, триггерами наиболее часто являются землетрясения в пределах 100 км, которые генерируют в месте нахождения грязевого вулкана сотрясения интенсивностью шесть баллов и выше по шкале Меркалли [5]. Однако даже когда сейсмическая интенсивность превышает заданный порог, извергается лишь часть грязевых вулканов. Это указывает на то, что другие факторы также играют важную роль в процессе запуска грязевулканических извержений. Сами извержения сильно различаются: от спокойных и относительно небольших непрерывных излияний до сильных взрывных выбросов в единицы и десятки тысяч кубических метров водогрязевой смеси.

Другой обоснованный вопрос – это интервал времени между землетрясением и запущенным им грязевулканическим извержением. Существует несколько примеров извержений, возникающих в течение нескольких минут после сильной тряски, вызванной прохождением сейсмических волн от землетрясений. Например, грязевой вулкан на острове Баратанг (Андаманские острова, Индия) извергался всего через несколько минут после сильного землетрясения магнитудой 9.0, произошедшего в районе Андаманских островов в 2004 г. Есть также примеры, когда усиление грязевулканической активности происходит в течение от нескольких месяцев до 2–3 лет после сильных землетрясений. В 2001 г. в Азербайджане было зарегистрировано рекордное количество извержений грязевых вулканов, которые, вероятно, были активированы двумя соседними землетрясениями в ноябре 2000 г. с магнитудой 6.0 и 6.3 [4]. Извержения произошли на 24 грязевых вулканах на максимальном расстоянии 108 км от эпицентров землетрясений. Самая высокая частота извержений наблюдалась шесть месяцев после землетрясений. Было замечено, что в течение 1.5 лет после землетрясений произошло шесть извержений на расстоянии менее 40 км от эпицентров. Извержения в течение третьего года происходили только на расстоянии свыше 70 км от эпицентров [2].

Активизация грязевых вулканов может происходить не только в формате извержений. Сильные землетрясения влияют также на изменения дебита газа, элементного состава и температуры водогрязевой смеси в грязевых вулканах. В

работе [1] описаны изменения в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана, которые произошли после Горнозаводского и Невельского землетрясений на юге острова Сахалин. По итогам мониторинговых наблюдений было отмечено резкое увеличение дебита газа в 2–5 раз по сравнению с его средним уровнем до землетрясений. Концентрации CO_2 и CH_4 в грязевулканических газах скачкообразно изменились сразу после землетрясения, а затем имели хорошо выраженные тренды (близкие к линейным) на возвращение к исходным значениям. Кроме того, отмечались положительные и отрицательные аномалии температуры водогрязевой смеси в грифонах, изменялся элементный состав сопочной брекчии. Часть грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана практически не отреагировала на землетрясения.

Большинство исследователей приходят к мнению, что доминирующее влияние на грязевулканическую деятельность оказывают динамические, а не статические напряжения, вызываемые землетрясениями. Динамические напряжения медленнее уменьшаются с расстоянием по сравнению со статическими, что делает их более эффективным спусковым механизмом на больших дистанциях. Доказательства корреляции статических изменений напряжения и вызванных грязевулканических извержений практически в большинстве случаев отсутствуют. По-видимому, существует частотная зависимость отклика грязевых вулканов на сейсмические события – длиннопериодные сейсмические волны более эффективны как триггеры, чем волны с меньшим периодом той же самой амплитуды. Возможными механизмами усиления грязевулканической активности, обусловленной землетрясениями, могут являться разжижение и потеря прочности грунтов, избыточное поровое давление, повышение гидравлической проницаемости вследствие удаления гидравлических барьеров, зарождение и рост пузырьков газа [4]. Эти механизмы не являются взаимоисключающими и могут действовать одновременно. Чтобы определить, какие механизмы преобладают в конкретных случаях активизации грязевых вулканов, требуются дополнительные и разносторонние исследования. Актуальным остается и вопрос о различных прогнозных оценках для извержений, которые запускаются землетрясениями. Интересно отметить здесь работу [3], в которой для грязевых вулканов Центральной Италии, активизировавшихся в связи с серией сейсмических событий 2016–2017 гг. (магнитуда от 5.0 до 6.5), предпринята попытка построить вероятностную функцию их отклика в зависимости от амплитуды динамических напряжений. Исследования в этом направлении в перспективе позволят получить адекватные и корректные оценки георисков.

Литература

1. *Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В.* Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 49–57.
2. *Babayev G., Tibaldi A., Bonali F.L., Kadirov F.* Evaluation of earthquake-induced strain in promoting mud eruptions: the case of Shamakhi-Gobustan-Absheron areas, Azerbaijan // Natural Hazards. 2014. V. 72. P. 789–808.
3. *Maestrelli D., Bonini M., Delle Donne D., Manga M., Piccardi L., Sani F.* Dynamic triggering of mud volcano eruptions during the 2016–2017 Central Italy seismic sequence: triggering of mud volcano eruptions // J. of Geophysical Research: Solid Earth. 2017. V. 122. P. 9149–9165.
4. *Manga M., Brumm M., Rudolph M.L.* Earthquake triggering of mud volcanoes // Marine and Petroleum Geology. 2009. V. 26. P. 1785–1798.
5. *Mellors R. et al.* Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions // J. of Geophysical Research: Solid Earth. 2007. V. 112. B4. doi:10.1029/2006JB004489.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ЭФФЕКТА ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ НА БАССЕЙН ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ В ПОСЛЕДНЮЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ

Уткина А.О.

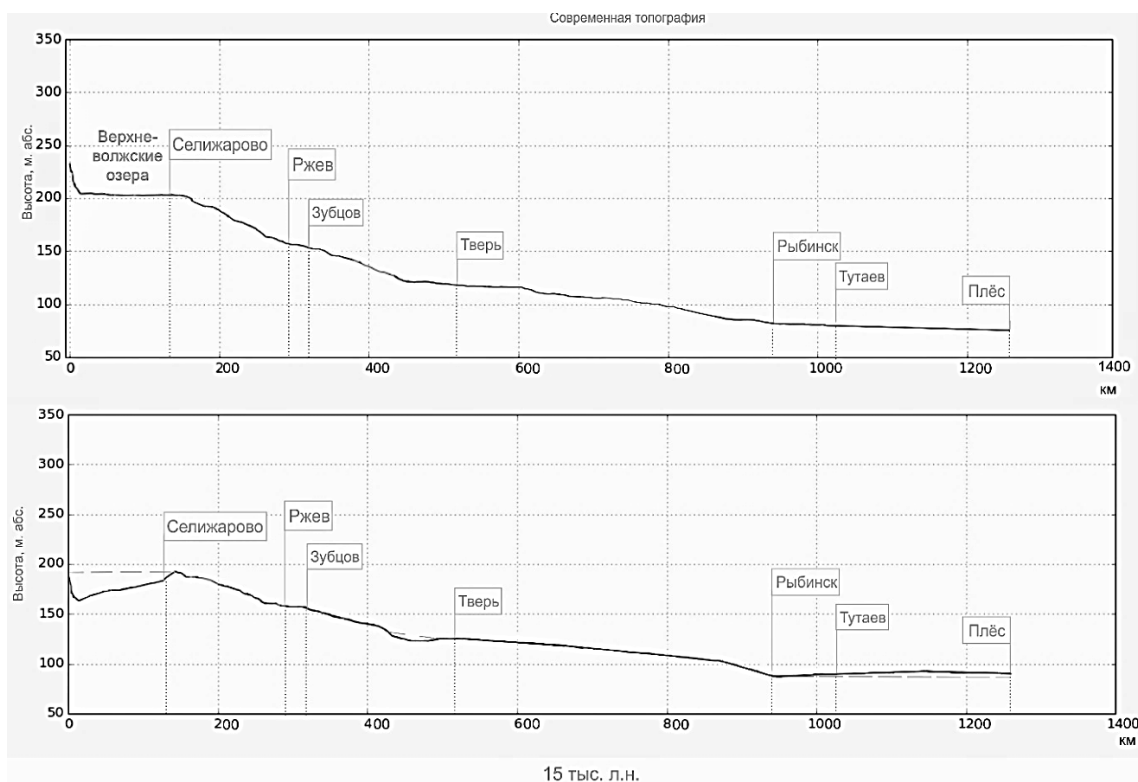
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
owl_sherry@mail.ru

Согласно представлениям, появившимся во второй половине XX века и до сих пор поддерживаемым большинством ученых, в период максимальной стадии развития ледникового покрова в перигляциальной зоне северной части центра Русской равнины возникла региональная система обширных подпрудных приледниковых озер. Подобные озера должны были оказать существенное влияние на формирование геоморфологического облика территории и на строение речных долин, в том числе долины верхней Волги.

Один из важных факторов, который должен был оказать значительное влияние на формирование приледниковых озер, но редко учитывается в их исследовании, – влияние гляциоизостазии [2]. Существование ледниковых щитов вызывало прогибания литосферы, которые сменялись при таянии ледников близкими по величине поднятиями в эпохи позднеледниковой и межледниковой [1]. Прогибание литосферы под нагрузкой ледниковых щитов распространялось за пределы их краев, образуя флексуру, наклоненную к ледниковому щиту. В дистальном направлении от ледника в пределах перигляциальной зоны она завершалась крупным валообразным поднятием (т.н. приледниковый компенсационный вал – ПКВ, glacial forebulge). Физические деформации земной поверхности и изменения поля силы тяжести повлекли за собой во время оледенений неравномерные деформации, что должно было значительно изменить характер стока в перигляциальной зоне Русской равнины по сравнению с современным. Соответственно, приняв во внимание величины и характер региональных гляциоизостатических деформаций, можно получить основу для моделирования гидрографических объектов LGM и последующих стадий деградации ледника.

Разработки математической основы теории гляциоизостатических деформаций привели к появлению возможности создания глобальной модели, которая и в настоящее время постоянно дорабатывается. В данный момент выпущена шестая версия модели ICE-6G [3]. В модели содержатся сведения о континентальной палеотопографии и палеобатиметрии океана, от последнего ледникового максимума (LGM) до настоящего времени. Данные находятся в свободном доступе на персональном сайте автора (W.R. Peltier) и распространяются на даты от 21 тыс.л.н. до настоящего времени с интервалом 500 лет.

Согласно используемой модели, эффект гляциоизостазии на территории верхней Волги должен был проявиться прежде всего в изменении топографии в пределах приледниковой флексуры. На основе исходных данных модели созданы растры, содержащие пространственную информацию о поправках на топографию. Чтобы выделить только деформации земной коры и не учитывать изменения уровня моря, от поправок на высоты для интересующих нас временных срезов (LGM и 15 т.л.н.) мы отняли константу, отражающую изменения высоты геоида. Далее к растру с современной топографией были прибавлены растры с поправками, что позволило получить палео-ЦМР для времени LGM и 15 тыс.л.н.



Продольные профили р. Волги, полученные по данным современной топографии и палеотопографии (15 тыс. л.н.).

Для получения более наглядной иллюстрации изменений топографии в бассейне верхней Волги были построены продольные профили по руслу Волги по палео-ЦМР и по современной ЦМР (рисунок). При сопоставлении продольных профилей видно, что с учетом гляциоизостазии общий «перекос» всего бассейна верхней Волги в сторону ледника по используемой модели не выявлен, то есть введенные деформации не оказываются достаточно «сильными», чтобы значительно изменить рельеф по сравнению с современным. Однако влияние гляциоизостазии проявляется в образовании в долине Волги участков с обратным или практически нулевым уклоном, на месте которых речной сток мог замещаться проточными водоемами. «Перекас» проявляется только для времени 15 т.л.н. на участке выше г. Селижарово, что позволяет с большей точностью предположить существование там приледникового озера.

Исследования проводятся при поддержке РФФ (проект № 17-17-01289).

Литература

1. Былинский Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене. М.: Национальный геофизический комитет РАН, 1996. 210 с.
2. Panin A., Adamiec G., Filippov V. Fluvial response to proglacial effects and climate in the Upper Dnieper valley (western Russia) during the late Weichselian and the Holocene // Quaternaire. 2015. 26 (1) P. 27–48.
3. Peltier W.R., Argus, D.F., Drummond R. Space geodesy constrains ice-age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2015. 120. P. 450–487.

ОЛИГОЦЕН-НИЖНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ: КОРРЕЛЯЦИИ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО И ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

Хассан А.И.^{1,2}, Чувашова И.С.^{1,3}, Титова Л.А.⁴, Усольцева М.В.⁴, Руднева Н.А.³

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

² Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Решение вопроса о соотношениях тектонической эволюции и развития озерных палеобассейнов в Прибайкалье и на Витимском плоскогорье требует сравнительного литологического и палеонтологического изучения разрезов [1]. Важнейшее значение имеет корреляция разрезов кайнозойских толщ плоскогорья с разрезами осевой Баргузинской долины Байкальской рифтовой зоны, которая непосредственно соединяется с Южно-Байкальской впадиной – ее историческим ядром [2]. Стратоны осевых рифтовых впадин представлены фрагментами дотанхойской толщи палеогена – нижнего миоцена и повсеместно развитыми танхойской угленосной свитой миоцена – нижнего плиоцена, аносковской красноцветной свитой верхнего плиоцена – эоплейстоцена и песчаной свитой с синхронными полифациальными отложениями плейстоцена – голоцена [1, 3]. На Витимском плоскогорье разрез начинается мел-палеогеновыми переходными слоями мохейской свиты, не имеющими стратиграфических аналогов в осадочном наполнении осевых рифтовых впадин. Со стратонами Южно-Байкальской впадины сопоставляются эоценовая иренгинская свита, олигоценовая кулариктинская свита (включая ее стратиграфический аналог – сосновоозерскую толщ), средневерхнемиоценовая джиллиндинская свита, плиоценовая хойготская и плейстоценовая береинская толщи Витимского плоскогорья.

В Баргузинской долине разрез начинается с верхнего олигоцена. Отложения этого возраста вскрыты в нижней части разреза скв. 545 (абсолютная высота устья 505 м, глубины 188.5 и 181.5 м), пройденной в южной части Баргузинской долины в районе села Уро. Палиноспектр с глубины 188.5 м характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных пород (хвойных), таких как *Pinus cristata*, *P. Bireiformis*, *P. Exinata*, *Podocarpus dacrydioides*, *Cedrus parvisacata*, а также обилием пыльцы рода *Picea* двух секций и двух видов из секции *Eurpiceae*, отмеченных в позднем олигоцене. Среди пыльцы покрытосеменных древесных растений отмечены элементы, характерные для позднеолигоценового времени: *Carya sparkmania*; *Castanopsis*; *Comptonia aborigena*; *Myrica hartwegiformis*; *Cyclocarya cyclatera* и др. Пыльца травянистой растительности отсутствует, что также указывает на палеогеновый возраст отложений. Состав палиноспектра с глубины 181.5 м отразил растительность заключительной фазы олигоцена, в которой резко преобладало видовое разнообразие пыльцы хвойных пород (кетелеерия и ели двух секций). Состав покрытосеменных пород беден в видовом и количественном отношении. Одновозрастные отложения кулариктинской свиты и сосновоозерской толщи Витимского плоскогорья переслаиваются с базальтовыми лавами, охарактеризованными позднеолигоценовыми К–Аг датировками 29 и 20–18 млн лет. Палинокомплекс из отложений этих стратонов свидетельствует о распространении полидоминантных хвойно-широколиственных лесов с реликтами растительности эоцена и немногочисленными представителями бореальной флоры [1].

Выше по разрезу скв. 545, на глубинах 167.0, 154.0 и 141.5 м, определен близкий состав спорово-пыльцевых спектров, представленный в основном пыльцой голосеменных и покрытосеменных пород, характерной для отложений нижнего миоцена. Встречаются единичные зерна (реликты), присущие отложениям олигоцена: *Comptonia aborigena*, *Fotergila gracilis*, *Magnolia denudatoides*, *Diervilla sp.*, *Engelhardtia sp.* Появление в составе голосеменных пород пыльцы рода *Larix* на глубинах 154.0 и 141.5 м может указывать на накопление толщи в конце раннего миоцена.

Выше по разрезу скв. 545 Баргузинской долины палиноспектр пробы с глубины 125.0 м отразил растительность начала среднего миоцена. Для комплекса характерно преобладание пыльцы покрытосеменных растений, среди широколиственных пород которых доминируют роды *Quercus* и *Fagus*. В составе голосеменных пород возрастает значение пыльцы рода *Tsuga*, которая получила максимальное распространение во время климатического оптимума. Палинокомплексы среднего миоцена – нижнего плиоцена Витимского плоскогорья характеризуют деградацию тургайской флоры [1].

Еще выше по разрезу скв. 545, в пробах охристых отложений с глубин 117.5 и 45.6 м, преобладает пыльца голосеменных пород, состав которой, по сравнению с пыльцой более ранних комплексов, становится заметно беднее. Эта же тенденция прослеживается и для пыльцы покрытосеменных древесных пород, среди которых возрастает значение мелколиственных (*Betula*, *Alnus*, *Salix*). В пробе с глубины 45.6 м отмечено значительное количество пыльцы представителей родов таксодиевых и магнолии (два вида), что может свидетельствовать о формировании отложений в конце позднего миоцена – начале раннего плиоцена. В пробе с глубины 100.8 м обнаружены единичные зерна спор и пыльцы. На уровне секций, родов и видов состав выделенных микрофоссилий близок палиноспектрам проб из выше- и нижележащих отложений.

Красноцветные образования верхнего миоцена или верхнего миоцена – нижнего плиоцена охарактеризованы в составе сарайского биостратиграфического горизонта острова Ольхон. Охристые отложения Среднего Байкала и Баргузинской долины могли сформироваться на уровне танхойской свиты в результате локального размыва более древних кор выветривания. В сероцветных озерных отложениях Баргузинской долины, вскрытых скважинами 531 и 532 в районе села Бодон, определены диатомеи среднего миоцена – нижнего плиоцена. Доминирование планктонных и разнообразие бентосных видов свидетельствуют о формировании осадков в прибрежной зоне обширного озерного бассейна с развитой пелагиалью.

Выполненные корреляции отражают развитие седиментации в Баргузинской долине начиная с позднего олигоцена. В разрезе скв. 45 различаются стратоны (снизу вверх): 1) дотанхойская толща верхнего олигоцена – нижнего миоцена; 2) нижняя толща танхойской свиты начала – середины среднего миоцена; 3) верхняя толща танхойской свиты второй половины среднего миоцена и 4) охристая толща верхнего миоцена – нижнего плиоцена.

Работа выполнена по проектам Института земной коры СО РАН № 0346-2016-0005 и Лимнологического института СО РАН № 0345-2016-001 с частичной поддержкой грантом РФФИ № 18-35-00417 мол_а. Авторы благодарят проф. С.В. Рассказова и палинолога Т.Ф. Трегуб за участие в работе и консультации.



Литература

1. *Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири* / С.В. Рассказов, Н.А. Лямина, Г.П. Черняева и др. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.
2. *Логачев Н.А.* Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // Доклады Академии наук. 2001. Т. 376, № 4. С. 510–513.
3. *Логачев Н.А.* Саяно-Байкальское Становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.

СКОРОСТНАЯ ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ПОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ ПО ПРОДОЛЬНЫМ ПРИЕМНЫМ ФУНКЦИЯМ

Хритова М.А.^{1,2}, Мордвинова В.В.¹, Кобелева Е.А.^{1,2}, Кобелев М.М.^{1,2}, Сеньюков С.Л.³, Назарова З.А.³

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, hritova@crust.irk.ru

² Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Иркутск

³ Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Петропавловск-Камчатский

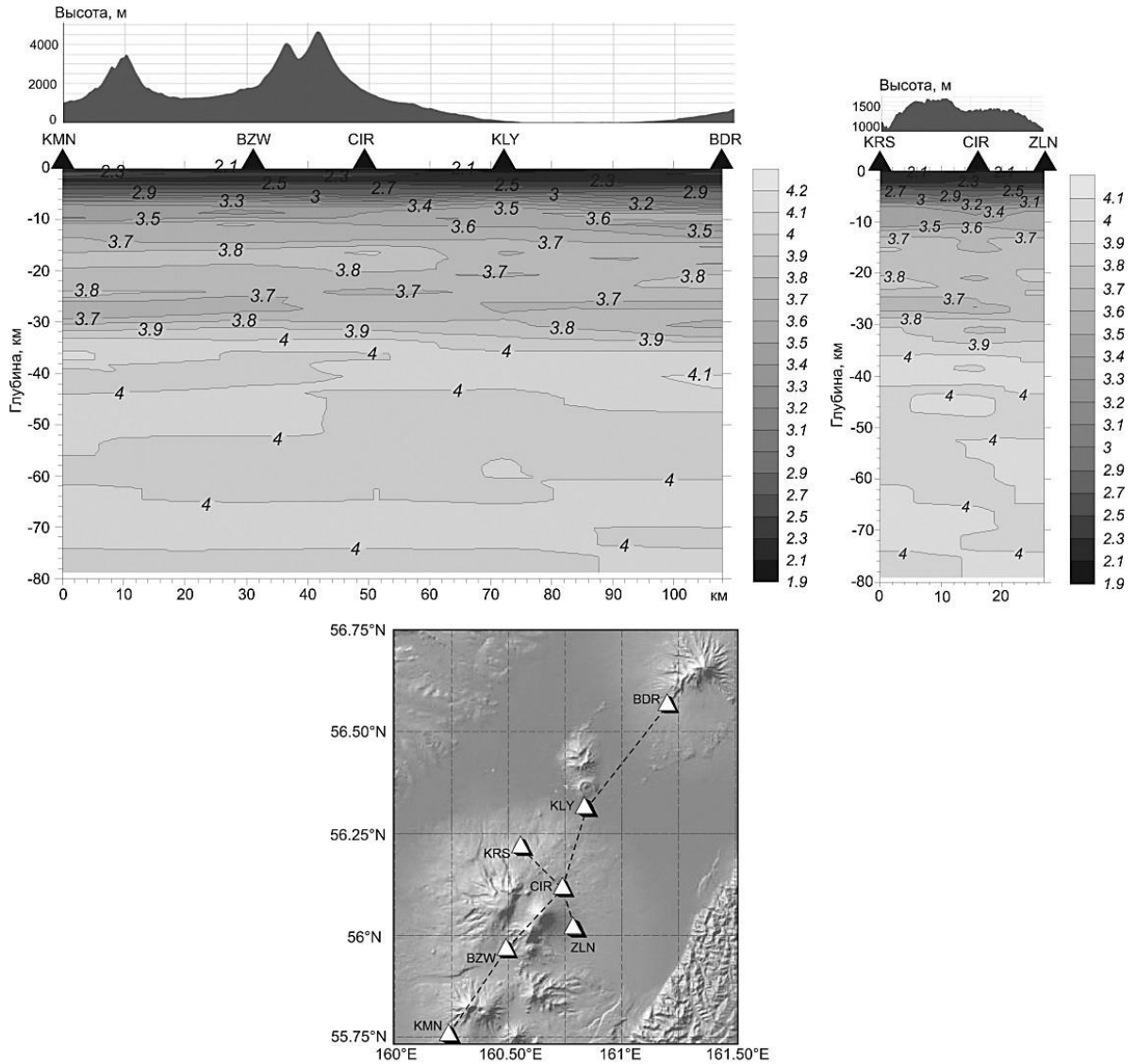
Положение полуострова Камчатка в переходной зоне между материком и океаном обусловило сложность его строения и тектонической обстановки. Исследования Камчатки ориентированы на изучение ее недр не только с целью их освоения, но и для определения направленности развития глубинной структуры полуострова. Так называемая большая сейсмология делает существенные шаги в изучении глубинного строения по записям землетрясений. Однако, хотя Камчатка оснащена сейсмостанциями лучше по сравнению с другими регионами, данных наблюдений все еще недостаточно для уверенного представления о глубинной структуре полуострова. Результаты различных методов существенно отличаются друг от друга, вызывая необходимость дальнейших исследований.

Более плотная сеть сейсмических станций в районе Ключевской группы вулканов позволила исследовать земную кору и верхнюю мантию вдоль двух взаимно пересекающихся профилей (рисунок) методом продольной приемной функции (P-to-S) [3, 4]. Для этого привлечены записи сильных далеких землетрясений, обратные азимуты которых соответствуют направлениям профилей. Именно удаленность используемых землетрясений (> 2000 км) дает возможность применить в качестве зондирующего сигнала близвертикальные сейсмические импульсы. Благодаря им скоростная структура коры и самой верхней мантии исследуется в непосредственной близости от пункта регистрации землетрясений, без значительного искажающего сейсмического сноса, неизбежного при использовании наклонных лучей близких и региональных землетрясений. Рядом приемов, свойственных сейсморазведке (деконволюция, накопление сигнала, фильтрация), исключается и влияние неоднородностей как в районе землетрясения, так и на пути от него к району исследования.

В процедуре инверсии приемных функций в качестве 1-го приближения до глубины 75 км [3] используется сглаженная зависимость скорости от глубины, представленная слоями толщиной от долей километра в наиболее неоднородной верхней части модели до 2–5 км в верхней мантии. Соответствующая скоростям плотность рассчитывается исходя из закона Берча [1]. Как правило, для ускорения процесса поиска присущего исследуемому региону распределения скорости по глубине в качестве первого приближения привлекаются средние значения скоростей, найденные ранее какими-либо рекогносцировочными исследованиями. В Байкальской рифтовой зоне, например, это результаты глубинного сейсмического зондирования. Для Ключевской группы вулканов за 1-е приближение был принят 4-слойный S-скоростной разрез до глубины 30 км, скорости в котором сравнительно плавно увеличиваются от слоя к слою [2], скорости V_p и V_s в мантии были приняты равными 7.2 и 4.0 км/с.

Результирующие взаимно перпендикулярные скоростные разрезы показаны на рисунке. Выявленные кора и мантия неоднородны как вдоль длинного профиля, так и вдоль короткого, что проявляется в чередовании слоев повышенной и пониженной скорости. Характерно, что под высокими сопками на глубине 16–20 км обнаруживается

высокоскоростной (более плотный, как бы подпирающий) слой. Мантия под ним также более высокоскоростная. На глубинах более 50 км различия исчезают.



Двумерные V_S -модели по результатам инверсии приемных функций и топография вдоль пересекающихся профилей через Ключевскую группу вулканов: KMN–BDR и KRS–ZLN. Треугольниками с соответствующими кодами отмечены позиции сейсмостанций; изолинии в интервале скоростей от 1.9 до 3 км/с проведены с шагом 0.2, от 3 до 4.1 км/с – с шагом 0.1 км/с.

Более сложная скоростная структура на коротком разрезе из трех станций. Сравнение величин скоростей распространения сейсмических волн на этих взаимно перпендикулярных профилях может свидетельствовать об анизотропии глубинного строения в районе Ключевской группы вулканов.

Литература

1. *Birch F.* Density and composition of mantle and core // *J. Geophys. Res.* 1964. V. 69, P. 4377–4388.
2. *Droznina S.Ya., Shapiro N.M., Drozniz D.V., Senyukov L.S., Chebrov V.N., Gordeev E.I.* S-Wave Velocity model for several regions of the Kamchatka Peninsula from the cross correlations of ambient seismic noise // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth.* 2017. V. 53, N 3. P. 341–352.
3. *Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W.* Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: Contrasts in the evolution of structures across the Talass–Fergana fault // *J. Geophys. Res.*, 1993. V. 98, N B3. P. 4437–4448.
4. *Vinnik L.P.* Detection of waves converted from P to S in the mantle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1977. V. 15. P. 39–45.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД НЕФТЕНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВЕРЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРСТАНА

Хузина А.Ф., Королев А.Э.

Институт геологии и нефтегазовых технологий,
Казанский федеральный университет, Казань, al.khuzina@mail.ru

Истощение основных запасов углеводородов в отложениях девонской и нижне-каменноугольной системы на территории Татарстана стимулирует нефтяные компании начать разработку нефтеносных комплексов средней каменноугольной системы. Согласно разведочному бурению, большая часть нефтяных запасов в отложениях среднего карбона приурочена к породам башкирского яруса и верейского горизонта, залегающим в пределах Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода. Если нефтяные залежи башкирского яруса достаточно хорошо изучены с геологической точки зрения, то нефтеносные отложения верейского горизонта представляют собой малоизвестный объект для разработки. Часто при хорошей нефтенасыщенности керна, подтвержденной данными ГИС, получить притоки нефти из выделенных нефтеносных пластов весьма проблематично [1].

Одной из причин этого является плохое представление о петрофизических свойствах пород верейского горизонта, не позволяющее четко выделять пласты-коллекторы и пласты-неколлекторы. Известно, что основным критерием, по которому выделяются породы-коллекторы, служит граничное значение пористости. При пористости меньше граничной порода относится к неколлекторам, больше – к коллекторам. Сопоставление величин емкостных характеристик пород верейского горизонта с характером их нефтенасыщенности и проницаемостью позволяет в качестве граничных значений взять пористость в 8.0 % при коэффициенте глинистости $K_{гл} < 3$. По мере повышения $K_{гл}$ граничное значение пористости будет смещаться в большую сторону. При этом проницаемость, обеспечивающая удовлетворительное извлечение углеводородов из пород-коллекторов, должна быть не ниже 0.015 мкм².

По этим критериям из всех многочисленных структурно-генетических разностей горных пород, слагающих разрез верейского горизонта, к породам флюидоупорам относятся аргиллиты, мергели и плотные карбонатные породы – известняки со структурой мадстоунов, ваксоунов, рудстоунов и пакстоунов в соответствии с классификацией Данхема [2].

Аргиллиты и мергели обладают хорошими экранирующими свойствами в силу высокого содержания глинистой составляющей. Пелитовые частицы хлорита и иллита обуславливают субкапиллярный размер фильтрационных каналов, содержащих неподвижную, связанную воду. За счет подобного естественного гидрозатвора породы способны хорошо удерживать нефтяные флюиды. Кроме того, глинистые частички предохраняют мергели от перекристаллизации, не позволяя им увеличить свои емкостно-фильтрационные параметры. С учетом всего вышесказанного, подтвержденного полным отсутствием в аргиллитах и мергелях углеводородной пропитки, в работе не проводились определения петрофизических характеристик глинистых пород и пород смешанного карбонатно-глинистого состава. Известняки со структурой мадстоунов по своим емкостно-фильтрационным свойствам мало чем отличаются от вышерассмотренных пород. Прямые определения петрофизических характеристик показали, что их пористость составляет от 0.93 до 4.85 %, а проницаемость по газу от 0 до 0.0005 мкм². Столь низкие емкостно-фильтрационные значения обуславливают весьма незначительную нефтенасыщенность пород. Согласно

прямым определениям, остаточная нефтенасыщенность по массе составляет лишь 0.01–0.69 %. Учитывая величины проницаемости, можно предположить, что наличие в пелитоморфных известняках остаточной нефти обусловлено процессами диффузионного проникновения углеводородов в субкапиллярные каналы пород.

Известняки со структурой рудстоунов так же, как и вышеназванные разности, характеризуются низкими петрофизическими параметрами. Их пористость варьируется от 1.56 до 7.58 %, проницаемость – от 0.00 до 0.014 мкм². Значения в 5.54–7.58 % характерны для участков породы, где наблюдаются пятнистые выпоты нефти. Их локальный характер и незначительные объемы в целом никак не сказываются на петрофизических свойствах литокластовых известняков, являющихся внутрiformационными флюидоупорами.

Известняки фораминиферовые со структурой пакстоунов и известняки брахиоподовые со структурой вакстоунов, не подвергшиеся выщелачиванию, характеризуются близкими к породам рудстоунам значениями петрофизических величин. Их пористость составляет от 0.52 до 9.76 %, проницаемость – от 0.00 до 0.027 мкм². Относительно высокие значения пористости-проницаемости приурочены к нефтенасыщенным участкам, имеющим локальное развитие в виде выпотов нефти.

В отложениях верейского горизонта к породам-коллекторам относятся в основном известняки фузулиновые и криноидно-фузулиновые со структурой грейнстоунов, а также известковые алевропесчаники, подвергшиеся выщелачиванию.

Известняки со структурой грейнстоунов, обладающие в керне равномерной нефтенасыщенностью, характеризуются весьма высокими петрофизическими величинами. Их пористость составляет от 12.95 до 25.33 %, проницаемость – от 0.04 до 0.81 мкм². Остаточная нефтенасыщенность – 0.81–5.23 % по массе пород 25.25–56.51 % к объему пор. Учитывая низкий коэффициент глинистости $K_{гг} = 2.7–3.6$, можно считать их наиболее перспективными породами-коллекторами при разработке нефтеносных пластов. Аналогичные породы, подвергшиеся неравномерному выщелачиванию и обладающие пятнисто-полосчатой нефтенасыщенностью, характеризуются неравномерным распределением по объему пласта значений емкостно-фильтрационных свойств. За счет процессов выщелачивания в нефтенасыщенных участках пористость может варьироваться в пределах 9.06–26.71 %, проницаемость – 0.041–0.184 мкм². В плотных участках пористость составляет 0.76–5.27 %, проницаемость – 0.001 мкм². Коэффициент глинистости также меняется по разрезу $K_{гг} = 3.6–6.0$.

Алевропесчаники по своим петрофизическим свойствам сходны с известняками со структурой грейнстоунов, обладающих равномерной нефтенасыщенностью. Их пористость составляет 11.07–26.07 %, проницаемость – 0.001–0.95 мкм². Даже при относительно высоком коэффициенте глинистости $K_{гг} = 8.4–11.8$ эти породы обладают хорошими емкостно-фильтрационными свойствами, делающими их перспективными для разработки.

Таким образом, при анализе кернового материала и данных ГИС стандартного каротажа следует выделять в первую очередь слои, сложенные равномерно нефтенасыщенными известняками со структурой грейнстоунов с коэффициентом глинистости $K_{гг} < 3$. Алевропесчаники также можно рассматривать в качестве потенциальных пород-коллекторов, если их мощность превышает 1.0 м. При меньшей мощности их разработка малорентабельна.



Литература

1. *Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Морозов В.М., Низамутдинов Н.М., Пронин Н.В.* Причины низкой нефтеотдачи верейского горизонта Аканского месторождения // Нефтяное хозяйство. 2014. № 10. С. 57–59.
2. *Danham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks : Symposium Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem / Ed. by V.E. Ham. 1962. V. 1. P. 108–121.

ФЛЮИДЫ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОБРОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ): ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

Шапаренко Е.О.¹, Хоменко М.О.¹, Бурнакова Ю.В.², Мухортова Д.А.²

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, shaparenkoe@gmail.com

² Институт горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета, Красноярск

Золоторудное месторождение Доброе находится на территории Северо-Енисейского района Красноярского края, в заангарской части Енисейского кряжа. Главной рудоконтролирующей структурой данного района является Ишимбинский глубинный разлом, в зоне влияния которого локализовано месторождение Доброе. Запасы золота на месторождении оцениваются в 13 со средним его содержанием 2.8 г/т [1]. Месторождение относится к прожилково-вкрапленному гидротермальному типу в сланцевой толще, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации. Рудные тела залегают в пределах жильно-прожилковых зон и сложены маломощными кварцевыми жилами, зонками прожилкования, несущими золотую и сульфидную минерализацию. Основным минералом кварцевых жил является кварц. Рудная минерализация представлена пирротинном, пиритом, арсенопиритом, галенитом и золотом. Золото распространено в руде неравномерно и макроскопически представлено самородной разновидностью внутри кварцевых зерен, в межзерновом пространстве и в сростаниях с другими рудными минералами.

Характеристики флюидов, которые принимали участие в формировании и преобразовании кварцевых жил месторождения Доброе, были проанализированы в полированных с двух сторон кварцевых пластинках участка Татьянинский. Было выделено две генерации кварца: гранулированный и жильный. Первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения в кварце были изучены следующим комплексом методик: термометрия, криометрия, рамановская спектроскопия и газовая хромато-масс-спектрометрия. По фазовому составу при комнатной температуре были выделены следующие типы флюидных включений: однофазные (ЖCO_2 , ГCO_2 , $\text{ЖCO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$, $\text{ГCO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$), двухфазные ($\text{ЖH}_2\text{O} + \text{Г}$) и трехфазные ($\text{ЖH}_2\text{O} + \text{ЖCO}_2 + \text{Г}$).

Установлено, что в формировании и преобразовании кварцевых жил месторождения Доброе принимали участие несколько типов флюидов с различными термобарогеохимическими характеристиками. Установлено, что в водной фазе включений присутствуют хлориды Mg, Na с соленостью 4.50–13.0 мас. % (NaCl экв.). В газовой фазе флюидов обнаружены CO_2 , CH_4 , N_2 , большая группа углеводородов и S, N-содержащих соединений. При этом наблюдаются различия в составе и содержании летучих компонентов в кварцевых жилах из околорудных и рудных зон месторождения, что указывает на смену окислительно-восстановительных условий в процессе рудоотложения [2, 3]. Температура формирования кварцевых жил лежит в интервале от 180 до 360 °C.

Опираясь на вышеизложенные данные, можно предположить, что изменчивость термобарогеохимических характеристик была связана с нестабильностью окружающей обстановки, которая способствовала активному трещинообразованию и управляла процессами отложения золота.



Выражаем благодарность А.М. Сазонову за предоставление материалов для изучения, а также Н.А. Гибшер, А.А. Томиленко, Т.А. Бульбак за помощь в интерпретации полученных результатов.

Литература

1. Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Оябрь В.К., Власов В.С., Бабушкин В.Е., Кириленко В.А., Землянский С.А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск: СФУ, 2010. 584 с.
2. Gize A.F. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits // Econ. Geol. 1999. V. 94. P. 967–980.
3. Gize A.F., Macdonald R. Generation of compositionally atypical hydrocarbons in CO₂-rich geologic environment // Geology. 1993. V. 21. P. 129–132.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ)

Шапаренко И.О., Неведрова Н.Н.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, Shaparenkoio@ipgg.sbras.ru

Электротомография – современный, широко востребованный метод постоянного тока, предназначенный для построения детальных двумерных и трехмерных геоэлектрических моделей среды по данным, полученным на поверхности земли или в скважинах. Электротомография основана на применении многоэлектродных электроразведочных установок, подключаемых к аппаратуре, способной по заданной схеме по-разному коммутировать токовые и измерительные электроды [1].

Безусловно, инверсия полевых данных является важной и наиболее востребованной составляющей интерпретации. Вместе с тем программы численного моделирования также необходимы, их привлекают на стадии планирования полевых работ и для верификации результатов. Перед проведением измерений в поле зачастую известна априорная информация о предполагаемых размерах и глубине залегания объекта. Используя программы моделирования, можно опробовать различные типы установок, изменять шаг между электродами, для того чтобы выбрать самую оптимальную методику измерений [3].

Работы были выполнены на трех различных участках крупных впадин Горного Алтая: в центральной части Курайской впадины, в районе пос. Бельтир и пос. Мухор-Тархата Чуйской впадины. Эти сложнопостроенные участки с наличием разломных зон выбраны с учетом априорных геолого-геофизических данных. При проведении полевых работ методом электротомографии применялась аппаратура «Скала-48». Методика измерений разработана на основе результатов численного моделирования с использованием программного пакета на графических процессорах, разработанного в ИНГГ СО РАН И.В. Суродиной [2]. Обработка и интерпретация полевых данных, построение геоэлектрических моделей выполнены с помощью программных пакетов Res2DInv [5] и ERTLab [4].

В результате были определены геоэлектрические характеристики ряда разломных структур на участках исследования. В целом, разломные зоны выделяются значимым понижением удельного электрического сопротивления (УЭС) относительно вмещающих отложений, на которое влияют такие факторы, как литологический состав горных пород, присутствие многолетней мерзлоты, изменение сейсмического режима исследуемой территории и прочее. Можно отметить, что для каждого конкретного участка имеется характерный диапазон УЭС, ширина соответствующего разломного нарушения, наклон сместителя, которые могут существенно различаться. В частности, в районе пос. Мухор-Тархата УЭС разломной зоны изменяется от 150 до 200 Ом·м, ширина составляет около 50 м и зона является наклонной. В долине р. Чаган (пос. Бельтир) получены наиболее высокие значения УЭС в 3000, 4000 Ом·м, что обусловлено присутствием мерзлоты, ширина в пределах 20 м и положение сместителя разлома практически вертикальное. В Курайской впадине интервал УЭС составляет 200–300 Ом·м, а ширина определена в 40 м.

Так как разломы фактически определяют строение межгорных впадин, могут являться сейсмогенерирующими, их детальные характеристики важны для ряда



геологических дисциплин, геодинамических исследований, прогнозных работ, выполняемых геофизическими методами.

Литература

1. Балков Е.В., Панин Г.Л., Маништейн Ю.А., Маништейн А.К., Белобородов В.А. Электротомографии: аппаратура, методика и опыт применения // Геофизика. 2012. № 6. С. 54–63.
2. Суродина И.В., Фаге А.Н. Модуль численного трехмерного моделирования данных метода электротомографии на графических процессорах. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2017660273 от 20.09.2017 г.
3. Неведрова Н.Н., Санчаа А.М., Суродина И.В., Шапаренко И.О. Оценка возможности восстановления разломной зоны методом электротомографии по данным численного моделирования // Геодинамика. Геомеханика и геофизика: XVI Всероссийский семинар, посвящ. 80-летию со дня рожд. акад. С.В. Гольдина (стационар «Денисова пещера», Россия, Алтайский край, п. Солонешное 25–30 июля 2016 г.). Солонешное, 2016. С. 24.
4. *Geostudi sAtier s.r.l.* [Electronic resource] <http://www.geostudisrl.com/>.
5. *Geotomo Software* [Electronic resource] <http://geotomosoft.com/>.

ИЗУЧЕНИЕ ИНТЕРВАЛОВ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ КОМПЛЕКСОМ МЕТОДОВ СЕЙСМО- И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Шелохов И.А.^{1, 2}, Буддо И.В.^{1, 2}, Смирнов А.С.^{3, 4}, Мисюркеева Н.В.^{1, 2}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, biv@crust.ru

² ООО «СИГМА-ГЕО», Иркутск

³ ООО «Газпром геологоразведка», Тюмень

⁴ ФГБОУ ВО «Тюменский индустриальный университет», Тюмень

В связи с возрастающим интересом к изучению карбонатных коллекторов в Восточной Сибири остро встает вопрос об эффективном (рациональном) комплексе геофизических методов, позволяющих получать более достоверную информацию о строении коллектора. Ввиду сложного строения карбонатных коллекторов, их изучение с использованием стандартных подходов к интерпретации геофизических данных не всегда эффективно. В данной работе авторами рассматриваются специальные подходы к интерпретации данных широкоазимутальной сейсморазведки МОВ ОГТ 3D в комплексе с методом зондирования становлением поля (ЗСБ) в модификации 3D.

Геологический разрез исследуемого участка характеризуется сложными горно-геологическими условиями бурения. В составе всех стратиграфических уровней разреза осадочного чехла находятся горизонты-коллекторы, проявляющиеся осложнениями в процессе бурения [3]. Известно, что ЗСБ как метод импульсной индукционной электроразведки характеризуется высокой чувствительностью к проявлению хорошо проводящих интервалов разреза на фоне горных пород низкой электропроводности. Физические и петрофизические предпосылки определяют эффективность ЗСБ для картирования зон флюидонасыщенной трещиноватости [1].

Тонкослоистая инверсия кривых ЗСБ с выделением горизонтов-коллекторов позволяет оценить удельное электрическое сопротивление (УЭС) каждого из горизонтов. По результатам инверсии получают тонкослоистые геоэлектрические разрезы, а также карты продольного сопротивления либо проводимости. Высокоразрешающая широкоазимутальная сейсморазведка МОВ ОГТ 3D эффективна при детальном изучении структурных особенностей разреза, а также для прогноза зон трещиноватости. В частности, анализ амплитудных характеристик и когерентности сейсмической записи позволяет дополнить структурную модель осадочного чехла особенностями тектоники, включая разломы, и положением зон трещиноватости [1].

Спектральная декомпозиция – широкоизвестный метод определения и исследования геологических объектов в сейсмическом волновом поле посредством локализации отдельных компонент сигнала на выделенных частотах. Получаемые кубы спектральных характеристик возможно как использовать в стандартном варианте атрибутного анализа, так и интерпретировать посредством RGB-смешивания. Принцип данной процедуры заключается в присвоении каждому входному атрибуту цветового кода: красного, зеленого или синего. Изменение величины атрибута описывается мерой насыщенности цветового канала. На выходе алгоритма атрибуты объединяются в единую карту, в каждой точке которой находятся три значения амплитуды [4].

Известно, что вся земная кора в целом представляет собой планетарный трещинный массив с зональной структурой трещиноватости слагающей его горнопородной среды [2]. Именно трещинный слоистый многопластовый тип распределения природных резервуаров в осадочном чехле платформ, в котором каждый пропласток трещиноватых карбонатных коллекторов чередуется с флюидоупорным, является наиболее сложным объектом прогноза насыщения и фильтрационно-емкостных

свойств (ФЕС); результаты этих исследований могут характеризоваться неоднозначностью интерпретации.

Поле рассеянных волн формируется от совокупности трещин, т.е. анизотропного пустотного пространства, и является интерференционным, зависящим больше от распределения неоднородностей, чем от акустической характеристики пород.

Для картирования зон трещиноватости в карбонатно-галогенной толще используются сейсмические данные [6]. На первом этапе исключаются нежелательные влияния верхней части разреза, а потом применяются фокусирующие процедуры обработки сейсмических данных с получением разреза целевого объекта изучения, т.е. энергии рассеянных волн, на основании которых выявляют, исследуют и дифференцированно характеризуют сложнопостроенные чередующиеся трещинно-кавернозные межсолевые пласты.

По результатам расчета атрибутов сейсмической записи и решения обратной задачи ЗСБ построены графики, иллюстрирующие проявление зон трещиноватости. Полученные результаты позволяют сделать ряд выводов:

1. Среднеквадратическая амплитуда RMS имеет невысокие коэффициенты корреляции с остальными атрибутами (кроме зависимой когерентности) и напрямую не отражает наличия осложнений в скважинах (в зонах трещиноватости).

2. Атрибут когерентности сейсмической записи имеет наиболее высокую корреляцию с амплитудой RMS. Данный факт связан с тем, что когерентность напрямую отражает меру снижения амплитуды между соседними трассами. В свою очередь, области снижения когерентности отражают нарушение корреляции между соседними трассами, что является диагностическим признаком наличия разрывных нарушений.

3. Амплитуда частотной компоненты 20 Гц имеет довольно высокие коэффициенты корреляции (0.78–0.88) с продольной проводимостью и рассеянной компонентой. Однако изменение ее величины не соответствует результатам бурения.

4. Продольная проводимость по 3D ЗСБ и рассеянная компонента сейсмической записи имеют наивысшие коэффициенты корреляции (0.88) и наилучшим образом отражают результаты бурения: вскрытие зон флюидонасыщенной трещиноватости келорского горизонта.

Результаты проведенных исследований показывают принципиальную возможность картирования целевых объектов [5, 6] на основе комплекса методов МОВ ОГТ 3D и 3D ЗСБ (флюидонасыщенных межсолевых анизотропных каверново-трещинных коллекторов с широким диапазоном проницаемости).

Литература

1. Буддо И.В. Тонкослоистые модели при изучении коллекторов в осадочном чехле методом зондирования становлением поля в ближней зоне – методика и результаты интерпретации (на примере юга Сибирской платформы): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2012. 16 с.
2. Николаевский В.Н. Трещиноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 646–656.
3. Поспеев А.В. и др. Современная практическая электроразведка. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 231 с. DOI: 10.21782/B978-5-9909584-1-8.
4. Chopra S., Marfurt K.J. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. society of exploration geophysicists and european Association of Geoscientists and Engineers, Geophysical Developments Series. 2007. № 11. P. 481.
5. Смирнов А.С., Вахромеев А.Г., Шелохов И.А., Касьянов В.В., Яицкий Н.Н., Макарова А.В. Картирование сложно построенных трещинно-кавернозных зон с АВПД в геологическом разрезе осадочного чехла северо-восточного борта Ангаро-Ленской ступени по геофизическим данным // GeoBaikal 2018. Иркутск, 2018. DOI: 10.3997/2214-4609.201802041



6. Буддо И.В., Смирнов А.С., Мисюркеева Н.В., Шелохов И.А., Поспеев А.В., Касьянов В.В., Агафонов Ю.А. Интегрирование данных электромагнитных и сейсморазведочных исследований на всех стадиях геологоразведочных работ: от поисково-оценочного этапа до разработки месторождений углеводородов // Экспозиция Нефть Газ. Набережные Челны: ООО «Руснефть». Октябрь, 2018. № 6 (66). С. 60–64.

ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ИЗЛИВА ПРИРОДНЫХ РАССОЛОВ ТОЛБАЧАНСКОЙ СВИТЫ В ОКОЛОТРУБОЧНОМ МАССИВЕ ТРУБКИ ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)

Янников А.М.

Воронежский государственный университет, Воронеж, yannikov90@mail.ru

Добыча алмазов на настоящий момент по многим месторождениям осуществляется в сложных горно-геологических, гидрогеологических и газодинамических условиях. Одним из флагманов подземной добычи является рудник «Интернациональный». На настоящий момент глубина отработки данного месторождения превысила 1200 м, строительство основных и вспомогательных горных выработок производится в отложениях толбачанской свиты ($C_1 tb$). Необходимость изучения пород данной свиты продиктована безопасной отработкой данного месторождения и накопления опыта для последующей отработки других месторождений (в том числе алмазоносных трубок).

В пределах околотрубочного пространства коренного месторождения трубка Интернациональная глубина залегания кровли толбачанской свиты от дневной поверхности составляет 1065 м (а.о. кровли –665 м) [1], мощность в пределах шахтного поля составляет 370–380 м. В породах толбачанской свиты в пределах изучаемого участка (околотрубочного пространства) выделяется 15 газонасыщенных, газоводонасыщенных коллекторов [2]. Коллектора состоят из отдельных пластов-коллекторов мощностью от 0.4 до 4.5 м. Эффективная общая мощность коллекторов толбачанской свиты 90–110 м [3].

Данные, полученные в ходе натуральных наблюдений, подтвердили, что изменчивая интенсивность водопритоков по скважинам обусловлена особенностями водосодержащих коллекторов толбачанской свиты, а именно – крайне низкими параметрами проводимости и крайне малыми естественными запасами данных высоконапорных, высокоминерализованных (до 520 г/литр) пластовых вод (рассолов). Для скважин было характерно непостоянство расходов (дебитов) наблюдаемых водопритоков и их малодобитность (фиксируемые притоки редко превышали 250–300 л/час). Самоизлив вод, как правило, был не продолжителен, эпизодичен, за фиксируемыми в ходе натуральных наблюдений «всплесками активности» (продолжительностью от 2–5 дней до 15–25) следовали долговременные периоды с полным отсутствием каких-либо водопроявлений. При подробном рассмотрении определялась корреляционная связь с зоной основного кимберлитоконтролирующего разлома и зонами оперяющих разломов. Эти зоны сопряжены с повышенной трещиноватостью и, как следствие, с увеличенной «свободной емкостью» пластов. Скважины, находящиеся в непосредственной близости (до 10, реже 15 м) от данных зон, характеризовались большими естественными емкостными запасами, подтверждающимися более интенсивными дебитами, большим объемом излившихся природных рассолов и большей наблюдаемой длительностью излива.

После определения доминирующего влияния оперяющих разломов на емкостные свойства исследуемых коллекторов исследования были направлены на выявление техногенных и природных факторов, влияющих на режим и интенсивность самоизлива рассолов по сети опытных скважин.

К техногенным факторам, влияющим на формирование наблюдаемого режима излива пластовых вод по опытным скважинам, прежде всего относятся горно-проходческие и связанные с ними буровзрывные работы. Анализ воздействия данного техногенного фактора на режим самоизлива производился при помощи корреляции проводимых взрывных работ и фиксации наличия излива пластовых вод. В результате было выявлено, что излив основного количества насыщенных рассолов (2265 м³, или 86 %) произошел в периоды ведения горно-проходческих взрывных работ. Излив рассолов в данные периоды был интенсивнее в 1.6 раза по сравнению с изливом во время отсутствия взрывных работ [4], что позволяет охарактеризовать данный фактор как доминирующий. Так как не все наблюдаемые периоды излива пластовых вод были обусловлены только лишь техногенным воздействием, были продолжены поиски природных факторов, непосредственно или опосредованно влияющих на режим и интенсивность наблюдаемого самоизлива. После проведенного анализа возможных факторов воздействия выявлены закономерности между изменением барометрического давления и режимом излива природных насыщенных рассолов.

Для анализа воздействия изменения атмосферного (барометрического) давления в качестве одного из факторов, влияющих и определяющих параметры фиксируемого излива, была проведена комплексная оценка режима излива в 2014–2016 гг.

В результате было установлено, что начало практически каждого выделенного периода самоизлива сопровождалось ростом или понижением атмосферного давления. Началу уменьшения или увеличения интенсивности излива пластовых вод предшествовало изменение атмосферного давления, как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения, что, в свою очередь, позволяет говорить о том, что резкие, скачкообразные перепады атмосферного давления влияли на фильтрацию пластовых рассолов по трещинным коллекторам в имеющихся иммобилизованных, илизионных структурах, где местом разгрузки выступали стволы опытных скважин, а областью обеспеченного питания – вся сформированная под воздействием структурно-тектонического и литолого-фациального факторов «линза-микрозалежь». Средняя степень изменения давления составляет 4–5 мм рт. ст., максимальные значения – 12–19 мм. рт. ст. Необходимо отметить, что для 85 % периодов изменение давления либо не оказывало значимого воздействия в виду невысоких ступеней изменения (порядка 1–3 мм рт. ст.), либо имело суммирующее с техногенным, своего рода синергетическое, воздействие на режим и интенсивность излива пластовых насыщенных рассолов.

В целом исследования подтвердили крайнюю малодобитность изучаемых коллекторов и небольшие естественные запасы природных рассолов. Всего за три года исследований (2014–2016 гг.) из сети опытных скважин излилось 2636 м³ [5].

Литература

1. *Иост Н.А., Янников А.М.* Гидрогеологическая характеристика отложений толбачанской свиты в околотрубочном пространстве месторождения трубка Интернациональная // Сборник докладов VIII Всероссийской научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире». Мирный, 2017. С. 201–205.
2. *Янников А.М.* Интенсивность и продолжительность самоизлива пластовых вод из малодобитных коллекторов толбачанской свиты // Вестник ВГУ, серия геология. 2018. № 1. С. 139–141.
3. *Янников А.М., Голованев О.А.* Газоносность отложений толбачанской свиты в околотрубочном пространстве месторождения трубка Интернациональная // Естественные и технические науки. 2018. № 10. С. 83–88.



**XXVIII Всероссийская молодежная конференция
«Строение литосферы и геодинамика»
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 8–14 апреля 2019 г.**

4. *Янников А.М., Голованев О.А.* Зависимость интенсивности самоизлива рассолов от буровзрывных работ в районе трубки Интернациональная // Вестник ВГУ, серия геология. 2018. № 3. С. 111–113.
5. *Янников А.М., Янникова Ю.Ю.* Режим и интенсивность самоизлива насыщенных природных рассолов толбачанской свиты // Сборник докладов XI Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Геология в развивающемся мире». Пермь, 2018. С. 284–287.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аило Ю.	9	Заика В.А.	38, 153	Петров В.А.	55, 167
Акинфиев Н.Н.	83	Зедгенизов Д.А.	77	Петрова Д.И.	128
Алексеев С.В.	143	Зиновьева Н.Г.	134	Пономарев А.Д.	130
Алокла Р.Э.	11	Ибрагимов Д.Р.	139	Попеко Л.И.	153
Алферьева Я.О.	134	Иванова В.Н.	72	Приступов Е.А.	106
Аль Хамуд А.	14, 132	Ильин А.В.	74	Рубцова М.Н.	25
Альтемиров Д.В.	17	Искрина А.В.	77	Руднева Н.А.	132, 173
Аскарова Д.А.	19	Какоурова А.А.	79	Русак А.А.	134
Багаева А.А.	141	Ключевская А.А.	79	Садыхов Э.А.	136, 139
Бадмацыренова Р.А.	23	Кобелев М.М.	176	Салтанов В.А.	141
Бадьянова Л.В.	21	Кобелева Е.А.	176	Саньков А.В.	29
Базаров Б.В.	23	Коваленко В.В.	117	Сарыг-Оол Б.Ю.	57
Базарова Е.П.	25	Ковалева С.А.	81	Сатановский К.К.	141
Байрамов А.А.	139	Козлов А.Е.	86	Светлаков А.А.	143
Баранов Д.В.	27	Козырева Е.А.	126, 143	Сентякова Н.С.	145
Баянова Т.Б.	104	Кокорев О.Н.	83, 86	Сенюков С.Л.	176
Берзин А.Г.	98	Королев А.Э.	128, 179	Сергеева В.М.	147
Блинова С.А.	29	Костровицкий С.И.	81	Серебряков Е.В.	63, 149
Бобров А.В.	77	Котельников А.Р.	134	Середкина А.И.	151, 155
Борисенков К.В.	141	Криулина Г.Ю.	77	Серов М.А.	68
Брыжак Е.В.	31	Кузьмичев А.Б.	141	Смелый Р.В.	125
		Лазарева Е.В.	57	Смирнов А.С.	33, 186
Буддо И.В.	33, 65, 110, 186	Лебедев В.М.	88	Смирнов Ю.В.	153
		Лейченко Г.Л.	147	Смирнова Ю.Н.	153
Булах М.О.	35	Липянина А.В.	90	Смоленский Д.Н.	88
Бурнакова Ю.В.	182	Литвинова И.В.	88	Соколова Т.С.	155
Бучнев И.Н.	38	Лосев И.В.	95, 96	Сорокин А.А.	38
Бычков А.Ю.	134	Майдан Н.Т.	165	Спешилов С.Л.	83
Валитов Ш.К.	40	Максимова А.А.	92	Старикова А.Е.	157
Ванин В.А.	42	Малов В.И.	94	Татаринов В.Н.	95, 96
Велиев А.А.	139	Мальцев А.Е.	46	Тимофеев С.П.	160
Вишневская И.А.	92, 93	Мамедов С.М.	139	Титова Л.А.	132, 163, 173
Волкова В.И.	46	Маневич А.И.	96, 97	Третьяков А.А.	61
Восель Ю.С.	44, 46	Марсанова М.Р.	99	Турова И.В.	165
Галеев Р.И.	48	Мартьянов В.В.	86	Усольцева М.В.	132, 163, 173
Галиева А.Р.	128	Марфин А.Е.	101	Устинов С.А.	55, 167
Гвишиани А.Д.	95	Межеловская С.В.	104, 106	Устюгов Г.В.	169
Гибадулина Э.Н.	50	Межеловский А.Д.	104	Уткина А.О.	171
Гладков А.А.	51, 63	Мезина К.А.	44, 108	Хассан А.И.	132, 163, 173
Гладков А.С.	149	Мельгунов М.С.	108	Хоменко М.О.	182
Голич А.Н.	53	Мисюркеева Н.В.	33, 110, 186	Хритова М.А.	176
Горлов И.В.	33	Мордвинова В.В.	176	Хузина А.Ф.	179
Граменицкий Е.Н.	134	Мусаев А.М.	113		
Грохольский А.Л.	147	Мухамедова М.М.	125	Чувашова И.С.	9, 11, 72, 132, 163, 173
Гусева А.С.	55	Мухортова Д.А.	182		
Густайтис М.А.	57	Мухтиев М.А.	115	Шапаренко Е.О.	182
Данукалов Н.К.	61	Мягкая И.Н.	57	Шапаренко И.О.	184
Данукалова М.К.	141	Назарова З.А.	176	Шарлов М.В.	65
Денисенко И.А.	63	Намзалова О.Д.-Ц.	117		
Джуманиязов Д.И.	113	Неведрова Н.Н.	184	Шелохов И.А.	33, 65, 110, 186
Дубинин Е.П.	147	Нечаев И.О.	117		
Емельянов В.С.	65	Никитенко О.А.	119, 122	Щекина Т.И.	134
Ершов В.В.	66	Ощепкова А.В.	125	Щипков А.А.	86
Жижерин В.С.	68	Пашкова Г.В.	125	Янников А.М.	189
Журкова И.С.	44, 70	Пеллинен В.А.	126		

Научное издание

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА

Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции,
Иркутск, 8–14 апреля 2019 г.

Литературный редактор *Е.А. Балукова*
Компьютерная верстка *В.А. Пеллинен*

Подписано к печати 15.03.2019 г.
Формат 60×84 1/8. Бумага офсетная. Печать RISO.
Уч.-изд. л. 25. Усл. печ. л. 23,3. Тираж 200 экз. Заказ № 100.
Отпечатано в ИЗК СО РАН,
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128