



УФИМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



Сборник статей

XVI Межрегиональная научно-практическая конференция,
посвященная 75-летию Института геологии и
100-летию со дня рождения доктора геол.-мин. наук В.А. Маслова

**«ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ БАШКОРТОСТАНА,
УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ»**

Уфа, 23-29 сентября

УДК 55(470,57)
ББК 26.3я43
Г36

- Г36 ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ БАШКОРТОСТАНА, УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ: Сборник статей XVI Межрегиональной научно-практической конференции, посвященной 75-летию Института геологии УФИЦ РАН и 100-летию со дня рождения доктора геол.-мин. наук В.А. Маслова г. Уфа, 23-29 сентября, 2026 г. — Москва: Издательство «Перо», 2026. — 10,1 Мб. [Электронное издание].

ISBN 978-5-00289-341-6

В сборник вошли материалы XVI Межрегиональной научно-практической конференции, посвященной 75-летию Института геологии УФИЦ РАН и 100-летию со дня рождения доктора геол.-мин. наук В.А. Маслова “Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий”, состоявшейся 23-29 сентября 2026 года в Институте геологии — обособленном структурном подразделении Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук.

Материалы конференции включают работы авторов из научно-образовательных и производственных организаций Уфы, Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Самары, Казани, Сыктывкара, Ухты, Пермского края, Екатеринбурга, Миасса, Новосибирска, Томска, Улан-Удэ, Хабаровска (Российская Федерация), Гюмри (Республика Армения), Баку (Республика Азербайджан), Алматы (Республика Казахстан), Ташкента (Республика Узбекистан).

Материалы будут интересны для широкого круга специалистов, занятых в различных областях геологии, стратиграфии, минералогии, геофизики, геоэкологии, геохимии.

УДК 55(470,57)
ББК 26.3я43
ISBN 978-5-00289-341-6

© Авторы, 2026

Оглавление

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА	6
<i>А.Г. Авдалян, М.В. Оганян</i> Анализ распределения гипоцентров землетрясений на территории Армении по данным EMSC.....	6
<i>Я.Г. Аухатов</i> Прикладное значение учения о метаносфере Беяла Магтасимовича Юсупова.	9
<i>Я.Г. Аухатов, Л.М. Ситдикова, Н.М. Хасанова, Б.В. Сахаров</i> Надвиговые движения в Западной Сибири и нефтеносность.....	12
<i>И.В. Голованова, К.Н. Данукалов, Р.Ю. Валиева, Н.П. Парфирьев</i> Применение палеомагнитного метода для геологического расчленения свит ашинской серии венда.....	15
<i>А.М. Косарев, К.Р. Минибаева, Г.Т. Шафигуллина</i> Геодинамика, вулканизм и колчеданное оруденение в магнитогорской мегазоне Южного Урала в раннем и среднем девоне	17
<i>А.В. Кочергин, Н.В. Грановская</i> Вендский молассоидный комплекс Башкирского поднятия: рифтогенная интерпретация.....	20
<i>З.Е. Клысова, А.Г. Меньжукова, З.Ф. Улямаева</i> Научные исследования В. А. Маслова как вклад в энциклопедистику Башкортостана.....	23
<i>М.Т. Крупенин</i> Основные этапы эволюции мезопротерозойской Приуральской надрифтовой впадины и связь с минерагенией	25
<i>А.В. Куликова, П.А. Красильников, Д.К. Нурғалиев, К.Р. Миннебаев, П.Д. Котлер</i> Термотектоническая эволюция Южно-Татарского свода и прилегающих территорий по данным трекового анализа апатита	28
<i>А.В. Лаломов</i> Россыпи как источник стратегического минерального сырья России	30
<i>Н.Н. Ларионов</i> Признаки субширотной зональности докембрийских отложений западного склона Южного Урала	33
<i>Н.Н. Ларионов</i> Субширотная зональность докембрийских отложений западного склона Южного Урала по данным комплексных геофизических исследований.....	37
<i>К.Р. Миннебаев, А.В. Куликова</i> Источники сноса среднедевонских-раннепермских терригенных отложений Южно-Татарского свода по результатам минералогопетрографического изучения песчаников и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного изучения обломочных цирконов	41
<i>Н.С. Уляшева</i> Раннекаменноугольные гранитные жилы шовной зоны Полярного Урала.....	45
2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ	48
<i>Т.В. Антоновская-Тобиассен</i> Строение и нефтегазоносность Северного моря (норвежский сектор)	48
<i>Е.Ю. Башлыкова</i> Фораминиферы рода <i>Tetrataxis</i> как индикатор микрофациальных условий в верхневизейско-нижнесерпуховских отложениях юго-востока Восточно-Европейской платформы и Южного Урала)	51
<i>Б.М. Газизуллин</i> Комплексная микропалеонтологическая характеристика келловейских отложений разреза Большие Тарханы (Республика Татарстан).....	53
<i>Г.Ф. Гизатуллина</i> Фациальная приуроченность и палеогеография остракод пограничных отложений визейского и серпуховского ярусов Южного Урала и Русской платформы.....	56
<i>В.М. Горожанин</i> Зигальгинская свита среднего рифея: основные проблемы стратификации и генезиса	59
<i>О.В. Гракова</i> Гидротермальный турмалин (оксидравит) из рифейских метапесчаников Южного Тимана	62
<i>А.В. Колесников</i> Становление первых сложноустроенных организмов Земли: новые данные из венда Урала	64
<i>А.В. Куриленко, С.В. Николаева, Е.И. Кулагина, С.Н. Мустапаева</i> Корреляция белеутинского горизонта центрального Казахстана с одновозрастными стратонами Забайкалья и Монголии по криноидеям	67

Е.И. Кулагина, С.В. Николаева, Т.И. Степанова, Н.А. Кучева, О.Л. Коссовая Биогермные постройки серпуховского и башкирского возраста на восточном склоне Южного Урала	70
Е.А. Кушим Эволюционные преобразования в сообществах ископаемых организмов на рубеже венда и кембрия (на примере изучения разрезов Прибалтийско-Ладужской моноклинали северо-запада России).....	74
А.В. Маслов Верхний докембрий западного склона Южного Урала: некоторые итоги литологических и литогеохимических исследований (1979–2026 гг.).....	77
О.Р. Минина, М.С. Скрипников, А.В. Куриленко К вопросу о переотложении органических остатков и датировании стратиграфических подразделений западного Забайкалья.....	80
В.М. Назарова Процессы микроэволюции на примере конодонтов	83
К.И. Никашин Использование геохимических маркеров для расчленения верхнеюрских–нижнемеловых отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба	86
А.А. Суяркова Зональная граптолитовая шкала силура Южного Урала - биостратиграфическая основа обновленной региональной стратиграфической схемы.....	89
О.П. Тельнова, П.А. Безносков, В.Н. Глинский Палеонтологическая характеристика франского разреза Северного Тимана и его значение для межрегиональной корреляции.....	93
А.М. Фазлиахметов Некоторые особенности девонских островодужных комплексов западно-магнитогорской зоны Южного Урала на широте г. Магнитогорск	96
А.Г. Яковлев Микротериологические исследования рыхлых отложений каскадной галереи пещеры Шульган-Таш (Южный Урал)	100
3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ	104
Е.Н. Горожанина, А.М. Косарев, Г.Т. Шафигуллина, В.М. Горожанин Особенности состава клинопироксен-порфировых базальтов ирендыкской свиты из разреза Ярлыкапово.....	104
Ю.В. Денисова Биотит Николайшорского массива (Приполярный Урал).....	107
С.Е. Знаменский Золоторудное месторождение Малый Каран (Южный Урал): геологическое строение, минералогия руд и метасоматических пород.....	110
П.Д. Котлер Петрология раннеколлизийных гранитоидов Обь-Зайсанской складчатой системы	112
Е.В. Кушманова Y-содержащий циркон из эклогитов Неркаюского комплекса Приполярного Урала: состав и особенности строения	115
Б.Б. Левочский, Д.В. Левочская, Д.С. Толкачева, Т.Ю. Якич Особенности становления ультрабазит-базитовых массивов Хабаровского края на примере массивов Богбасу, Икчука и Дюкали	118
С.В. Мичурин, А.А. Шарипова Пирит из флюоритов и вмещающих пород месторождения Суран (Южный Урал)	123
К.С. Повасев, О.В. Гракова Редкоземельная минерализация в докембрийских комплексах Севера Урала: новые находки и условия образования	127
И.Р. Рахимов Изотопный состав стронция и неодима в базальтах Берёзовской и Греховской свит Магнитогорской мегазоны Южного Урала	130
И.Р. Рахимов, Е.И. Михеев Эволюция родоначальных расплавов среднедевонской габбро-норитовой серии Южного Урала по данным LA-ICP-MS изучения породообразующих минералов	133
М.Ш. Садиров, И.В. Вологодина, Е.М. Асочакова Характеристика вещественного состава травертинов Томского района	134
Д.Е. Савельев, Т.Д. Шабутдинов, Р.А. Гатауллин, Е.Н. Савельева Минералогия хромититов из ультрамафитов Восточно-Уральской мегазоны.....	138
О.М. Силаева, Б.Г. Покровский, А.В. Самсонов, К.Г. Ерофеева, А.В. Степанова, М.А. Суханова, В.В. Устинова, А.А. Фатеева Постседиментационные преобразования доломитов туломозерской свиты на юго-западе Сегозерской структуры: влияние на изотопный состав углерода.....	141

<i>С.Г. Скублов, Л.И. Салимгараева, А.В. Березин, Д.Е. Белоножкина, Н.Г. Ризванова</i> Гранатиты в высокоградных метаморфических комплексах (Урал и Беломорский подвижный пояс).....	144
<i>А.В. Сначёв, В.Э. Баширов, М.А. Рассомахин, З.Р. Биктимерова, Д.В.Киселёва, В.С. Игошева</i> Рудоносность углеродистых сланцев зилаирской свиты (разрез Белорецкий, Южный Урал).....	147
<i>Е.О. Тягаев, М.А. Терёхин</i> Практическое применение геохимического анализа, как альтернативный инструмент традиционным методам деления добычи.....	150
<i>Г.Ю. Шардакова, Е.В. Пушкарев, А.О. Симанкова, Н.А. Антонишин</i> Новые данные об U-Pb возрасте детритовых цирконов из рыхлых отложений и метаморфитов Южного Урала: отражение этапов тектоно-термальной активности	151
<i>А.Н. Юричев</i> Трехкомпонентный (Cu–Au–Ag) твердый раствор из хромититов массива Сыум-Кей (Полярный Урал).....	154
4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ	157
<i>Н.А. Аббасов</i> Концептуальная модель формирования кислотного дренажа в природных геосистемах Мисхано-Зангезурской металлогенической провинции.....	157
<i>Д.Н. Андреев</i> Обоснование возможности отбора подземных вод различными типами водозаборов (на примере Ахангаранского месторождения).....	160
<i>Э.С. Басалямова, А.Д. Крутиков</i> Применение геоиндикаторов и данных дистанционного зондирования для оценки оползневой опасности горных территорий.....	162
<i>А.Н. Вихоть</i> Верификация краткосрочного прогноза динамики оползневого процесса в долине реки Воркута.....	165
<i>Д.Р. Зарипова</i> Цифровое моделирование инженерно-геологических условий территории Казанского кремля для прогноза развития опасных экзогенных процессов.....	167
<i>А.И. Колобова, А.Н. Гараева</i> Инженерно-геологические особенности и геоэкологический мониторинг природного объекта «Собакинские Ямы».....	170
<i>Р.Х. Мусин</i> О количестве вещества, депонируемого снежным покровом в Республике Татарстан.....	173
<i>Е.В. Середина</i> Агрегация и поверхностные свойства частиц как основа устойчивости грунтов под нагрузкой.....	176
5. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	180
<i>А.В. Кочергин, Н.В. Грановская, И.Х. Кадырбаков, Н.Р. Галимов</i> К методологии определения марки строительного камня из плотных горных пород на основе генетического класса.....	180
<i>Р.Н. Музафаров, А.В. Куликова, П.Д. Котлер</i> Анализ минералов тяжелой фракции методом КР-спектроскопии на примере неогеновых толщ северо-восточного шельфа о. Сахалин.....	182
<i>П.А.Патрикеев, А.В. Ахияров, А.М. Кирсанов, С.Н. Лаврова, И.С. Солтан</i> Формирование потенциальных флюидопоров на нижнем экзоконтакте пластовых интрузий с карбонатами среднекембрийского возраста в пределах Кочечумо-Мархинской НГПЗ (на примере новейших результатов параметрического бурения	183
6. ГЕОПАРКИ – ТЕРРИТОРИИ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАСЛЕДИЕ	190
<i>И.П. Бахарева</i> Прошлое и настоящее Частинской группы месторождений волконскоита.....	190
<i>А.Ф. Галиев</i> Перспективы развития геопарка «Арал» Кызылординской области Республики Казахстан.....	193

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТЕНИКА

АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО ДАННЫМ EMSC

А.Г. Авдалян¹, М.В. Оганян²

*Институт Геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА,
г. Гюмри, Республика Армения*

¹e-mail: arman.avdalyan.1981@mail.ru,

²e-mail: marine-0882@mail.ru

В настоящей работе проведен анализ пространственно-временного распределения гипоцентров землетрясений в пределах территории Республики Армения (РА) по данным Euro-Mediterranean Seismological Centre (EMSC). Для анализа гипоцентры землетрясений были сгруппированы по времени возникновения, магнитуде и условно выделенным районам. Цель исследования - установить наличие различий в глубинах гипоцентров в разных частях территории РА. Исследовано пространственно-временное распределение 547 землетрясений с магнитудой $M > 2$, зарегистрированных в 2005–2025гг. (рис. 1).

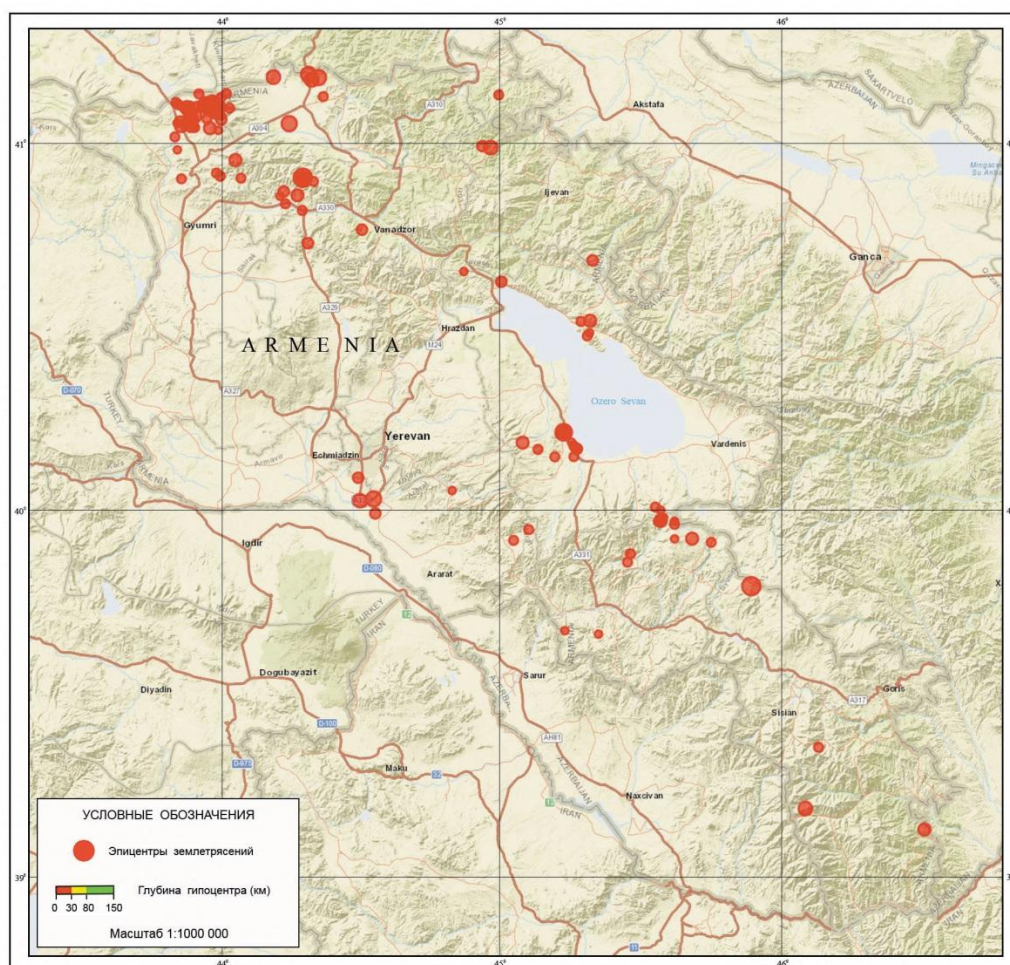


Рис. 1. Карта распределения эпицентров землетрясений с магнитудой $M > 2$ за 2005–2025гг. территории РА

Как видно из рис. 1, в Армении земная кора сейсмически активна от поверхности до глубин 30 км, при этом наибольшее число очагов (около 80%) сосредоточено в слое на глубинах 5–15 км, однако зафиксированы единичные землетрясения с глубиной гипоцентра до 35 км. При этом наблюдается связь между пространственным распределением гипоцентров и глубиной залегания контактной поверхности.

В земной коре территории Армении на отметках глубины 7–15 км гравиметрическими и сейсмическими исследованиями выявлена глубинная граница, характеризующаяся изменением плотностных и сейсмических свойств, разделяющая гипоцентрально поле на верхнюю и нижнюю части. При этом в верхней части преимущественно локализуются гипоцентры слабых землетрясений, а в нижней – гипоцентры землетрясений с большей магнитудой. Предполагается, что очаги сильных землетрясений приурочены к переходной зоне от гранитов к базальтам, т. е. диоритовой области, а очаги слабых землетрясений – к области гранитов [1].

Из рис. 2 следует, что преобладающая часть землетрясений земной коры территории РА происходит на глубинах 5–20 км. В северной и центральной частях территории РА максимальная глубина гипоцентров землетрясений превышает 30 км, тогда как на юге большинство гипоцентров располагается на глубинах до 15 км. По распределению магнитуд землетрясений существенных различий между северной и южной частями территории РА не выявлено. И на севере, и на юге преобладают землетрясения с магнитудой 2–3. Для северной части территории РА характерно большее количество землетрясений с низкой магнитудой.

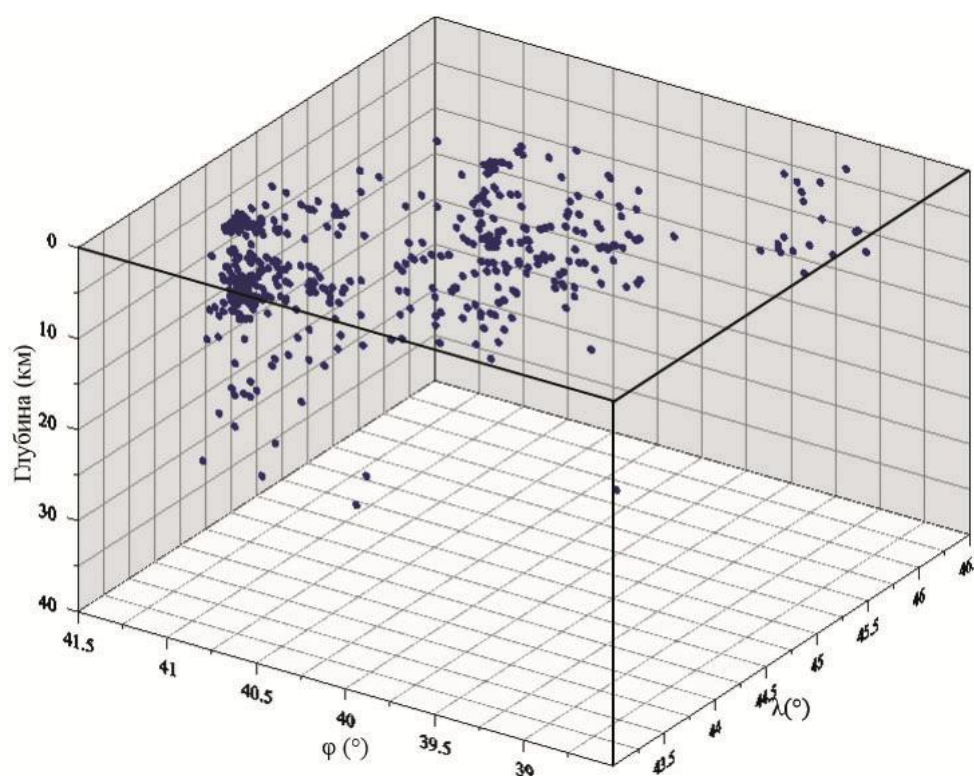


Рис. 2. Трехмерная модель распределения гипоцентров землетрясений с магнитудой $M > 2$ территории Армении за период с 2005 по 2025 гг

При анализе распределения гипоцентров сильных землетрясений в юго-западной части территории Армении установлено, что очаги землетрясений, приуроченные к Среднеараксинскому мегаблоку и зоне его сочленения с Центральным мегаблоком,

располагаются на глубинах 10–15 км, тогда как очаги Центрального мегаблока - на глубинах до 20 км. Также отмечаются различия в распределении гипоцентров в пределах отдельных блоков. Так, приуроченные к Тазагюхскому блоку очаги располагаются на глубине до 10 км, а Вайоцзорские очаги – до 15 км [2].

Данные, полученные другими исследователями, при анализе данных каталога Службы сейсмической защиты МЧС РА [3] аналогичны нашим. Авторами также отмечено, что на всей территории Армении около 99 % гипоцентров землетрясений имеют глубины 0–35 км, однако основная их часть сосредоточена на глубине до 20 км. Обобщенная характеристика распределения гипоцентров по глубине представлена в работе [4], где приведена карта поверхности подошвы сейсмоактивного слоя земной коры территории Армении, составленная для расчетной глубины 20 км. Анализ данной карты показывает, что «сейсмоактивный слой» земной коры имеет мозаично-блоковое строение, состоящее из относительно приподнятых и опущенных блоков подошвы, которые расположены на глубинах от 13 до 30 км. по отношению к изогипсе 20 км.

В результате анализа пространственно-временного распределения гипоцентров землетрясений территории РА по данным EMSC установлено следующее:

- Основная часть землетрясений с магнитудой $M > 2$, зарегистрированных в 2005-2025 гг. на территории РА, локализуется на глубинах 5–20 км.
- Максимальные глубины гипоцентров (>30 км) характерны преимущественно для северной и центральной частей территории РА, тогда как в южной части большинство очагов располагается на глубинах до 15 км.
- Анализ распределения магнитуд не выявил существенных различий между северной и южной частями территории РА; в обеих областях преобладают землетрясения с магнитудой 2–3.
- Землетрясения с большей магнитудой, как правило, приурочены к более глубоким слоям земной коры, тогда как слабые события локализуются ближе к поверхности.
- Полученные результаты в целом согласуются с данными ранее выполненных геофизических и сейсмологических исследований территории Армении.

Список литературы

1. Аветисян А.М., Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Саргсян Р.С. Структура земной коры Армении и распределение очагов землетрясений по глубине. Гюмри: Изд. ШГУ Ученые записки, 2015. С. 85–94.
2. Назаретян С.Н., Дургарян Р.Р., Шахбекян Т.А., Григорян А.Г., Мирзоян Л.Б. Региональные разломы территории Армении по геофизическим данным и их сейсмичность. Изд. "Гитутюн" НАН РА, Ереван, 2015. 186 с.
3. Назаретян С.Н., Шахбекян Т.А. Общие закономерности распределения землетрясений на территории РА // Ученые записки ЕГУ. Геология и география. 2014. № 2. С. 3–8.
4. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2005. Т. LVIII, № 3, С. 49–53.

ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ УЧЕНИЯ О МЕТАНОСФЕРЕ БЕЛЯЛА МАГТАСИМОВИЧА ЮСУПОВА

Я.Г. Аухатов

*Институт проблем экологии и недропользования АН РТ, г. Казань
e-mail: yan-89178823520@yandex.ru*

В 80-е годы прошлого века Белял Магтасимович Юсупов, будучи руководителем Института геологии Башкирского филиала АН СССР, разрабатывал и опубликовал метаносферную гипотезу [10]. Согласно его взглядам, метан является организующим фактором нефтяных и газовых месторождений. Ведущая его роль обосновывается тем, что основной компонент залежей представлен во многих бассейнах именно метаном и преимущественно метановым составом растворенных в нефти газов. Это возможно лишь в анаэробных условиях, когда миграция происходит в закрытых природных резервуарах, где господствует восстановительный флюидный режим. Следовательно, нефтяные углеводороды в этом случае могли образоваться как производные от геохимического воздействия метана и водорода на погребенную органику. Известно, что метан (CH_4) является самым низкотемпературным и термодинамически устойчивым углеводородом, имеющим поистине универсальное распространение во всех сферах Земли. Т.Т. Казанцева отмечала, что Б.М.Юсуповым предложены вполне обоснованные взгляды на образование газовых и газоконденсатных месторождений за счет метана глубинного происхождения [4]. Однако подчеркнула, что гипотеза о происхождении высших углеводородов нефтей за счет метана наталкивается на трудности, в основе которых лежит малая реакционная способность этого предельно насыщенного соединения. Но сегодня известна технология преобразования природного газа в жидкие углеводороды, такие как нефть, дизельное топливо, бензин и другие (по-англ. Gas-to-Liquid — газ в жидкость). Роснефть завершила разработку собственных технологий для создания синтетической нефти, получила патент и планирует внедрить его на Таймыре, заявил глава компании Роснефть Игорь Сечин на Петербургском Международном экономическом форуме (2026).

М.А. Камалетдиновым, Т.Т. Казанцевой и Ю.В. Казанцевым предлагается одновременность формирования структур и продуцирования углеводородов в результате шарьяжно-надвиговых движений. Нефтематеринские формации типа доманика можно рассматривать как «законсервированные природные нефтеперегонные заводы». Чтобы они заработали Юсупов Б.М. рассматривал поступление глубинного метана и водорода, а Камалетдинов М.А. и другие доказывали, что эти же процессы могут произойти при надвиговых движениях по отложениям, обогащенным органическими веществами (типа доманика), где происходит переход механической энергии в тепловую и сопровождается гидротермальными процессами. Надо отметить, отложения типа доманика обогащены соединениями, которые могут служить катализаторами при переходе керогена в жидкие углеводороды при участии метана. По нашим материалам, новейшие надвиговые тектонические движения происходят по обогащенным органическими веществами отложениям и приводят к срезаниям обсадных колонн и продуцированию углеводородов [2].

С метаносферой тесно связано современное и древнее гидратообразование. Открытие академиком А.А.Трофимуком и другими способности природных газов при определенных условиях соединиться с водой, образуя крупные залежи твердых гидратов, представляет собой крупное достижение [6]. В кристаллических гидратах один объем воды связывается с 70–300 объемами газа, который как бы сжат в сотни раз. Запасы природного газа в газогидратных залежах суши сопоставимы с запасами обычных газовых месторождений. В осадках дна Мирового океана количество метана, заключенного в газогидратных залежах, во много раз превышает общие ресурсы всех других горючих ископаемых суши. По оценкам советских

ученых, в глубоководных отложениях заключен почти млрд км³ газа. В последние годы стало известно метан поступает в атмосферу за счет разрушения газогидратов. Например, льды озера Байкал заполняют необычные белые пузыри разного диаметра, заполненные метаном из-за разрушения газогидратов. Европейские океанологи обнаружили у берегов Мавритании крупные утечки метана, источником которых выступают запасы газогидратов вечной мерзлоты в глубинных регионах дна Атлантического океана. Океанологи обнаружили на этих снимках сразу 23 гигантские воронки, которые, как показывают их расчеты, возникли в результате дестабилизации залежей метановых гидратов, скрытых на дне Атлантики под вечной мерзлотой, которая сформировалась в морском грунте во время эпохи оледенения. Эти замороженные запасы природного газа до недавнего времени оставались стабильными, однако рост температур на Земле привел к тому, что они начали разрушаться и взрывообразно высвобождаться. Также известно образование большого числа воронок на дне Северного Ледовитого океана и высвобождение крупных объемов метана. В июне 2014 года была обнаружена воронка на территории Бованенковского газового месторождения (ЯНАО) в виде кратера, окруженного валом. Появление воронок на поверхности земли усложняет строительство нефтегазовой инфраструктуры. Дальнейшее разрушение газогидратов может привести к резкому ускорению глобального потепления и катастрофическим последствиям, что необходимо учитывать при составлении прогнозов и выработке мер по борьбе с изменением климата.

О процессах газогидратообразования в формировании нефтегазоносных бассейнов писал Лукин А.Е. [5]. По мнению автора, сероводородные газогидраты привели к сероносности соленосных бассейнов. Остаются неизученными участие газогидратов в процессах седиментации и тектоники.

Большое количество метана сконцентрировано в осадочных бассейнах в составе нефти и газа месторождений углеводородов, а также в составе газа, растворенного в подземных водах. Большое количество метана содержится в угольных месторождениях и болотных газах. Это говорит о полигенном происхождении метана. В мире ежегодно добывают примерно полтора триллиона кубических метров природного газа. Но из недр на поверхность поступает газа намного больше. Колоссальные масштабы этого процесса стали известны лишь в конце XX века благодаря сделанным под руководством академика А.В.Сидоренко открытиям ученых, которые и ввели новое в науке понятие «углеводородное дыхание» Земли [8]. Термин «углеводородное дыхание» Земли, по академику А.В.Сидоренко, означает повсеместность и глубинность восходящих к земной поверхности углеводородных (УВ) флюидов, среди которых метан занимает первое место по своим объемам как конечный УВ-продукт деструкции более сложных УВ и как продукт глубинного синтеза водорода и углерода. Планетарная абиогенная первичность метана и его гомологов установлена по наличию «метановых» атмосфер на некоторых малых планетах-спутниках Солнечной Системы (Сатурн). Тем самым доказано, что метан был одним из компонентов протовещества планеты. Мантийность источников генерации УВ-газов подтверждается материалами бурения Кольской сверхглубокой скважины в пределах распространения архейско-нижнепротерозойского фундамента (Печенгинский район). Здесь на глубине около 12 км, вплоть до забоя 12 262 м, в плагиогнейсах фиксируются свободные углеводородные газы, вздымающиеся снизу и состоящие преимущественно из метана.

Огромные запасы метана сосредоточены в угольных месторождениях. Угольные газы, состоящие из метана от 60 до 98%, представляют большую опасность при добыче угля, являются причиной внезапных выбросов измельченного угля и появления полости в пласте. Выбросу предшествует рост напряжений в углеметановом пласте, который обнаруживается при появлении в пласте зоны тектонически препарированного угля. Чем больше тектоническая нарушенность угля, тем больше газоотдача и соответственно возможен выброс газа. Выброс газа сопровождается измельченным углем, который засыпает свободное

пространство шахт большим объемом до десятков тысяч тонн угля. Согласно И.Л.Эттингер [9], внезапные выделения происходят на пластах с высоким содержанием метана или двуокиси углерода и при наличии слоев или отдельных линз в пласте перетертого, измельченного угля, обладающего значительно пониженной механической прочностью. Зоны такого измельченного угля в пластах возникают при горизонтальных тектонических смещениях, т.е. при надвиговых движениях по пластам. В ходе вентиляции шахт в атмосферу выбрасывается большое количество метана – важнейшего парникового газа. Хотя срок его жизни в атмосфере на порядок меньше, чем углекислого газа, его парниковый эффект в десятки раз превосходит эффект CO₂. Скачкообразные изменения, возникающие в виде внезапного ответа системы на изменение внешних условий, в математике стали называться катастрофами [1]. Математическая модель теории катастроф позволяет показать, что наблюдаемые в природе процессы накопления и преобразования органического вещества, столкнувшись с каким-либо другим процессом, внезапно нарушаются, приобретая лавинный, скачкообразный характер. Можем надеяться, математическая модель теории катастроф поможет в прогнозировании глобальных изменений климата Земли. Предложенная Б.М. Юсуповым метаносфера наряду с биосферой, гидросферой имеет огромное значение для дальнейшего исследования в этом направлении [7]. К сожалению, не был создан отдельный НИИ по изучению метаносферы и не проводятся совещания. Разрозненные изучения специалистами различных НИИ роли метана в геологической истории Земли не отвечают сегодняшнему состоянию окружающей среды, когда возникают непредсказуемые катастрофы, связанные с метаном.

Авторы книги, посвященной 100-летию со дня рождения Беляла Магтасимовича Юсупова отмечали: «В итоге 60-летней деятельности, долгих исследований, размышлений он обосновал научную теорию, которая ставит его в один ряд с такими всемирно известными учеными как Д.И. Менделеев и И.И. Губкин» [7]. Поэтому рассмотренные нами направления в изучении метаносферы еще раз показывают, насколько многогранны и обширны вопросы, поднятые Б.М. Юсуповым. Внимание к этим вопросам с годами будет только возрастать, и это будет достойно памяти первооткрывателя нефтяных богатств Татарстана, талантливого руководителя и большого ученого.

Список литературы

1. Арнольд В.И. Теория катастроф. Москва: Изд-во «Наука», 1990. 128 с.
2. Аухатов Я.Г. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах Западной Сибири // Геология. Изв. ОНЗиЭ АН РБ, № 9, 2004. С. 110–111.
3. Аухатов Я.Г. Метаносфера и непредсказуемые катастрофы. // Современные вызовы и пути решения приоритетных задач по воспроизводству минерально сырьевой базы углеводородов: Материалы Международной научно-практической конференции. Казань: Изд-во «Астор и Я», 2024. С. 90–92.
4. Казанцева Т.Т. О геодинамической концепции генезиса углеводородов // Вестник АН РБ, Т. 17, № 1, 2012. С. 5–13.
5. Лукин А.Е. О роли процессов газогидратообразования в формировании нефтегазоносных бассейнов // Геологический журнал, № 2, 2007. С. 7–29.
6. Макогон Ю.Ф., Трофимук А.А., Царев В.П., Черский И.В. Возможности образования газогидратных залежей природных газов в придонной зоне морей и океанов // Геология и геофизика, № 3, 1973. С. 3–6.
7. Малов А. Неугомонный исследователь. К 100-летию со дня рождения Беляла Магтасимовича Юсупова. Казань: Изд-во ИАЦ ТГРУ, 2005. 80 с.
8. Сидоренко А.В., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ // ДАН СССР, Т.192, № 1, 1970. С. 184–187.
9. Эттингер И.П. Необъятные запасы и непредсказуемые катастрофы (Твердые растворы газов в недрах Земли). Москва: Изд-во «Наука», 1988. 175 с.

10. Юсупов Б.М. Новая концепция происхождения нефти и природного газа. Уфа: Изд-во Институт геологии БФ АН СССР, 1982. 44 с.

НАДВИГОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И НЕФТЕНОСНОСТЬ

Я.Г. Аухатов¹, Л.М. Ситдикова², Н.М. Хасанова², Б.В. Сахаров²

¹ИПЭН АН РТ, г. Казань, Республика Татарстан

²Казанский (Приволжский) федеральный университет

e-mail: yan-89178823520@yandex.ru

Надвигово-сдвиговым движениям в Западной Сибири посвящены работы А.А.Трофимука, Ю.Н.Карагодина, М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева, Т.Т. Казанцевой, И.Х. Кавеева, С.А. Газизовой, Б.С. Бочкарева, А.Р. Курчикова, Г.Н. Гогоненкова, А.И. Тимурзиева и других геологов. При этом необходимо отметить, что сдвиговые дислокации являются разрывами второго порядка по отношению к надвигам.

О роли надвиговых движений для размещения углеводородов были написаны М.А. Камалетдиновым, Ю.В.Казанцевым, Т.Т. Казанцевой [6] и И.Х. Кавеевым, С.А. Газизовой [3]. Согласно их представлениям, движения по надвигам вызывают практически одновременную генерацию углеводородов, образование коллекторов и формирование антиклинальных структур, являющихся ловушками нефти и газа, где скапливаются в конечном счете эти полезные ископаемые. Надвиговые дислокации рассматриваются как нефтеконцентрирующие структуры, изучение которых будет способствовать повышению эффективности разведочных работ. Нефтегазоносные структуры Западно-Сибирской плиты приурочены к зонам интенсивного тектонического скупивания домезозойских пород, обнаруживающим тенденцию длительного роста. Эти зоны приурочены к фронтальным частям крупных шарьяжей и надвигов [7], прослеживающихся на многие сотни километров и представляющих на всем своем продолжении линеаменты, перспективные для поисков нефтегазоносных структур в неокомских отложениях. Малоамплитудные надвиги в осадочном чехле ЗСП, как правило, являются отражением более крупных перемещений, развитых в фундаменте. Вверх по разрезу эти надвиги затухают, а иногда полностью исчезают, компенсируясь дислокациями типа аномальных разрезов баженовской свиты (АРБ), где ачимовские отложения перекрываются битуминозными аргиллитами волжского возраста. Вопрос о происхождении АРБ остается дискуссионным, и существуют разные гипотезы их возникновения: локальный размыв битуминозных осадков (А.Е. Еханин, 2013); пластичный оползень седиментационного склона (Микулин, Острый, 1968); юрские подводно-оползневые дислокации (Бочкарев, 1985; Нежданов, 2000); турбидитный поток, разгоняющийся на седиментационном склоне, эродирующий и переотлагающий присклоновые осадки псевдоабиссальной равнины (Гришкевич, 2003); сверхдальние турбидитные потоки, заносящие песчаный материал в центральные абиссальные части бассейна (Гурари, 2001); в результате надвиговых движений (Аухатов, 1999); в результате сдвиговых дислокаций (А.И.Тимурзиев, 2013); дегазация газа (Нежданов и др., 2017); геомеханическая модель (Гришкевич, 2017); клавишная тектоника блоков (Гутман, 2016).

Надо сказать, что АРБ в месторождениях Когалымского региона вообще не рассматривались, их выделяли как пласт ЮС₁ васюганской свиты (заклучения ГИС можно смотреть в делах скважин и архивах «Когалымгеофизика»). В ходе разбуривания Тевлинско-Русскинского месторождения Аухатовым Я.Г. были выделены АРБ и была озвучена на научно-производственных конференциях ТПП «Когалымнефтегаз» и публикациях [1,2,3].

Обоснованная критика оползневого происхождения АРБ была дана Гутманом И.С. в его публикациях. Как написал Гутман И. С. [5]: «...в последнее время появляются статьи, в которых приверженцы оползневой гипотезы и гипотезы внедрения ачимовских отложений под бажен стоят на своем. Правда при этом им приходится каким-то образом объяснять явные осложнения в разрезах, фиксируемых сейсмическими исследованиями, и увязывать АРБ с блоками сомнительного происхождения». Говоря о перспективах нефтеносности АРБ, надо полагать, что именно эти зоны скучивания подвергались жестким условиям геодинамического сжатия, и это привело к снижению фильтрационно-емкостных свойств терригенных коллекторов. С другой стороны, развитие трещиноватости и существование отдельных хорошо выделяемых линз песчаников, мало подверженных деформационным процессам, делает их перспективным объектом при поиске и разведке нефтяных углеводородов. При надвиговых движениях пласты ЮС1 могут участвовать в составе АРБ и расширить их перспективы на нефтеносность.

Хотелось бы акцентировать внимание на роль АРБ на размещение залежей углеводородов (УВ) в вышележащих меловых отложениях [2, 3]. Когда начали разбуривать южную часть Тевлинско-Русскинского месторождения, где нет АРБ, нефтеносен пласт ЮС₁ васюганской свиты, а вышележащие ачимовские и валанжинские коллектора не нефтеносны. В центральном и северном участках месторождения, где развиты зона АРБ, коллекторы валанжинского возраста нефтеносны. Это говорит о том, что АРБ служили проводниками миграции УВ из васюганских отложений.

При разбуривании Тевлинско-Русскинского месторождения автором было установлено, что нефтеносность меловых отложений тесно связана с площадью распространения АРБ [2]. Благодаря горизонтальным движениям аллохтонных пластин, между ними образуются зоны тектонического дробления и трещиноватости, способные служить резервуарами для углеводородов или путями возможной их миграции. Важной особенностью АРБ является наличие положительных контрастных (горизонтальный градиент до 3°/км и более) локальных температурных аномалий на общем площадном фоне. Большинство исследователей связывают природу локальных аномалий с повышенной радиоактивностью, преобразованием ОВ и другими процессами, протекающими в баженовской свите (Т.Т.Клубова, Э.М. Халимов и др.). Однако пространственное совпадение зон аномальных температур и современных тектонических движений указывает на их связь с активными надвигами, когда температурная подпитка происходит за счет механической энергии. По времени образования или повторной подпитки аномалии являются новейшими, т.к. по расчетам продолжительность их существования не превышает 5–10 тыс. лет. Проведенные исследования по генерационному потенциалу битуминозных пород баженовской свиты показали, что они использовали свой нефтегенерационный потенциал [11]. Положительная геотермическая аномалия дает возможность использовать метод видеотепловизионной генерализации Мухамедярова для прогнозирования залежей углеводородов в верхнеюрских и меловых отложениях.

Остаточная нефтенасыщенность керн из пород георгиевской свиты характерна для месторождений Грибное (скв. 175Р) и Южно-Котухтинское (скв. 154Р). По-видимому, толща пород георгиевской и баженовской свит, имея достаточную флюидопроводимость, способствует рассеиванию углеводородов из близлежащих горизонтов (Южно Котухтинское месторождение). Такой же механизм возникновения трещиноватости характерен для аргиллитов, служащих крышкой основного продуктивного пласта БС₁₀²⁻³. Здесь боковое давление, передающееся через пакки жестких массивных пород, вызывает горизонтальное перемещение последних в виде скольжения по пластичным отложениям, выполняющим роль смазки. При этом, сами жесткие массивы пород также подвергаются деформациям, о чем свидетельствуют субвертикальные открытые трещины (скв. 8683/146), трещины, выполненные кальцитом (скв. 390/3, 115Р), зеркала скольжения (скв. 6766/66) и перемятость пород (105Р, скв. 6534/70). Выявление трещиноватых зон в разрезе проводилось по

комплексной методике (литология, ГИС, промысловая геология). Трещиноватость в аргиллитовых покрышках пласта БС₁₀²⁻³ хорошо диагностируется по увеличению диаметра скважин и наличию минимума на диаграммах КС и ПС. Трещиноватость аргиллитовых пород подтверждена характером поднятого керна из скв.6572/58. Керн из скв. 110 (пласт БС₁₀²⁻³, интервал 2523,69–2524,55 м) представлен песчаниками мелко-, среднезернистыми, слабо сцементированными, трещиноватыми. При этом поверхность трещин покрыта черным органическим веществом. Имеются зерна и выделения карбонатов с округлыми (до 1–2 мм) открытыми порами выщелачивания. С трещинами сопряжены участки повышенной карбонатной цементации. Этот интервал по физкорреляционным диаграммам акустического волнового каротажа выделяется существенным затуханием упругих волн и наличием области резкого изменения линий фазовой корреляции. Развитие надвиговых движений сопровождалось не только разуплотнением горных пород, но и процессами седиментации. Тектоника действует на седиментогенез через рельеф дневной поверхности. Даже весьма небольшие тектонические движения вызывают изменения рельефа, что немедленно сказывается на процессах осадконакопления. Тесная взаимосвязь седиментогенеза с рельефом и рельефа с тектоникой обуславливает зависимость состава горных пород от положения разреза на тектонической структуре. Характерной особенностью геологического строения пласта БС₁₀²⁻³ является его принадлежность к границе между шельфовой и депрессионно-склоновой областями бассейна. Она возникла при надвиговых движениях. В результате корреляции разрезов скважин можно выделить микроклиноформы и рассматривать их в качестве отдельной гидродинамической системы. В строении микроклиноформ можно выделить зоны: ундаформно-шельфовую, ортоформно-склоновую и фондоформно-бассейновую. В шельфовых зонах песчаники представлены наиболее широко, они образуют хорошо отсортированные песчаные пласты. В склоновых частях микроклиноформ отложения формировались в условиях «свала» привносимого материала в результате мутьевых потоков и сейсмических толчков во время надвиговых подвижек. В керновом материале хорошо видны текстуры течений в виде дисгармоничных складок.

Надвиговые движения создают компрессию и декомпрессию, т.е. работают как насосы для заполнения ловушек углеводородов в меловых отложениях. Хочется надеяться, что роль надвиговых движений в размещении залежей УВ займет достойное место, как и микроклиноформное строение, которое было признано одним из самых важных открытий в нефтегазовой геологии неокома Западной Сибири за последние несколько десятилетий [12]. Сегодня о роли надвиговых движений в размещении УВ говорят ряд публикаций [10]. Открытие залежей УВ в фундаменте ЗС, по физико-химическим свойствам схожих с нефтью баженовской свиты, дает нам возможность говорить о нисходящих потоках УВ во время надвиговых движениях в фундаменте.

Список литературы

1. Аухатов Я.Г. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазовых районах // Перспективные направления, методы и технологии комплексного изучения нефтегазоносности недр. Тезисы докладов XV Губкинских чтений. М., 1999. С. 9.
2. Аухатов Я.Г. Влияние надвиговых движений на характер строения продуктивных пластов Тевлинско-Русскинского месторождения (Среднее Приобье) // Геология. Изв. ОНЗиЭ АН РБ, № 12, 2008. С. 52–54.
3. Газизова С.А., Аухатов Я.Г. Сравнительный тектонический анализ нефтегазоносных структур Волго-Уральской области и Западной Сибири // Геология. Изв. ОНЗиЭ АН РБ, № 15, 2010. С. 86–89.
4. Гришкевич В.Ф., Лагутина С.В., Панина Е.В. и др. Геомеханическая модель формирования аномальных разрезов баженовской свиты: физическое моделирование и практическое применение // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, № 3, 2017. С. 33–47.

5. Гутман И.С. Комплексное обоснование тектонической природы аномальных разрезов верхнеюрской баженовской свиты и нижнемеловой ачимовской толщи Западной Сибири. Часть 1. Аномальные разрезы верхнеюрской баженовской свиты и нижнемеловой ачимовской толщи // Актуальные проблемы нефти и газа, Т. 26, № 3, 2019. <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2019-26.art5>
6. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение нефтегазоносных платформенных структур. Уфа: БФАН СССР, 1979. 63 с.
7. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Механизм формирования нефтегазоносных структур Западно-Сибирской плиты. Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 77–99.
8. Микуленко К.И., Острый Г.Б. Оползневые образования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности // Литология и полезные ископаемые, № 5, 1968. С. 12–17.
9. Нежданов А.А., Кулагина С.Ф., Корнев В.А., Хафизов Ф.З. Аномальные разрезы баженовской свиты: взгляд через полвека после обнаружения // Известия вузов. Нефть и газ, № 6, 2017. С. 34–42.
10. Подрушин В.Ф. О геодинамике фундамента Западной Сибири в уфимском и казанском веках поздней перми. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, № 5, 2004. С.15–18.
11. Ситдикова Л.М., Аухатов Я.Г. Генерационный потенциал органического вещества в «аномальных разрезах» баженовской свиты (Западная Сибирь) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Сыктывкар, 2020. С. 213–216.
12. Фищенко А.Н., Шакиров Р.Р., Михеев Ю.В. и др. Микроклиноформное строение пласта БТ₁₀ как фактор, контролирующий формирование газовых залежей юго-востока Ямало-Ненецкого автономного округа // Нефть и газ, № 5, 2021. С. 98–109.

ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ СВИТ АШИНСКОЙ СЕРИИ ВЕНДА

И.В. Голованова, К.Н. Данукалов, Р.Ю. Валиева, Н.П. Парфирьев

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: golovanova@ufaras.ru

На западном склоне Южного Урала отложения вендской системы представлены ашинской серией из пяти свит. Литологически сходные басинская и зиганская свиты не расчленяются однозначно при отсутствии разделяющего их маркирующего горизонта – красноцветных полимиктовых конгломератов куккараукской свиты. Стратиграфическое положение таких разрезов является дискуссионным. Немногочисленные изотопные данные, полученные по циркону из прослоев туфов в разрезах ашинской серии, не всегда согласуются между собой, и различными исследователями интерпретируются как соответствующие либо басинскому, либо зиганскому времени [1, 7, 4, 2]. Детальные палеомагнитные исследования, выполненные в последние годы, показали, что породы басинской и зиганской свит имеют резко различающиеся направления намагниченности [6, 7, 8]. Этот факт можно использовать для определения стратиграфической принадлежности вскрывающихся пород. В данной работе мы демонстрируем, как палеомагнитный метод позволяет надежно разграничить данные отложения на примере двух разрезов.

Изучены разрезы песчаников и алевролитов ашинской серии верхнего венда, которые разными исследователями относятся то к зиганской, то к басинской свите. Первый разрез расположен в г. Усть-Катав на западном крыле Сулеймановской антиклинали [1, 3]. Координаты изученной части разреза: 54°56.515' с.ш. и 58°10.237' в.д. По результатам

датировки циркона из туфовых прослоев $548,2 \pm 7,6$ млн лет [1], $547,6 \pm 3,8$ млн [7] и 578 ± 7 млн лет [4] эти отложения относят либо к зиганской, либо к басинской свите.

Второй разрез расположен на восточном борту Авдырдакской антиклинали Алатауского антиклинория по дороге Уфа–Инзер–Белорецк, примерно в 2,5 км западнее моста через р. Зуячка. Координаты изученной части разреза: $54^{\circ}17.978'$ с.ш. и $57^{\circ}16.240'$ в.д. Недавно опубликованы результаты U-Pb изотопных анализов зерен вулканогенного циркона из прослоя глинизированных вулканических туфов в этом разрезе [2]. Полученное значение возраста $561,2 \pm 5,1$ млн лет позволяет отнести изученные отложения к зиганской свите что согласуется с представлениями авторов работы [3]. По данным же Н.Д. Сергеевой и С.А. Дьяковой [5], изученная нами часть разреза, в которой также находится датированный туфовый прослой, относится к басинской свите.

Палеомагнитные исследования проведены по принятой в настоящее время стандартной методике. Вся коллекция образцов прошла детальную температурную чистку вплоть до 700°C . Замеры остаточной намагниченности выполнены на спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в Уфе, в ИГ УФИЦ РАН и на криогенном (SQUID) магнитометре (2G Enterprises, США) в Москве, в ИФЗ РАН. Изученные породы содержат интерпретируемую палеомагнитную запись, носителем высокотемпературной компоненты намагниченности (НТ) является гематит и реже магнетит.

В обоих случаях палеомагнитные данные указывают на принадлежность исследованных авторами пород к басинской свите ашинской серии. Проведенное исследование показывает перспективность использования палеомагнитного метода в решении вопросов стратиграфии. Более подробно результаты будут представлены в докладе.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0016.

Список литературы

1. Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Котлинский горизонт на Южном Урале // Доклады Российской академии наук, Т. 440, № 2, 2011. С. 201–206.
2. Колесников А.В., Маслов А.В., Панькова В.А., Паньков В.Н., Яшунский Ю.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г. О возрасте вулканогенного циркона из туфового прослоя в верхней части зиганской свиты (бассейн р. Зуячка, Алатауский антиклинорий, Южный Урал) // Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения. Материалы IX Российской конференции по проблемам геологии докембрия [Электронный ресурс]. СПб.: Свое издательство, 2025. С. 83–85. https://elibrary.ru/download/elibrary_89119241_87774636.pdf
3. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, III, 2001. 130 с.
4. Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А., Куртукова А.И., Каныгина Н.А., Яшунский Ю.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С. Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U–Th–Pb (sims и LA–ICP–MS) датирования акцессорного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, Т. 508, № 1, 2023. С. 68–78. <https://doi.org/10.31857/S2686739722602149>
5. Сергеева Н.Д., Дьякова С.А. Венд восточного крыла Авдырдакской антиклинали Алатауского антиклинория (Южный Урал) // Геологический вестник, № 1, 2023. С. 24–34. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2023-1-3>
6. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M. Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean // Gondwana Research, V. 28, No. 1, 2015. P. 191–208. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.04.012>

7. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Research*, V. 236, 2013. P. 16–30. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.006>
8. Levashova N.M., Golovanova I.V., Rud'ko D. V., Danukalov K.N., Rud'ko S.V., Sal'manova R.Yu., Meert J.G. Late Ediacaran magnetic field hyperactivity: Quantifying the reversal frequency in the Zigan Formation, Southern Urals, Russia // *Gondwana Research*, V. 94, 2021. P. 133–142. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.02.018>

ГЕОДИНАМИКА, ВУЛКАНИЗМ И КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ДЕВОНЕ

А.М. Косарев, К.Р. Минибаева, Г.Т. Шафигуллина

*Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального
государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального
исследовательского центра Российской академии наук, г. Уфа
e-mail: amkosarev@mail.ru*

1. В разрезе Сакмарской и Магнитогорской мегазон выделяются четыре полных крупных вулканических цикла: 1 – кембрийско-раннедевонский ($E - D_{1e1}$); 2 – ранне-среднедевонский ($D_{1e2} - D_{2ef1}$); 3 – средне-верхнедевонский ($D_{2ef2} - D_{3f1}$); 4 – верхнедевонско-раннекаменноугольный ($D_{3f2} - D_{3fm} - C_1$). Первый цикл проявился в Сакмарской зоне. Второй и третий – преимущественно в Магнитогорской мегазоне и в виде остаточных явлений – в Сакмарской зоне. Четвертый цикл представлен в Восточно-Магнитогорской зоне (ВМЗ) и в пределах Восточно-Уральского поднятия.

2. В Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ) установлен зональный характер проявлений вулканизма и колчеданных месторождений Бурибайского рудного района. Возраст вулканогенных формаций, вмещающих колчеданные месторождения омолаживается с запада на восток: 1 – Дергамышское Co-Cu-колчеданное (D_{1e2}^1); 2 – Бурибайское Cu>Zn ($D_{1e2} b-br_2$); 3 – Макан-Октябрьское (Cu>Zn) + Ташкулинское барит-полиметаллическое месторождение (непромышленное, $D_{1e2} b-br_{4-5}$); 4 – Подольское (Cu>Zn), в третьей надрудной дацит-риолитовой толще ($D_{2ef1} ir_3$) есть рудопроявления сфалеритовой минерализации; 5 – Восточно-Подольское колчеданное барит-полиметаллическое месторождение ($D_{2ef1} ir_5$) залегает в трахидацит-риолитовой сукраковской толще.

Западно-Магнитогорская зона классифицирована как «колчеданоносная трансформная зона Бурибай-Подольская, представляющая «след» погружающейся на северо-восток (Аз. 70°) субдукционной плиты [5].

3. По геохимическим характеристикам базальтов, содержаниям K₂O, Zr, Nb, Ta, Hf, металлогеническим характеристикам колчеданных месторождений установлена зональность: I – Co-Cu-колчеданные на западе, в зоне ГУР; II – Cu>Zn (Бурибайское колчеданное месторождение (КМ)); Маканское и Октябрьское КМ; Подольское КМ; III – Восточно-Подольское КМ барит-полиметаллическое (Cu, Zn, Pb+Ba); и составам (сериальная принадлежность рудовмещающих формаций): I – толеитовая островодужная и бонинитовая, на западе (ГУР); II – бонинитовая для основных и средних вулканитов и известково-щелочная для кислых пород (Бурибай); III – известково-щелочная магнезиальная для вулканитов вмещающих Маканское и Октябрьское колчеданные месторождения; IV – известково-

щелочная гибридная и толеитовая островодужная для вулканитов Подольского рудного поля; V – шошонитовая с известково-щелочным уклоном для вмещающих пород Восточно-Подольского барит-полиметаллического месторождения [8].

Сумма геохимических и петрохимических материалов по перечисленным рудным полям позволяет принять геодинамическую модель с субдукционной плитой, погружающейся с запада на восток. Присутствие на восточном фланге Сакмарской и Бурибай-Подольской зон кислых и основных пород шошонитовой серии, указывает на заглубление субдукционной плиты с запада на восток в течении тектоно-магматического цикла, от глубин кровли субдукционной плиты 30–40 км на западе, до глубины 70–100 км на востоке. В средней части Бурибай-Подольской трансформной зоны (рудное поле Макан-Октябрьское), где в верхней части разреза проявлено оруденение Ташкулинского месторождения, глубины кровли субдукционной плиты в этой зоне может составлять 50–60 км от поверхности морского дна.

4. В промежутке между Подольским и Восточно-Подольским месторождениями скв. П-12 вскрыла зону глубинного разлома (Султангузинского). В скважине были выбросы метана, а весь геологический разрез ниже улутауской свиты, представлен серицит-кварцевыми метасоматитами с рассеянной вкрапленностью пирита. Предполагается, что Султангузинский разлом связан с изломом субдукционной плиты, характерным для современных островных дуг [1]. Глубина корневой надсубдукционной палеозоны Восточно-Подольского барит-полиметаллического месторождения, вероятно располагалась на глубинах 70 км и более [1].

В ЗМЗ и ВМЗ в позднем эйфеле сформировалась Карамалыташско-Мугоджарская зона внутридугового спрединга [4], которая сложена базальт-риолитовыми и базальтовыми вулканическими комплексами (D_{2ef2}) карамалыташской свиты.

По структурным и петролого-геохимическим признакам четко выделяются две островодужные зоны, сложенные вулканитами карамалыташской свиты: 1 – Западно-Магнитогорская; 2 – Восточно-Магнитогорская. Выделение Восточно-Магнитогорской островной дуги было обосновано Т.Н.Суриным [14,15].

5. По опубликованным материалам Западно-Карамалыташский и Восточно-Карамалыташский островодужные комплексы одновозрастны [9] и имеют близкий, но не идентичный состав [2, 13]. В усредненном составе базальтов Александринского комплекса, по сравнению с собственно карамалыташскими (ЗМЗ, Сибайское рудное поле), обнаружены повышенные концентрации высокочarged элементов (Zr, Nb, Ta, Hf, Ti), а также Zn, Pb, Ba и всего ряда РЗЭ [7, 14], что указывает на более глубокое погружение субдукционной плиты в ВМЗ, по сравнению с ЗМЗ.

6. В ЗМЗ в карамалыташское время (D_{2ef2}) зона субдукции погружалась на восток в связи с движением Восточно-Европейской континентальной плиты с запада на восток. В ВМЗ в позднекарамалыташское время началось преобладающее движение Казахстанской континентальной плиты с востока на запад [10]. В связи с этим в Восточно-Магнитогорской зоне и в Восточно-Уральском поднятии (ВУП) возникает зона субдукции западного падения. С этого периода Уральский подвижный пояс превращается в бивергентную орогенную структуру [12].

7. О режиме начального этапа (D_{2ef2}) субдукции западного падения можно судить по фрагментам структурных комплексов в Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской зонах и характеру размещения колчеданных рудных объектов в вулканогенных толщах.

Геохимические характеристики рудных колчеданных объектов показывают мантийный состав серы сульфидов [11] и мантийный состав базальтовых выплавок колчеданосных формаций [8, 16].

Информацию о динамике процесса колчеданообразования в девонское время в Магнитогорской мегазоне дают «цепочки» колчеданосных вулканических сооружений. В раннедевонско-раннеэйфельское время в ЗМЗ представительные цепочки колчеданосных

вулканических сооружений ориентированы по аз. 70°, омоложение их возраста и направление погружения субдукционной плиты происходит с запада на восток.

В Восточно-Магнитогорской зоне в пределах Домбаровско-Джусинского колчеданового пояса, в Александринском и Верхнеуральском рудных районах цепочки колчедановых вулканов ориентированы в С-СЗ направлении, с омоложением возраста вулканогенных колчедановых сооружений с ЮВ на С-СЗ. Подобная ориентировка «цепочек» колчеданных рудных объектов в пределах Восточно-Карамалыташского комплекса отражает переходный геодинамический этап от фронтальной субширотной субдукции в ЗМЗ к «откату» субдукционной плиты с ЮВ на С-СЗ. Во временном интервале D₃-C₁ проявляется стадия трансформно-коллизийного геодинамического этапа с преобладанием подвижек сдвигового характера субмеридиональной ориентировки [17].

Исследование выполнено в рамках Государственных заданий ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0014.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магнезиализации Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология, Т. 14, №3, 2006. С. 248–265.
2. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
3. Знаменский С.Е., Пучков В.Н., Косарев А.М., Светлакова А.Н. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (Центральный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 154–164.
4. Косарев А.М. Геохимические особенности вулканитов карамалыташской свиты Сибайского рудного района // Геологический сборник № 14. Информационные материалы (ИГ УНЦ РАН). СПб: Свое издательство, 2017. С. 85–90.
5. Косарев А.М. Колчедановая Бурибайско-Подольская трансформная зона раннедевонско-эффельского возраста на Южном Урале // Металлогения древних и современных океанов, Т. 29, 2023. С. 34–37.
6. Косарев А.М., Пучков В.Н., Светлакова А.Н. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (Восточный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала. МПР РФ ФГУ ГНПП «Спецгеофизика». Тверь, 2001. С. 165–171.
7. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизийных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, № 1, 2006. С. 3–21.
8. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. Колчедановые вулканические комплексы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-магматических систем, геодинамические реконструкции // Петрология, Т. 30, № 1, 2022. С. 91–118.
9. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
10. Петров А.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Ермолаева Г.М., Солоха Е.В. Использование компьютерной технологии «Коскад-геотраверс» для обработки геофизических материалов СГ-ОГТ // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография. Тверь: Издательство ГЕРС, 2001. С. 70–78.
11. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
12. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
13. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М., Знаменская Н.М., Минибаева К.Р., Родичева З.И., Шафигуллина Г.Т. Палеовулканизм и колчеданное оруденение Александринского рудного района (Южный Урал) // Геологический сборник, № 7. Юбилейный выпуск/ ИГ УНЦ РАН. Уфа:

- ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 88–118
14. Сурин Т.Н. Металлогеническая зональность и эволюция Восточно-Магнитогорской островной дуги (Южный Урал) // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург, 1994. С.120–122.
 15. Сурин Т.Н. Геохимические и металлогенические особенности рудоносных магматических комплексов Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М., 1999. С. 284–328.
 16. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 264 с.
 17. Kosarev A.M., Vladimirov A.G., Khanchuk A.I., Salikhov D.N., Kholodnov V.B., Osipova T.A., Kallistov G.A., Seravkin I.B., Rakhimov I.R., Shafigullina G.T. Devonian-Carboniferous magmatism and metallogeny in the South Ural accretionary-collisional system // *Geodynamics and tectonophysics*, V. 12, No. 2, 2021. P. 365–391.

ВЕНДСКИЙ МОЛАССОИДНЫЙ КОМПЛЕКС БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ: РИФТОГЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

А.В. Кочергин¹, Н.В. Грановская²

¹Уральское горно-геологическое агентство, г. Уфа;

²Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону

e-mail: avtggkav@yandex.ru, grannv@sfedu.ru

В современной научной традиции молассовые отложения венда Башкирского поднятия традиционно рассматриваются как классический пример коллизионного орогенного бассейна [1]. Однако накопленный к настоящему времени фактический материал требует пересмотра этой устоявшейся парадигмы. Цель данной работы – на основе критического анализа ключевых фактов предложить альтернативную рифтогенную интерпретацию вендского молассоидного комплекса и показать, что она снимает основные противоречия, не объяснимые в рамках коллизионной модели.

Традиционные представления и их база. С середины XX века в геологической литературе доминирует точка зрения, согласно которой вендские отложения Башкирского поднятия являются молассой, накопившейся в условиях коллизионного орогенеза, а сам вендский орогенез рассматривается как главное событие, определившее современный тектонический облик Башкирского мегантиклинория [4]. Основой для такого вывода служат три группы фактов.

Первая – литолого-фациальная: разрез венда действительно имеет молассовый облик – переслаивание грубообломочных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с резкой латеральной изменчивостью [1]. Вторая – структурная: между рифей-вендскими и палеозойскими (ордовикскими) комплексами повсеместно фиксируется угловое и стратиграфическое несогласие, особенно отчетливо проявляющееся по западному борту Зилаирского синклиниория [2]. Оно интерпретируется как следствие орогенной деформации, предшествовавшей трансгрессии раннего палеозоя. Третья – метаморфическая: рифей-вендские толщи преобразованы до глубинного катагенеза, а в восточной части поднятия – до высоких степеней метаморфизма вплоть до эклогитов, тогда как палеозойские отложения изменены лишь до начального катагенеза. Резкий разрыв в степени преобразования служит дополнительным аргументом в пользу крупного тектонического события на рубеже венда и кембрия. К этому же ряду относят и гранитоиды Мазаринского и Барангуловского массивов, секущие вендские (или верхнерифейские-вендские) толщи Уралтауского антиклинория, которые трактуются как коллизионные.

Несмотря на кажущуюся стройность, эта система построений, разделяемая большинством исследователей Урала, оставляет без ответа несколько принципиальных вопросов, которые мы рассматриваем ниже. Дискуссии среди специалистов касаются в основном лишь стадии рифейского рифтогенеза – достиг ли он океанической стадии, – но не подвергают сомнению коллизионную природу вендской молассы.

Факты, не вписывающиеся в коллизионную модель. Первый парадокс связан с пространственным положением палеозойской рифтогенной структуры, маркируемой современной структурой Зилаирского синклинория. Эта структура закладывается в тесной привязке к простирацию вендского молассового комплекса и рифейских складчатых зон. Иными словами, новый рифт (ордовик–силур) развивается практически на том же блоке, который, согласно классической схеме, только что (в венде) пережил мощную коллизию и обладал наиболее мощной и консолидированной корой. С позиций тектоники плит это выглядит крайне нелогично: область коллизионного сжатия должна была бы стать жестким кратоном, а не зоной растяжения. Закладка рифта на месте недавнего орогена требует либо очень быстрой смены знака напряжений, либо признания того, что сама «коллизия» была не глобальной, а локальной или вообще иной природы.

Второе противоречие – отсутствие в пред ордовикском разрезе мощных толщ континентального рифтогенеза. Палеозойский разрез начинается палеонтологически охарактеризованными отложениями ордовика (бактинская, тирляно-кагинская свиты), которые несут явные признаки осадконакопления в условиях шельфа (или даже континентального склона) зрелого океанического бассейна. В них нет типичных выдержанных грубообломочных фаций, свойственных начальным стадиям континентального рифтогенеза, которые должны были бы заполнять некомпенсированные грабены. Если бы растяжение началось в кембрий–ордовике, мы обязаны были бы наблюдать мощную рифтогенную молассу, аналогичную, например, рифейским аналогам, но этого нет. К началу палеозоя кора была уже сильно утонена – и этот процесс утонения происходил ранее, в венде, но тогда он не был коллизионным.

Третий, пожалуй, наиболее яркий факт – строение Белорецкого метаморфического комплекса. В его пределах метаморфизм прогрессивно нарастает от зеленосланцевой фации по периферии до эклогитовой в центре, и эта зональность имеет отчетливо купольный (изометричный) характер, а не линейный, как это было бы типично для коллизионных шовных зон (сравните с Максютовским или Суванякским комплексами). Примечательно, что переход между зонами осуществляется в пределах одних и тех же стратиграфических свит без тектонических срывов, т.е. метаморфизм является непрерывным по разрезу. Такая купольная структура была интерпретирована рядом авторов (С.Н. Иванов, К.С. Иванов, А.И. Русин) как результат метаморфизма в «шейке» утоняющегося рифта, где происходит адиабатическое поднятие изотерм [2, 3]. Для коллизионных же обстановок подобная симметричная зональность не характерна – там преобладают линейные, часто надвиговые зоны с резкими перепадами фаций. Это серьезный аргумент в пользу того, что Белорецкий комплекс формировался в условиях растяжения, а не сжатия.

Четвертый факт касается характера метаморфизма самих вендских отложений в Бельской депрессии (аршинская, укшук-арвякская, мазаринская свиты). Петрографические исследования показывают, что метаморфизм здесь носит наложенный, импульсный характер: породы не прошли сквозную стадию регионального катагенеза, а сразу испытали высокотемпературные преобразования, связанные с глубинным тепловым потоком. Это более соответствует модели рифтогенного разогрева, чем медленному погружению в коллизионном прогибе.

Таким образом, классическая коллизионная модель наталкивается на серию неустранимых противоречий. Однако все они находят естественное объяснение, если изменить исходную парадигму.

Альтернативная рифтогенная интерпретация. Предлагается рассматривать вендский молассоидный комплекс не как орогенную молассу, а как рифтогенную формацию, образовавшуюся в результате некомпенсированного осадконакопления в условиях активного континентального растяжения. В этом случае грубообломочные фации являются не продуктами денудации растущего горного сооружения, а следствием сбросовой блочной дифференциации фундамента и поступления обломочного материала с локальных горстов-выступов. Мощные разрезы и их резкая изменчивость по простиранию характерны для полуграбенов и грабенов, а не для продольных предгорных прогибов. Такой подход позволяет принципиально пересмотреть рифей-нижнепалеозойскую историю региона.

В новой модели Башкирское поднятие в рифее–раннем палеозое представляет собой длительно развивающуюся рифтогенную зону, испытавшую несколько этапов активизации: айский (раннерифейский), машакский (среднерифейский) и вендский. Каждый этап характеризовался активизацией мантийного диапира, утонением континентальной коры, формированием глубинных разломов и осадконакоплением в рифтовых впадинах. Вендский этап – наиболее интенсивный – привел к формированию мощного молассоидного выполнения, которое впоследствии, на последней стадии утонения, испытало высокотемпературный метаморфизм в купольных структурах (шейковый метаморфизм по С.Н. Иванову). Это объясняет изометричную зональность Белорецкого комплекса – она является термической аномалией над восходящим мантийным выступом, а не результатом коллизионного сжатия. Вулканиды Игонинского комплекса, приуроченные к тому же возрастному интервалу, естественно вписываются в этот ряд как продукты рифтового магматизма.

Завершающий этап – раннепалеозойский – знаменуется окончательным раскрытием коры, достижением океанической стадии и формированием Зилаирского синклинория уже как зрелой океанической впадины. Именно поэтому в ордовике мы не видим мощных континентальных рифтогенных моласс – они были сформированы ранее, в венде, а к началу палеозоя рифт уже перешел в океан. Угловое несогласие на границе венда–ордовика тогда интерпретируется не как следствие орогенеза, а как структурная перестройка рифтогенной системы, связанная с изменением геометрии мантийного потока и эпизодом поднятия перед окончательным провалом. Такая модель снимает все четыре приведенных выше противоречия и дает внутренне непротиворечивую картину эволюции южноуральской окраины Восточно-Европейской платформы.

Выводы

1. Традиционная коллизионная интерпретация вендского молассоидного комплекса Башкирского поднятия не удовлетворяет всей совокупности геологических данных, особенно в части структурной позиции, метаморфической зональности и фациальных переходов на границу с палеозоем.

2. Предложенная рифтогенная модель объясняет выявленные аномалии и рассматривает вендский этап как один из эпизодов долгоживущего рифтогенеза, увенчавшегося в раннем палеозое раскрытием океанического бассейна.

3. Принятие данной интерпретации требует пересмотра существующих палеогеодинамических схем Урала и может повлиять на оценку перспектив и направление поисков коренных алмазов, талька, золота, редких земель и других полезных ископаемых.

4. Для окончательного подтверждения гипотезы необходимы дополнительные исследования.

Список литературы

1. Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
2. Иванов С.Н. Метаморфизм разрыва плит // Докл. АН СССР, Т. 238, № 4, 1978. С. 908–911.
3. Иванов С.Н., Русин А.И. Метаморфизм растяжения // ДАН СССР, Т. 297, №5. 1987. С. 1188–1191.

4. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

НАУЧНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В. А. МАСЛОВА КАК ВКЛАД В ЭНЦИКЛОПЕДИСТИКУ БАШКОРТОСТАНА

З.Е. Клысова, А.Г. Меньжукова, З.Ф. Улямаева
ГБНУ “Институт башкирской энциклопедии” АН РБ, г. Уфа
e-mail: redgeo2008@yandex.ru

В 1951 в городе Уфе был создан Горно-Геологический институт БФАН СССР, который позже стал Институтом геологии и продолжил традиции академической науки в регионе [1]. За 75 лет в его стенах сформировалась научная школа региональной геологии, охватывающая широкий спектр задач – от детального картирования до разработки стратиграфических основ. Особое место в этой научной линии занимает вклад Виктора Алексеевича Маслова (21.09.1926–28.09.2015), геолога-стратиграфа, доктора геолого-минералогических наук (1984), заслуженного деятеля науки БАССР (1987). Его ключевая научная заслуга – детальное изучение стратиграфии палеозоя восточного склона Южного Урала, в частности, разработка схем расчленения девонских отложений с опорой на конодонтовую фауну. Результаты его работ легли в основу стратиграфических схем, которые широко используются при создании государственных геологических карт и в поисково-разведочных работах. Работы по стратиграфии палеозоя Республики Башкортостан в энциклопедических изданиях стали логичным продолжением этой научной линии и до сих пор используются как надежный источник данных для корреляции разрезов и уточнения возраста отложений.

Результаты исследований В. А. Маслова (названия свит, толщ, стратиграфические горизонты, корреляции разрезов) использованы в статьях 7-ми томной “Башкирской энциклопедии” [2]. Полевые и аналитические материалы ученого стали основой для энциклопедических статей, а его экспертная оценка обеспечила научную достоверность публикаций. В. А. Маслов является автором 15 статей энциклопедии, в том числе: **Беккер Юрий Рафаилович, Ирендыкская свита, Карамалыташская свита, Коротеев Виктор Алексеевич, Карамалыташская свита, Литология, Лохковский ярус, Палеонтология, Пражский ярус, Стратиграфия, Тяжева Александра Павловна, Улутауская свита, Фаменский ярус, Эйфельский ярус, Эмский ярус**. Статьи систематизируют знания о природно-ресурсном потенциале, геологической истории края, что имеет практическое значение. Кроме того, в 4 томе издания есть статья о самом В.А.Маслове [3].

Методологически работа энциклопедиста предполагает адаптацию научного материала к справочному формату: сокращение объема, структурирование по общепринятым правилам энциклопедической статьи, исключение оценочных суждений и опора на проверяемые данные. В этом процессе консультации с автором исследований играют ключевую роль: они позволяют сохранить научную точность и избежать противоречий в интерпретации данных. В. А. Маслов регулярно выступал в качестве научного консультанта: к нему обращались за согласованием статей и обсуждением спорных стратиграфических вопросов. Его рекомендации способствовали повышению достоверности публикаций и обеспечивали устойчивость научных трактовок.

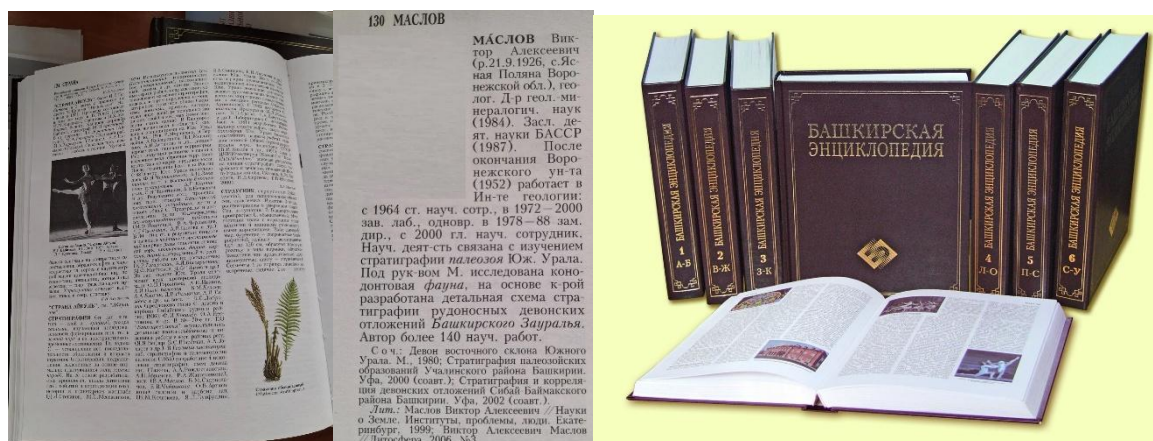


Рис. 1 Фрагменты статей. Башкирская энциклопедия (Т. 6, С. 124; Т. 4, С. 130)

Систематизировать и сделать доступными для исследователей знания о геологии и истории науки региона помогает Региональный интерактивный энциклопедический портал «Башкортостан» [4]. В его электронной версии, созданной на основе многотомной «Башкирской энциклопедии», собраны статьи о ключевых фигурах региональной науки, включая специалистов Института геологии, а также детальные материалы по стратиграфическим схемам Башкирии. Таким образом, электронные ресурсы продолжают традицию фиксации научных знаний и обеспечивают их актуальность: статьи регулярно актуализируются, проверяются на соответствие современным данным и дополняются новыми сведениями. Энциклопедия – живой ресурс: статьи не «застывают» после публикации: регулярно проверяются, не устарели ли данные (например, даты, названия, должности), добавляются новые факты, если появляются значимые публикации или события, ведется статистика просмотров и запросов пользователей, чтобы понимать, какие статьи востребованы, и где есть пробелы.

Схемы расчленения девонских отложений, разработанные В. А. Масловым, сохраняют свое значение и в современных исследованиях. Они используются как опорные при корреляции разрезов и уточнении возраста отложений, а также служат основой для обновления региональных стратиграфических схем. Это подтверждает последовательность научных подходов и демонстрирует, как результаты фундаментальных исследований становятся частью справочного фонда региона.

Вывод: Для молодых исследователей В. А. Маслов был важнейшим экспертом: к нему регулярно обращались за консультацией, приносили на согласование статьи и обсуждали спорные стратиграфические вопросы. Его замечания и рекомендации помогали существенно повышать научную обоснованность публикаций и избегать противоречий в корреляции разрезов. что энциклопедист не просто пересказывает статью ученого, а адаптирует сложный материал для справочного формата, сохраняя научную точность. Для этого нужны дополнительные консультации с автором и это показывает диалог науки и энциклопедистики. Его экспертная оценка была критически важна для научного сообщества: статьи и интерпретации разрезов регулярно согласовывали с В. А. Масловым, а его рекомендации существенно повышали достоверность публикаций.

Энциклопедистов можно назвать фиксаторами событий и знаний: они сохраняют знание, не дают ему рассыпаться во времени. Нам повезло работать с В. А. Масловым – он был не просто накопителем эмпирических данных, а тем, кто умел выстроить из разрозненных слоев единую картину. К нему шли за согласованием статей, за ответом на сложный вопрос, и каждый его комментарий становился маленьким уроком точности и научной добросовестности. Его схемы расчленения девонских отложений – это не просто линии на разрезах: это упорядоченное время, которое он помог нам прочесть.

Вклад В. А. Маслова в энциклопедистику Башкортостана проявляется в двух взаимосвязанных аспектах: как автора статей и как научного эксперта, обеспечившего достоверность и преемственность стратиграфических данных. Его работы иллюстрируют модель взаимодействия фундаментальной науки и энциклопедического проекта: полевые и аналитические данные трансформируются в справочные статьи, а экспертная оценка ученого гарантирует научную обоснованность публикаций. Систематизация знаний о геологическом строении и природно-ресурсном потенциале региона имеет не только практическое значение для геологоразведки, но и культурное - как фиксация научного наследия и истории науки Башкортостана.

Список литературы

1. Институт геологии УНЦ РАН. Маршрут длиной в 60 лет. Уфа, 2011.
2. Башкирская энциклопедия / гл. ред. У. Г. Сайтов. В 7 т. Уфа, 2005–2011.
3. Башкирская энциклопедия. В 7 т. Т. 4. Уфа, 2008.
4. Региональный интерактивный энциклопедический портал «Башкортостан». URL: bashenc.online

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ПРИУРАЛЬСКОЙ НАДРИФТОВОЙ ВПАДИНЫ И СВЯЗЬ С МИНЕРАГЕНИЕЙ

М.Т. Крупенин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

e-mail: mkrupenin@mail.ru

Современная структура Башкирского мегантиклинория (БМА) формировалась в мезопротерозое как Приуральская надрифтовая впадина и неразрывно связана с геодинамическим режимом данной территории. на востоке палеоконтинента Балтика в позднем докембрии (1750–600 млн лет). Осадочные бассейны эволюционировали от интракратонных в раннем и среднем рифее (мезопротерозой) до перикратонного в позднем рифее с формированием протяженной пассивной окраины, простирающейся от Южного Урала до Скандинавии. Развитие Приуральской перикратонной впадины [6] было тесно связано с авлакогенами Волго-Уральской области (ВУО): Камско-Бельский (КБА), Серноводско-Абдулинский. В этих осадочных бассейнах соблюдалась этапность развития: сохранение литологической последовательности смены свит, их петро- и геохимических особенностей [5 и др.] и типоморфизма аксессуарных минералов, что предполагает единые источники питания для общего осадочного бассейна [7]. Единое геодинамическое развитие ВУО и БМА проявилось в чередовании рифтовых этапов с синеклизами в мезопротерозое (бурзаний и юрматиний). Для мезопротерозоя (1750–1000 млн лет) мы рассматриваем Приуральскую перикратонную впадину как Приуральскую надрифтовую впадину (ПНВ) [2].

Надрифтовый осадочный бассейн (НОБ) представляет собой депрессию (синеклизу) над областью предшествующего рифтового бассейна [1]. Скорость прогибания в синеклизах существенно ниже, чем в рифтовую стадию, а площадь и время формирования гораздо больше, что приводит к накоплению крупных осадочных тел значительной мощности и без вулканитов. Особенностью НОБ в геодинамическом ряду осадочных бассейнов [1] является связь процессов внутри бассейна и внешних плюм-связанных, определяемых магматизмом и/или тектоно-термальной активизацией (ТТА). Надрифтовые области наиболее благоприятны для появления поздних зон ТТА, из-за нарушения сплошности земной коры на значительную глубину [10]. Саморазвитие НОБ зависит и от типа климата. Периоды аридной

или гумидной седиментации приводят к накоплению в поровом пространстве осадочных резервуаров пресных или морских/рассольных вод, которые определяют состав эпигенетических флюидов. Их миграция в совокупности с эндогенным теплом последующих эпизодов рифтогенеза служит главным фактором для минералообразования в результате эпигенетических процессов [8]. Эпизоды эвапоритовой седиментации НОБ приводят к наиболее контрастным преобразованиям в составе флюидов, определяющим особенности минерации: прослойки сульфатов и галогенидов, стратиформные залежи полиметаллов, барита, флюорита. Новым в данном ряду объектом являются Mg-Fe карбонатные метасоматиты: кристаллический магнезит, сидерит в карбонатных толщах (ряд домезозойских бассейнов в Центральной Европе, КНР, Австралии).

Присутствие рифтогенных этапов в развитии Приуральской перикратонной впадины связывается с глобальными плюмовыми процессами, которые проявились в мезопротерозое на территории континента Балтика, как составной части суперконтинента Нуна (Колумбия) [10 и др.]. С плюмами связаны не только мощный магматизм, возникающий одновременно на больших территориях, но и эпизоды формирования крупных куполовидных поднятий и бассейнов, связанных с растяжением, что полностью соответствует развитию рифтогенных этапов в ВУО. Соответственно на уровне 1800 и 1400 млн лет (U-Pb датировки вулканогенных цирконов [10 и ссылки там]) здесь образовались континентальные и прибрежно-морские локальные бассейны с вулканогенно-терригенным выполнением. Геодинамические обстановки формирования данных бассейнов напоминали условия формирования современных рифтов восточной Африки [3]. В начале бурзiania сформировались навышский в БМА (Краснобаев и др., 2013) и норкинский вулканогенные уровни в Камско-Бельском авлакогене (КБА) (Козлов и др., 1995). Юрматиний начался с вулканогенных уровней машакского в БМА и надеждинского в ВУО. Машакский рифтовый бассейн линейного типа сопровождался мощным грубообломочным накоплением в рифтовом трое (до 3 км мощностью) в восточной части БМА, чем заметно отличается от маломощных локальных депрессий, выполненных вулканогенно-терригенными пестроцветными отложениями надеждинской свиты (0–250 м) в пределах КБА.

Рифтогенные импульсы были связаны с крупными геодинамическими перестройками как на палеоконтиненте Балтика, так и в ряде других кратонов. На Балтике субщелочной базальтоидный магматизм с возрастом порядка 1750–1780 млн лет, связанный с заложением авлакогенов, проявился во всех трех палеопротерозойских террейнах, составивших на уровне 2060 млн лет Балтику. Кроме ВУО рифтогенные разновозрастные (около 1380 млн лет) базальтоиды известны в Карелии, Сарматии, а также из дайковых роев в других фрагментах суперконтинента Нуна: на Сибирском и Северо-Китайском кратонах, в Лаврентии, Северо-Западной Африке и определяются приуроченностью к этапу активного распада суперконтинента Нуна-Колумбия [10].

Формирование синеклизных этапов в бурзiania и юрматинии также имело некоторые различия. В нижнем рифее ПНВ имела широкое распространение на всем пространстве восточной Балтики с развитием преимущественно мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений. Судя по более высокой мощности терригенных отложений этого бассейна (песчаники сарапульской и прикамской подсерий кыргинской серии) [7], в ВУО (суммарно около 10 км) было максимальное погружение фундамента в начальный период бурзiania, которое компенсировалось большим приносом псаммитового материала. В калтасинско-кабаковское время мощности глинисто-карбонатных отложений в КБА и БМА (саткинско-бакальское время) примерно выровнялись и составили суммарно около 4–5 км.

В этом временном отрезке истории ПНВ в разных ее частях отмечаются признаки мелководного эвапоритового накопления, причем в карбонатно-терригенных пестроцветных отложениях КБА сохранились находки ангидрита, в то время как в терригенно-карбонатных сероцветных отложениях БМА сульфаты редки, сохранились преимущественно косвенные

признаки эвапоритовых условий (коллапс-брекчии, псевдоморфозы вторичного доломита), что предполагает активное проявление биосульфатредукции в редокс условиях раннего диагенеза. Юрматинский синеклизный бассейн также захватил широкое пространство востока Балтики, однако имел максимальную мощность на территории современного БМА, где, в отличие от Волго-Уральской области широко развиты карбонатные отложения, в том числе более 500 м толща эвапоритовых доломитов в верхней части авзянской свиты, завершающей разрез юрматинской надрифтовой впадины.

Расчеты мощности и времени осадконакопления показали, что существование среднерифейской синеклизы завершилось значительно ранее, чем продолжительность юрматиния. Следовал длительный, до 250 млн лет, период перерыва в седиментации (от 1250 до 1000 млн лет [4]). Именно в это время в надрифтовой впадине, имевшей к этому времени огромную мощность (до 10–13 км), произошло несколько импульсов тектоно-термальной активности, с которой связано формирование различных типов оруденения в карбонатных породах как нижнего, так и среднего рифея [2] (месторождения магнезита и сидерита, флюорита, барита и полиметаллов). Последующее развитие осадочных бассейнов связано со сменой тектонического режима и формированием крупного перикратонного прогиба в этой части Балтики (пассивная окраина [4]). Несмотря на образование в этом бассейне терригенно-карбонатных толщ большой мощности, оруденение в карбонатных толщах каратавия практически отсутствует. Импульс рифтогенеза (восток БМА, аршиний, 720 млн лет [10]), ознаменовал закрытие верхнерифейского осадочного бассейна. Он не внес в минерагению региона видимый вклад. Вероятно, это связано с отсутствием эвапоритовых захороненных агрессивных рассолов в отложениях верхнего рифея.

Причины активного появления зон ТТА связаны с геодинамическими особенностями формирования гренвиллид в процессе формирования Родинии и последствия этого события для палеократона Балтики. Было высказано предположение [9 и др.], что в течение временного интервала ~1,2–0,9 млрд лет назад Балтика повернулась на ~90° по часовой стрелке и столкнулась с Лаврентией, с образованием гренвильско-свеконорвежских орогенных поясов. Эти процессы, привели к значительным касательным напряжениям, которые, вероятно, были сосредоточены вдоль палеопротерозойских швов и могли вызвать локальное растяжение и опускание, но не привели к магматической активности на востоке Балтики. Кроме того, вращение кратона с глубокими мантийными киями к орогенам, создающим локальные напряжения, вдоль точки опоры с центром в северо-западной Фенноскандии, могло привести к большей степени растяжения вдоль восточной окраины Балтики (в ее нынешнем положении) по сравнению с ее западной (Shumlyansky et al., 2023).

На основании комплексного литолого-изотопно-геохимического изучения нами выделено 3 новых крупных этапа рифтогенной тектоно-термальной и рудной активности в рифейской ПНВ: машакский (~1400 млн. лет), поздне-авзянский (~1250–1200 млн. лет) и конце перерыва между средним и верхним рифеем (~1000 млн. лет) [2]. Эти этапы определили минерагенический облик типовой последовательности рифея, включающий формирование месторождений магнезиально-железистых карбонатов, барита и полиметаллов, флюорита. Последующие тектоно-термальные активизации территории в конце позднего рифея и венде привели к незначительной ремобилизации указанных месторождений. Палеозойский этап развития Уральского складчатого пояса слабо отразился на минерагении региона, поскольку осадочные толщи исчерпали ресурсы флюидогенерации. Последовательность появления карбонатных метасоматитов предполагает эволюцию захороненных рассолов с образованием из Mg-рассолов сначала низко-Fe высококачественных магнезитов, затем формирование Fe-Mg флюидов и образование Fe-магнезитов, брейнеритов, флюоритов, полиметаллов и барита, наконец, Mg-Fe флюидов, послуживших агентом для образования метасоматических сидеритов.

Список литературы

1. Беленицкая Г.А. Опыт мелкомасштабного литогеохимического районирования и картирования осадочного чехла территории России // Литосфера, № 5, 2007. С. 3–37
2. Крупенин М.Т. Магнезиально-железистые карбонатные руды в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (источники вещества, этапы и механизмы образования). Автореферат дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Новосибирск, 2025.
3. Маслов А.В. Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1994. 176 с.
4. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. Т.1. 351 с
5. Маслов А.В. Некоторые литогеохимические и изотопно-геохимические особенности глинистых пород и перерывы в стратотипе рифея // Литосфера, Т. 24, № 1, 2024. С. 29–48.
6. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
7. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа. Книга-Принт. 2021. 196 с.
8. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Москва: ИНФРА- М, 2016. 356 с.
9. Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology, V. 39, No. 5, 2011. P. 443–446.
10. Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // Precamb. Res, V. 361, 2021. 106186.

ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА

***А.В. Куликова^{1,2}, П.А. Красильников¹, Д.К. Нургалиев¹, К.Р. Миннебаев¹,
П.Д. Котлер^{1,2}***

¹ *Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия*

² *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*

e-mail: Ak_Cool@mail.ru

Трековое датирование (fission-track dating) - метод определения времени остывания минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (U238), накапливающихся в природных минералах в ходе геологической истории [4, 8]. Как правило, трековые возрасты отражают запись термальных и тектонических процессов, которые контролируют эволюцию длительной денудации земной поверхности, а не возрасты первоначального образования или осадконакопления. Рассмотрение трекового возраста и длин треков вместе, отражает комбинацию времени, за которое треки сохранились и термальную историю пород за этот временной период. Моделирование даёт возможность установить этапы погружений и воздыманий земной коры рассматриваемого региона, что выражается в виде различных термальных воздействий.

Территория республики Татарстан расположена в центральной части Волго-Уральской антеклизы, которая, в свою очередь, занимает большую площадь на востоке Восточно-Европейской платформы. В рельефе кристаллического фундамента Татарстана выделяется крупнейший структурный элемент – Татарский мегаблок. На востоке мегаблок ограничивает Камско-Бельский, а на юге - Серноводско-Абдулинский авлакогены. По отложениям

осадочного чехла Татарскому мегаблоку фундамента соответствует Татарское сводовое поднятие, состоящее из отдельных куполов, именуемых Северо-Татарским и Южно-Татарским сводами (ЮТС). Эти структурные элементы окружают Казанско-Кировский прогиб, Верхнекамская и Мелекесская впадины. На Северо-Татарском и Южно-Татарском сводах фундамент располагается на глубине 1,5-1,65 км, В Мелекесской впадине и Казанско-Кировском прогибе погружается до 1,75-1,95 км, а в Камско-Бельском и Серноводско-Абдулинском авлакогенах до 4,5-6,5 км [5].

Породы кристаллического фундамента Мелекесской впадины и купольной части ЮТС, по-видимому, после выхода на эрозионный срез начали погружение за счет накопления осадочных пород в девон-пермское время и претерпели максимальный прогрев до 100–120°C в позднепермский период. С этим временем связан основной этап (верхний девон-нижняя пермь) тектонического развития осадочного чехла территории республики Татарстан [5]. Начиная с поздней перми породы находятся в относительной стабилизации. В неоген-четвертичное время температуры пород кристаллического фундамента купольной части ЮТС резко уменьшились до современных отметок 50–60°C, что может быть связано с неотектоническими процессами (поднятия и денудация). Такая же картина наблюдается для верейских пород осадочного чехла ЮТС.

Породы кристаллического фундамента Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов в девоне достигли максимальные температуры 180–200°C, по-видимому, за счет образования мощного осадочного чехла (до 4,5–6,5 км [1, 5]). Начиная с каменноугольного времени породы медленно остывали до температур 40–80°C, вероятнее всего в результате денудации и тектонического воздымания территории. В неоген-четвертичное время температуры пород авлакогенов резко увеличились до 80–110°C, что можно связать с неотектоническими процессами (погружение и накопление осадков).

Сравнивая термотектонические модели пород кристаллического фундамента купольной части Южно-Татарского свода, Мелекесской впадины и Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов следует отметить, что в позднепермское время на территории республики Татарстан наблюдается повышение значений температурного поля. Это могло быть связано с кардинальной тектонической перестройкой территории, вызванной столкновением Восточно-Европейского и Казахстанского континентов в районе современного Урала [2, 3, 7]. В неоген-четвертичное время для положительной тектонической структуры Южно-Татарского свода наблюдается резкое охлаждение пород до современных отметок, тогда как для гранитогнейсов кристаллического фундамента Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов в этот же период наблюдается увеличение температур до 80–110°C. В это время произошла реактивация территории с формированием купольной структуры и соответственно денудацией осадочного чехла ЮТС, что привело к интенсивному накоплению осадков в авлакогенах [6].

Работа выполнена за счет средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030)» и при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты»

Список литературы

1. Ларочкина, И. А. Новая модель тектонического строения структуры кристаллического фундамента Татарстана // Георесурсы, Т. 27, № 4, 2008. С.17–22.
2. Миннебаев К.Р., Куликова А.В., Котлер П.Д., Нургалиев Д.К., Саегалеева Я.Я. Источники обломочного материала каменноугольных терригенных отложений центральной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Республика Татарстан) по результатам минералого-

- петрографического изучения песчаников и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного изучения обломочных цирконов // Геодинамика и тектонофизика, Т.16, № 4, 2025. 0843.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
 4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа (Тр. ГИН РАН). М.: Наука, 2008. № 577. 319 с.
 5. Сунгатуллин Р. Х., Сунгатуллина Г. М. Геология республики Татарстан. Казань: К(П)ФУ, 2014. 72 с.
 6. Чернова И.Ю., Нургалиев Д.К., Нургалиева Н.Г., Нугманов И.И., Чернова О. С., Кадыров Р.И. Реконструкция истории Татарского свода в неоген-четвертичный период по данным морфометрического анализа // Нефтяное хозяйство, №. 6, 2013. С. 12–15
 7. Nlkishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Fume A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics, No. 268, 1996. P. 23–63.
 8. Price, P., Walker, R. Observation of fossil particle tracks in natural micas // Nature, No.196, 1962. P.732–734.

РОССЫПИ КАК ИСТОЧНИК СТРАТЕГИЧЕСКОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ РОССИИ

А.В. Лаломов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г.
Москва
e-mail: lalomov@mail.ru*

Россыпные месторождения являются важным источником стратегических минерально-сырьевых ресурсов как в мировой, так и российской базе полезных ископаемых. По своим горно-геологическим и минерально-технологическим свойствам россыпные месторождения имеют ряд положительных качеств, которые делают их востребованными горнодобывающей промышленностью: относительно неглубокое (часто – доступное для открытой добычи) залегание, дезинтегрированное состояние продуктивных отложений, простота процессов обогащения (преимущественно – гравитационные и гравитационно-магнитные технологии), относительная (по сравнению с коренными объектами) дешевизна освоения, а также возможность быстрого вовлечения в эксплуатацию и получения промышленного продукта, что значительно сокращает сроки окупаемости вложенных средств. Эти свойства россыпей еще более важны для России в современных условиях, когда в сжатые сроки при недостатке кредитных ресурсов требуется осуществить программу импортозамещения и обеспечения страны дефицитными видами стратегического минерального сырья, такого как титан, цирконий, олово, редкие металлы, золото, алмазы.

Золото. До середины 90-х годов XX века россыпи являлись основным объектом золотодобычи и давали более 80% золота России (120 т/год в 1990 г). В начале нашего (XXI) века коренные источники золота стали преобладать в балансе добываемого сырья, преимущественно за счет открытия и освоения новых крупных коренных месторождений. В 2023 россыпная добыча составила 77,6 т (16,2 от общей добычи). Доля россыпей в балансе запасов составляет 6,6%.

Большим потенциалом обладают техногенно-минеральные образования (ТМО), а также золото в песчано-гравийных смесях (ПГС), золотоносные конгломераты, попутное золото в

редкометалльно-титановых россыпях и т.д. В ряде случаев (ТМО и ПГС) основные проблемы вовлечения этих месторождений в эксплуатацию носят не экономический или технологический, а законодательный характер, что вполне преодолимо путем принятия соответствующих правовых решений.

Олово. Балансовые запасы олова в россыпях составляют 223,5 тыс. т (10,6 % общероссийских запасов) [1]. Наиболее крупным из подготавливаемых к эксплуатации объектов является группа Пыркайских штокерков на Чукотке, запасы которых по категориям А+В+С₁+С₂ составляют 238,4 тыс. т олова (11,6 % балансовых запасов олова РФ). Получение первого металла планируется не ранее 2030 г при вложении 24 млрд руб. (примерно 300 млн. US\$). Также перспективной считается Тирехтяхская россыпь, расположенная в Депутатском районе Якутии. Уже в первый год после начала возобновления эксплуатации в 2021 г. на месторождении было добыто 452 т, в 2023 – 655 т олова. На восстановление прииска было затрачено 658 млн. руб. (примерно 6.6 млн. US\$), что почти в 40 раз меньше ассигнований, необходимых для строительства Пыркайского ГОКа.

К россыпным месторождениям олова, отработка которых может быть начата в кратчайшие сроки, относятся прибрежно-морские россыпи Валькумейская на Чукотке (15,7 тыс. т. при содержании 1260 г/м³), Чокурдах в Якутии (18,2 тыс. т. при содержании 493 г/м³), аллювиальная Одинокая в Якутии (51,9 тыс. т. при содержании 829 г/м³) и россыпь ручья Птичий на Чукотке (6,3 тыс. т при содержании 600 г/м³).

Таким образом, в обеспечении страны оловом преимущества россыпей, которые требуют гораздо меньших вложений, а отдачу дают в течение уже первого года эксплуатации, по сравнению с коренными объектами, являются неоспоримыми. Учитывая, что видимое внутреннее потребление металлического олова в России составляет 3,0 тыс. т в год [1], только стоящие на балансе россыпные запасы олова (233,5 тыс. т) могут обеспечить потребности страны на уровне текущего видимого потребления приблизительно на 75 лет.

Титан и цирконий. В области переработки сырья, Россия является одним из ведущих в мире продуцентов титановых и циркониевых изделий, но практически все российские предприятия, импортируют сырье. Основной (еще с советских времен) поставщик титановых и циркониевых концентратов на заводы Урала – Украина – с марта 2022 г. полностью прекратила поставки, что вызвало большой дефицит сырья.

Российская сырьевая база титана на 97 % состоит из месторождений магматогенного генезиса и литифицированных погребенных россыпей (крупные Пижемское и Ярегское месторождения). Практически все объекты по содержанию полезного компонента существенно уступают разрабатываем мировым месторождениям и испытывают большие проблемы с технологией обогащения и переработки руд [1].

Утвержденные балансовые запасы комплексных редкометалльно-титановых россыпей составляют 17,8 млн.т TiO₂ и 3,87 млн т ZrO₂. Что касается наиболее перспективных объектов, в декабре 2021 г. АО «Туганский ГОК «Ильменит» ввело в эксплуатацию первую очередь ГОКа на россыпном циркон-рутил-ильменитовом Туганском месторождении в Томской области (участок Южно-Александровский). Работая на полную мощность, ГОК сможет ежегодно выпускать 148 тыс. т ильменитового и 10,5 тыс. т рутил-лейкоксенового концентратов в год [1], что обеспечит текущие потребности России на 64 % по титану и 400 % по цирконю.

Среди нераспределенного фонда наиболее перспективными для освоения являются месторождение Центральное (6396 тыс.т. TiO₂ и 830 тыс.т. ZrO₂) и россыпи Бешпагирского месторождения Ставропольского края (2630 тыс.т. TiO₂ и 621 тыс.т. ZrO₂). Россыпные месторождения могут обеспечить текущие потребности страны на срок до 80 лет по титану и на 360 лет по цирконю.

Редкоземельные металлы (РЗМ), ниобий, тантал. В настоящее время единственным действующим источником редкоземельных металлов в России является Ловозерский ГОК,

разрабатывающий месторождение лопарита Ловозерского массива – источника ниобия, тантала, редких земель и титана. В 2023 г. на фабрике было получено 6,6 тыс. т лопаритового концентрата, содержащего в среднем 28–30% оксидов РЗМ, 35–38% TiO_2 , 7,5–8,0% Nb_2O_5 , 0,5–0,8% Ta_2O_5 [1]. Добыча ведется в сложных горно-геологических условиях при низкой рентабельности существующих разрезов. Переработка концентратов осуществляется на Соликамском магниевом заводе.

Дополнительным источником редкоземельного сырья комбината могут служить разведанные россыпи лопарита, расположенные на северном обрамлении Ловозерского массива, а также техногенные отвалы – хвосты обогатительной фабрики Карнасурт. Содержания лопарита в россыпях составляет в среднем по разным участкам 2,8–3,9 кг/м³. Мощность продуктивного пласта составляет в среднем 20,7 м; залегание пласта приповерхностное – коэффициент вскрыши (отношение мощности перекрывающих «торфов» к мощности пласта) равен 0,5. Руды могут обогащаться по гравитационно-магнитной схеме, что позволит получить промышленный лопаритовый концентрат для редкометалльной промышленности.

Учитывая текущую годовую производительность Ловозерского ГОКа по производству лопаритового концентрата, отработка только одного Сергеваньского участка способна вдвое увеличить производство лопаритового концентрата в России и обеспечить поставки на современном уровне на протяжении 68 лет. При этом, отработка россыпи не потребует значительных и долговременных финансовых вложений, концентрат может быть получен уже к концу первого года после начала отработки, а технологическая схема не потребует дорогостоящей и энергозатратной операции дробления.

Алмазы. Россыпные объекты вмещают 5,9% запасов алмазов и обеспечивают 23,2 % добычи в объемном выражении. Здесь надо учитывать, что россыпные алмазы обладают более высоким качеством, чем коренные в силу разрушения некачественных (немонолитных) зерен при выветривании. Следствие этого – их более высокая рыночная цена. Так, средняя цена российских алмазов (преимущественно, коренных) – 67,6 долл./кар., а алмазов в прибрежно-морских россыпях Намибии – 466,6 US\$/карат. Средняя цена россыпных алмазов Урала в месторождениях Вишерского района составила 450–500 US\$/карат [3].

Выполненный анализ показал, что практически по всем компонентам доля россыпей в балансе добычи превышает их долю в балансе запасов (рис. 1). Из этого следует, что, несмотря на валовое преобладание в балансе запасов коренных месторождений, востребованность россыпей в горнодобывающей промышленности весьма высокая, поскольку россыпные месторождения могут экономически эффективно отрабатываться в короткие сроки и с минимальными затратами. Это особенно актуально в настоящее время, когда России трудно рассчитывать на международное кредитование горнодобывающей промышленности, импорт сырья имеет высокие логистические риски, а сложившаяся ситуация не позволяет откладывать процесс импортозамещения на длительный срок.

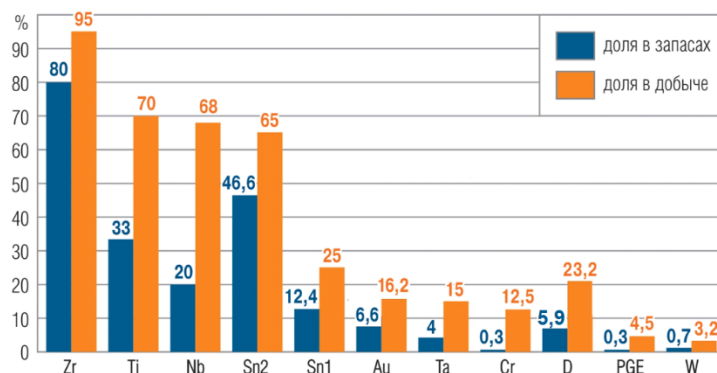


Рис. 1. Доля россыпей различных типов в структуре запасов и добычи [2]. Zr – цирконий (мир), Ti – титан (мир), Nb – ниобий (мир, с корами выветривания), Sn2 – олово (мир), Sn1 – олово (СССР, 1989 г.), Au – золото (Россия, 2023 г.), Ta – тантал (мир, с корами выветривания), Cr – хром (Россия, 2020–2022 гг.), D – алмазы (Россия, по объему в каратах), PGE – платиноиды (Россия), W – вольфрам (Россия, с ТМО).

Выполненные работами россыпной группы ИГЕМ РАН анализ для первоочередного освоения (в плане импортозамещения) позволяет рекомендовать следующие объекты: Sn – Тирехтяхская, Чокурдахская и Валькумейская россыпи (Якутия и Чукотка); Nb, Ta, РЗМ – лопаритовые россыпи Ревдинской группы и техногенные отложения в хвостохранилищах Ловозерского ГОКа (Кольский полуостров); Ti и Zr – Туганское и Бешпагирское месторождения, Итмановский участок Лукояновского россыпного месторождения (Zr, Cr).

Список литературы

1. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2023 году». М.: ВИМС-ЦНИГРИ, 2024. 710 с.
2. Лаломов А.В., Бочнева А.А. Россыпные месторождения России как источник стратегических видов минерального сырья // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, № 3, 2024. С. 5–18.
3. Чуйко В.А., Синкин В.А., Наумов В.А., Плюснин И.А., Калинин К.П. Сюзёвское месторождение россыпных алмазов: новый этап изучения алмазоносности Западного Урала // Литосфера, № 4, 2023. С. 701–713.

ПРИЗНАКИ СУБШИРОТНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Н.Н. Ларионов

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа
e-mail: nn-larionov@yandex.ru*

Вопросы глубинного строения складчатой системы Урала рассматривались многими исследователями [5, 9, 10 и многие др.]. Уникальная возможность для построения геологических и геодинамических моделей строения и развития этого складчатого пояса появилась после получения комплексных геолого-геофизических результатов структурных сечений и сейсмопрофилей нового поколения (международные названия URSEIS-95, ESRU, PUT [9]), подтвердивших его дивергентное строение и выделение двух главных секторов – палеоконтинентального и палеоостроводужного. Полученный в ходе региональных исследований новый фактический материал характеризует геологию палеоконтинентального сектора и, в частности его Западно-Уральской мегазоны.

Основные структурные элементы Урала сформировались в эпоху палеозойской складчатости в соответствии с главным субмеридиональным «уральским» северо-северо-восточным простиранием, которое особенно хорошо выражено на Южном Урале, в тектонических структурах Башкирского мегантиклинория, сложенного породами верхнего протерозоя и палеозоя. Субмеридиональное простирание наблюдается и в металлогенической зональности Урала [10]. Однако еще 40–70-х годах прошлого века были получены геологические и геофизические данные о целом ряде поперечных этому направлению уральских дислокаций [2, 5, 6, 8 и др.]. Распространение структур такого типа в докембрийских и более молодых толщах указывает на протерозойское время их заложения и

активизацию в более поздние этапы развития [5, 6, 8]. Кроме того, авторами отмечалось влияние уральских субширотных тектонических структур на локализацию полезных ископаемых (нефти и газа [1]; платины, титаномагнетита, хромитов и редкометального оруденения, колчеданных, железорудных месторождений и рудопроявлений меди [8]).

Вместе с тем упомянутые выше работы характеризуют преимущественно Предуральский прогиб и Центрально-Уральскую мегазоны. Сведения о Западно-Уральской мегазоне крайне скудны. Наиболее полное обобщение данных о поперечной зональности Урала в целом приведено в работе К.С. Иванова [3]. По мнению указанного автора, дифференциальные поднятия крупных блоков земной коры, сформировавшие субширотную зональность Урала, произошли, вероятнее всего, в средне- и поздне-триасовое время и, следовательно, подобная зональность не имеет никакой генетической связи с образованием любых докембрийских полезных ископаемых региона. Делается вывод о пологом, постепенном изменении геологических структур Урала в направлении север–юг, а не по разломам, как это отмечалось ранее многими авторами.

Исследования последних лет дают основания предполагать, что на западном склоне Южного Урала широтная структурная и металлогеническая зональность, напротив, характеризуется унаследованностью рифей-вендских структур от структур кристаллического фундамента и связанных с этим различиями вещественного состава комплексов докембрия.

При геологическом картировании масштаба 1:200 000 [4] выявлен ряд признаков, указывающих на зависимость распределения докембрийских вещественных комплексов и связанных с ними полезных ископаемых с субширотными структурами фундамента, которые выявляются только по косвенным данным. В структуре Башкирского мегантиклинория эти признаки особенно отчетливо проявлены в его центральной части, где широко распространены раннерифейские и частично среднерифейские комплексы пород. Границей структурных и вещественных комплексов служит Верхненугушский субширотный разлом (рис. 1), являющийся глубинным продолжением южного борта Благовещенской впадины. Основными признаками влияния глубинных субширотных структур являются следующие:

1) Замыкание крупных плективных региональных структур и кулисообразное смещение их осей (в Зилаирском синклинии - разделение Кракинских массивов).

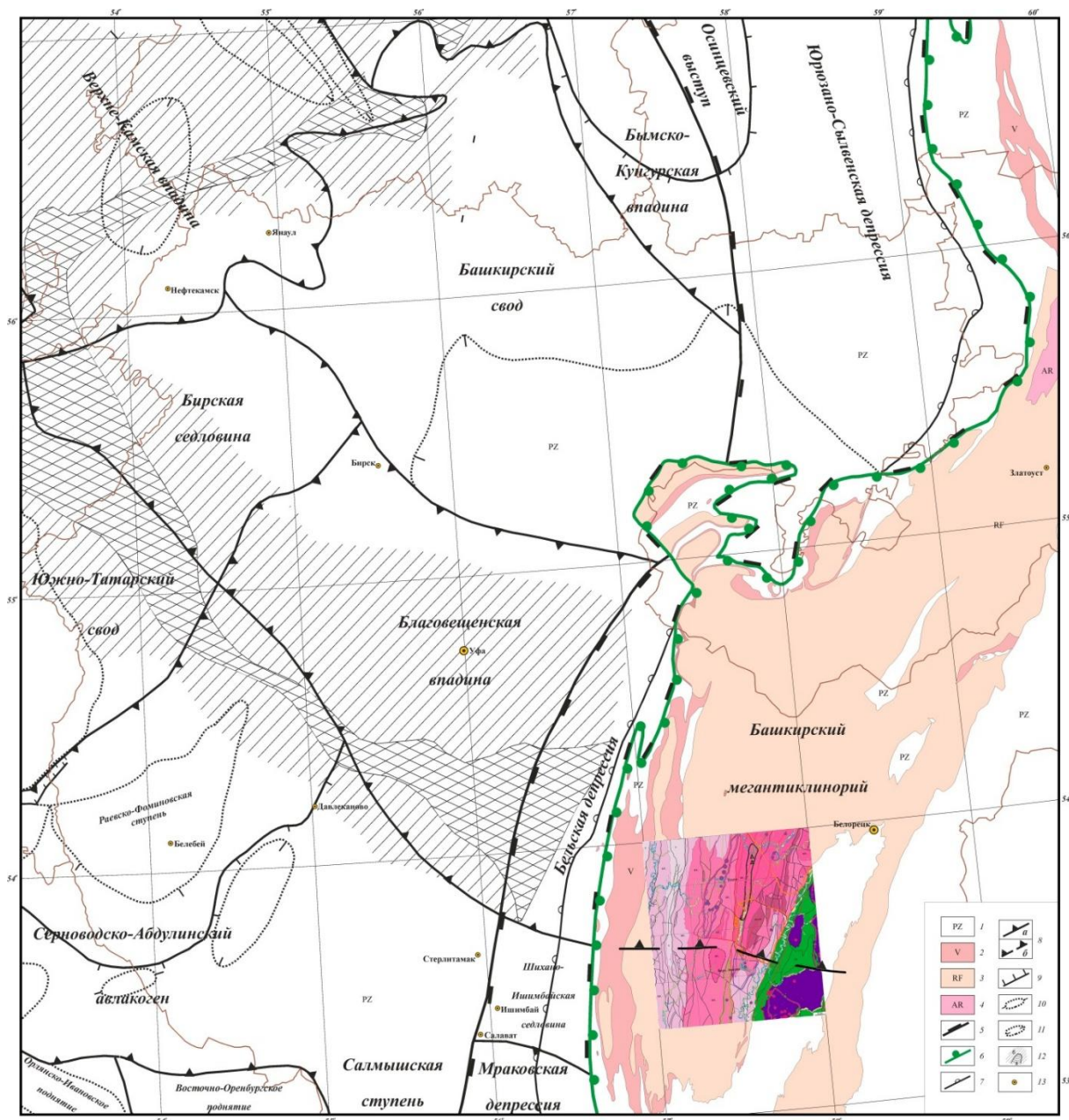


Рис. 1. Фрагмент тектонической карты Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (по [2]). 1–4 – отложения докембрия и палеозоя: 1 – палеозой, 2 – венд, 3 – рифей, 4 – архей; 5–11 – границы: 5 – региональных тектонических элементов, 6 – Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, 7 – передовых складок Урала, 8 – тектонических элементов первого порядка: а – достоверных, б – предполагаемых; 9 – погребенных выступов и сводов фундамента, 10 – выступов на сводах и куполов на выступах, 11 – наиболее погруженных частей прогибов и впадин; 12 – прогибы Камско-Кинельской системы, зоны: а – осевые, б – бортовые; 13 – населенные пункты. На врезке генерализованная государственная геологическая карта Российской Федерации II поколения листа N-40-XXII.

2) Субширотные разрывные нарушения разного масштаба в рифейских отложениях (Бретьякский, Верхненушгушский, Северошатакский, Ишлинский с шагом между соседними от 10 до 20 км).

3) Появление магматических тел субширотного простирания на широте продолжения глубинных структур фундамента платформы. Чаще всего это фиксируется в рудных районах на месторождениях полезных ископаемых (дайки габбродолеритов в Горноприисковой зоне, на Суранском флюоритовом месторождении и в районе д. Ишля, [4]).

4) Существенные различия осадочных формаций рифея и венда (большеинзерская, суранская и юшинская свиты), а также среднерифейский вулканогенно-терригенный комплекс машакской свиты южнее Верхненугушского субширотного разлома не прослеживаются).

5) Закономерное расположение рудных месторождений и рудных районов в блоках, ограниченных разломами поперечными уральскому направлению и чаще всего в узлах пересечения меридиональных глубинных разломов и скрытых глубинных структур фундамента (месторождения Горноприисковой зоны, Кужинское барит-полиметаллическое и Суранское флюоритовое месторождения, Зигазино-Комаровский и Авзянский железорудные районы, а также ряд рудопоявлений меди и свинца).

6) Блоковое глубинное строение территории по комплексным геофизическим данным. На основании различного сочетания физических характеристик пород и с учетом литолого-петрографического состава на территории выделено XVI генерализованных блоков. На их границах, как правило, прослеживаются линейные аномалии проводимости и отрицательные аномалии Δg , интенсивность которых возрастает с увеличением радиуса осреднения. Линейные аномалии проводимости нередко фиксируют линейные коры выветривания мощностью до 100 м и более. В магнитном поле на границах блоков часто прослеживаются локальные положительные аномалии ΔT_a , обусловленные погребенными или выходящими на поверхность интрузивными телами и дайками магнитных пород.

7) Геоморфологические признаки: уступы в продольном профиле долин крупных рек и резкое смещение речных долин на 3–5 км вдоль субширотных зон (в районе с. Кага и у д. Мурадымово). По этим направлениям тектонический блок шириной около 40 км выдвинулся к северо-западу, что привело к соответствующей миграции долины р. Белая. Весьма показателен тот факт, что р. Кага в приустьевой части протекает по древней долине р. Белая, но направление течения противоположное с юго-запада на северо-восток. В этой части долины р. Кага можно наблюдать сохранившиеся аллювиальные отложения Увельского горизонта, слагающие 7-ю надпойменную террасу р. Белая, в то время как молодая долина р. Кага имеет только две надпойменные террасы [4].

Таким образом, с большой уверенностью можно говорить, что в стратотипической местности Башкирского антиклинория подтверждено наличие глубинных субширотных структур фундамента под перекрывающим многокилометровым чехлом рифейских отложений. Впервые выявлены многочисленные признаки влияния этих структур на распределение вещественных комплексов нижнего и среднего рифея. В эти геологические эпохи активность установленных зон проявилась наиболее отчетливо, что отразилось в физических полях на схеме глубинного строения. Сдвиговые неотектонические движения вдоль субширотных зон зафиксированы смещением фрагмента долины р. Белая на 3–4 км. Следовательно, есть основание предполагать периодическую активизацию глубинных структур фундамента на протяжении практически всех этапов формирования Уральской складчатой системы.

Исследование выполнено в рамках Государственных заданий ИГ УФИЦ РАН №№ FMRS-2025-0016, FMRS-2025-0017.

Список литературы

1. Вахрушев Г.В. О широтных и субширотных зонах дислокаций Южного Урала и Предуралья // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1959. № 2. С. 37–54.
2. Грунис Е.Б., Трофимов В.А., Романов Ю.А., Сидоров А.Д., Хромов В.Т., Чепикова И.К. Тектоническая карта Волго-Уральской нефтегазоносной провинции масштаба 1:1 000 000. М.: ИГиРГИ, 2006.
3. Иванов К.С. О природе поперечной зональности Уральского складчатого пояса // Литосфера, Т. 26, № 2, 2026. С. 305–331. doi: 10.24930/2500-302X-2026-26-2-305-331

4. Ларионов Н.Н., Бергазов И.Р. Грановская Н.В., Нигматуллина А.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXII (Тузан). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 248 с.
5. Огаринов И.С. Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1974. 86 с.
6. Олли А.И. К вопросу о широтной тектонической поясности Урала // Советская геология, № 7, 1966. С. 36–44.
7. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
8. Червяковский Г.Ф., Таврин И.Ф., Ярош А.Я., Ананьева Е.М., Дорофеев Б.Ф., Радионов П.Ф. Широтные и субширотные структуры Урала // Советская геология, № 11, 1966. С. 34–43.
9. European Lithosphere Dynamics. // Geological Society. London, Memoirs, 2006. V. 32. 662 p.
10. Puchkov V.N. General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geology Reviews, V. 85, 2016. doi:10.1016/j.oregeorev.2016.01.005

СУБШИРОТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Н.Н. Ларионов

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН
e-mail: nn-larionov@yandex.ru*

Ранее в тезисах настоящей конференции приведен обзор всех имеющиеся геологических материалов и истории изучения субширотной зональности докембрийских отложений западного склона Южного Урала. В частности перечислены признаки проявления поперечных структур в геологическом строении Башкирского мегантиклинория. Одним из таких признаков является блоковое глубинное строение территории, установленное по комплексу геофизических данных. Различное сочетание физических характеристик пород с учетом их литолого-петрографического состава позволило выделить XVI генерализованных блоков (рис. 1), на границах которых прослеживаются линейные аномалии проводимости, отрицательные аномалии силы тяжести (Δg) и локальные положительные магнитные аномалии (ΔT_a).

На крыльях Башкирского мегантиклинория, сложенных верхнерифейскими, вендскими и палеозойскими осадочными комплексами, преобладают блоки меридиональной ориентировки, подчёркивающие палеозойский этап формирования территории. Влияние глубинных структур здесь отразилось разделением одинаковых геофизических полей на части. Тектоническая активность глубинных структур в период позднего рифея и палеозоя, вероятно, была незначительной. В ядре мегантиклинория, где на поверхности обнажены нижне- и среднерифейские комплексы, уверенно фиксируются субширотные направления: Ишлинская, Северошатакская, Верхненугушская структуры (см. рис. 1, блоки XVII, XVIII, XIX), на рубеже которых фиксируются замыкания блоков, сменой знака аномалий Δg , ΔT_a , изменение простирания осей аномалий. Это отчетливо в геофизических полях Ишлинско-Шатакской рифтогенной зоны, где каждая рифтогенная структура обособляется в виде ориентированного линейного блока высокоплотных пород с аномально высоким магнитным полем (см. рис. 1, блоки: I-1, I-2, I-3, I-4, I-5). Максимальными мощностями рифтогенных отложений характеризуется Шатакская структура, которая одинаково хорошо проявлена в поле силы тяжести при радиусах осреднения ($R_{оср}$) 1, 3, 10 км. Контуры гравиметрического поля других структур, которые четко ограничены при $R_{оср} = 1, 3$ км, размываются и затухают при $R_{оср} = 10$ км, что свидетельствует об их относительно близповерхностном, а возможно и аллохтонном залегании. Косвенным свидетельством этого может служить их различная

ориентировка, кулисообразное смещение друг относительно друга и «каскадное» расположение. Примечательно также, что Азнагуловский блок, расположенный среди метаморфических образований рифея, на схеме практически ничем не отличается от неметаморфизованных рифтогенных структур и, следовательно, может рассматриваться в качестве Азнагуловской рифтогенной структуры, ранее не выделявшейся.

Особый интерес представляет глубинное строение района гипербазитовых массивов Крака, что связано с дискуссионностью их происхождения, возраста и условий залегания [3]. По геофизическим данным на территории распространения гипербазитовых массивов выделен ряд блоков, с высокими плотностными и магнитными характеристиками (см. рис. 1, блоки: П-1, П-2, П-3, П-4, П-5, П-6, П-7, П-8). Характер геофизических полей дает основания полагать, что Кракинские массивы не имеют общих корней и прослеживаются на глубины до 3–4 км, что подтверждает, наряду с данными сейсмического профиля URSEIS-95, представления об их аллохтонном залегании [3]. Исключением является массив Среднего Крака (П-4), прослеживающийся на глубину не менее 8 км и сливающийся на глубине свыше 2 км в одну аномальную зону с Чернореченским блоком габброидов (см. рис. 1, блок III).

XVI Межрегиональная научно-практическая конференция
«ВНЕДРЕНИЕ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ И
УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ», 2026, г. Уфа

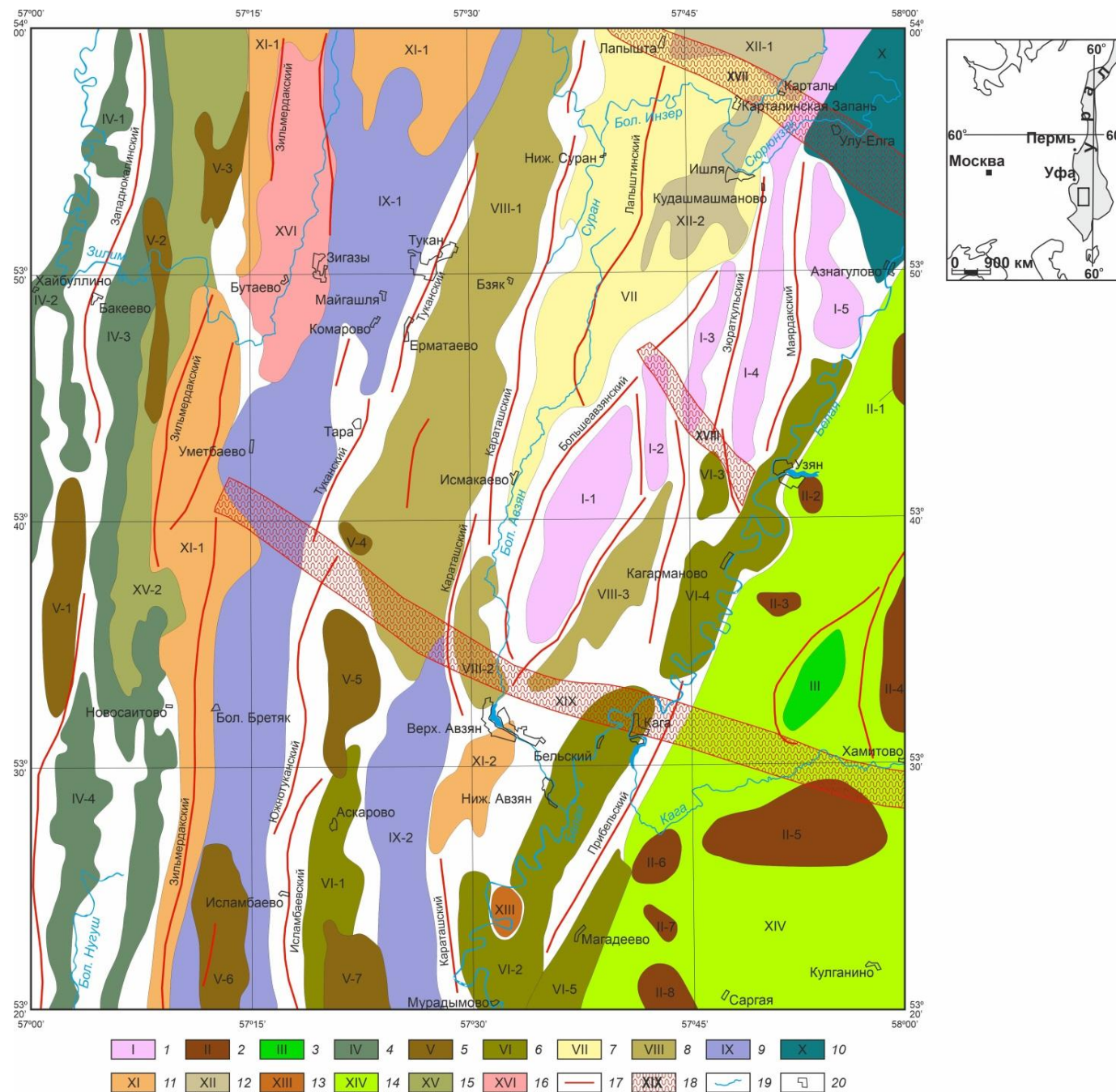


Рис. 1. Схема глубинного строения центральной части Башкирского антиклинория (лист N-40-XXII) по геофизическим данным (составлено по [1; 2]). 1–16 – Римскими цифрами обозначены блоки пород с различными петрофизическими свойствами: 1 – породы машакской и белетарской свит среднего рифея с положительными аномалиями силы тяжести (здесь и ниже радиус осреднения 3 км), аномальным положительным магнитным полем и преимущественно повышенными значениями кажущегося сопротивления (более 500 Ом•м), блоки: I-1 – Шатакский, I-2 – Кухтурский, I-3 – Узянский, I-4 – Ишлинский, I-5 – Азнагуловский; 2 – гипербазиты кракинского комплекса с интенсивными положительными аномалиями силы тяжести и положительным магнитным полем, по периферии – интенсивными положительными магнитными аномалиями, вызванными серпентинизацией, блоки: II-1 – Северокракинский, II-2 – Североузянский, II-3 – Южноузянский, II-4 – Среднекракинский, II-5 – Ямангырский, II-6 – Ашкарский, II-7 – Апшакский, II-8 – Башартовский; 3 – Чернореченская площадь, сложенная вулканитами (?) основного состава с положительными аномалиями силы тяжести и низкими значениями магнитного поля; 4 – карбонатные породы верхнего рифея с положительными аномалиями силы тяжести, спокойным положительным магнитным полем и преимущественно высокими значениями кажущегося сопротивления, блоки: IV-1 – Манайлинский, IV-2 – Шишенякский, IV-3 – Кудашкинский, IV-4 – Большенугушский; 5 – погребенные блоки пород, насыщенные интрузиями основного состава и характеризующиеся положительными аномалиями силы тяжести и аномально высоким магнитным полем, блоки: V-1 – Кушъелгинский (Инзерский габбродолеритовый комплекс), V-2 – Куртазинский (Инзерский габбродолеритовый комплекс), V-3 – Сарышкинский (Инзерский габбродолеритовый комплекс), V-4 – Елисеевский (Повальненский долеритовый комплекс), V-5 – Малобретьякский (Повальненский долеритовый комплекс), V-6 – Большешаикский (Юрматауский габбродолеритовый комплекс), V-7 – Танаситканский (Юрматауский габбродолеритовый комплекс); 6 – карбонатные породы с положительными аномалиями силы тяжести, спокойным магнитным полем и преимущественно высокими значениями кажущегося сопротивления, блоки: VI-1 – Аскаровский (среднерифейский), VI-2 – Мурадымовский (верхнерифейский), VI-3 – Кухтурский (среднерифейский), VI-4 – Кагармановский (среднерифейский-палеозойский), VI-5 – Магадеевский (палеозойский); 7 – карбонатно-глинистые отложения суранской свиты с неоднородным знакопеременным полем силы тяжести, повышенной магнитностью и преимущественно высокими значениями кажущегося сопротивления; 8 – карбонатно-глинистые и карбонатно-терригенные отложения с неоднородным знакопеременным полем силы тяжести, повышенными значениями магнитного поля и повышенной электрической проводимостью, блоки: VIII-1 – Ахмеровский, VIII-2 – Горноприисковский, VIII-3 – Ирлинский; 9 – терригенно-карбонатные отложения среднего рифея со знакопеременным полем силы тяжести, положительными значениями магнитного поля и интенсивной дифференциацией полей кажущегося сопротивления, блоки: IX-1 – Бретьякско-Майгашлинский, IX-2 – Тергинский; 10 – метаморфизованные породы нижнего рифея со знакопеременным полем силы тяжести отрицательным магнитным полем и высокими значениями кажущегося сопротивления; 11 – терригенные отложения верхнего рифея с отрицательными аномалиями силы тяжести, спокойным положительным магнитным полем и линейно дифференцированным интенсивным полем кажущегося сопротивления, блоки: XI-1 – Зильмердакский, XI-2 – Авзянский; 12 – погребенные блоки пород неясного генезиса с отрицательными аномалиями силы тяжести, положительным магнитным полем с локальными аномалиями и дифференцированным полем кажущегося сопротивления, блоки: XII-1 – Карталинский, XII-2 – Юшинский; 13 – терригенные отложения венда с отрицательными аномалиями силы тяжести и положительными значениями магнитного поля; 14 – терригенные отложения палеозоя (включая краевые части гипербазитовых массивов Крака) с преимущественно отрицательным полем силы тяжести, отрицательными значениями магнитного поля и низкими значениями кажущегося сопротивления; 15 – Липовский блок глинисто-терригенных отложений венда со слабоинтенсивным отрицательным полем силы тяжести, спокойным положительным магнитным полем и повышенной проводимостью; 16 – Бретьякская площадь глинисто-карбонатных пород среднего рифея с чередованием линейных положительных и отрицательных аномалий силы тяжести, магнитного поля и кажущегося сопротивления; 17 – оси линейно вытянутых интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести, фиксирующие зоны (не залитое) крупных тектонических нарушений на границах блоков пород с различными петрофизическими свойствами (названия зон соответствуют названиям разрывных нарушений); 18 – структуры северо-западного простирания, фиксирующиеся замыканием блоков пород с различными петрофизическими свойствами и/или по прерыванию и изгибам линейно вытянутых интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести (предположительно фиксируют отраженные структуры фундамента), структуры: XVII – Ишлинская, XVIII – Северошатакская, XIX – Верхненугушская; 19 – реки; 20 – населенные пункты.

Таким образом, данные геофизических исследований убедительно подтверждают предположения о наличии глубинных субширотных структур в Башкирском мегантиклинории и их влиянии на состав и распределение докембрийских вещественных комплексов. Из рис. 1 хорошо видно, что максимально это влияние проявлено в центральной зоне мегантиклинория, где на поверхности обнажаются комплексы пород, сформировавшиеся в ранне- и среднерифейское время.

Исследование выполнено в рамках Государственных заданий ИГ УФИЦ РАН №№ FMRS-2025-0016, FMRS-2025-0017.

Список литературы

1. Ларионов Н.Н., Бергазов И.Р. Грановская Н.В., Нигматуллина А.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXII (Тукан). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 248 с.
2. Ларионов Н.Н., Цветкова А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Южно-Уральская серия. N-40-XXII (Тукан). Санкт-Петербург: МПР РФ, 2003.
3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

ИСТОЧНИКИ СНОСА СРЕДНЕДЕВОНСКИХ-РАННЕПЕРМСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПЕСЧАНИКОВ И U-Pb (LA-ICP-MS) ИЗОТОПНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

К.Р. Миннебаев, А.В. Куликова

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
e-mail: krminnebaev@gmail.com

Анализ терригенных отложений осадочного чехла Южно-Татарского свода (ЮТС) Восточно-Европейской платформы (ВЕП) позволил установить минеральный состав и по результатам U-Pb изотопного изучения получить возраст обломочных цирконов для отложений живетского яруса и пашийского горизонта (средний отдел девонской системы), тиманского (кыновского) горизонта (верхний отдел девонской системы), бобриковского и верейского горизонтов (нижний и средний отделы каменноугольной системы), а также уфимского яруса (пермская система).

Для пород средне-, позднедевонского и раннекаменноугольного возраста характерен кварцевый состав, высокая степень окатанности и хорошая сортировка обломочного материала. Минералогический состав тяжелой фракции характеризуется такими минералами как рутил, анатаз, циркон и турмалин. Присутствие именно этих минералов свидетельствует о длительном многостадийном переносе обломочного материала и позволяет предположить кислый состав первичных магматических пород, подверженных длительному периоду выветривания [7].

Образец среднекаменноугольного возраста заметно отличается от более древних пород. В составе образца выделяется не только кварц, но и полевые шпаты, кальцит, а также разнообразные акцессорные и рудные минералы. Обломочный материал характеризуется плохой сортировкой, а зерна имеют преимущественно полуокатанную и угловатую форму. В

образце зафиксированы фаунистические остатки, описание которых не проводилось, а также определено значительное разнообразие минералов тяжелой фракции — как устойчивых к разрушению (циркон, рутил, турмалин), так и подверженных ему (апатит, эпидот, биотит) [7]. Совокупность этих особенностей, вероятнее всего, указывает на близость и разнообразный состав пород-источников обломочного материала.

В составе образца пермского возраста преобладает кварц, зерна которого имеют окатанную формы. По сравнению с остальными пробами среди минералов тяжелой фракции определены только анатаз и циркон, что может указывать на длительный и многостадийный перенос обломочного материала. Наиболее вероятными источниками такого материала могли быть кислые магматические породы.

Данные U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного изучения обломочных цирконов из девонских и раннекаменноугольных образцов позволили установить их возраст. В основном цирконы обладают мезо-палеопротерозойскими и нео-мезоархейскими возрастами (рис. 1), что указывает на их происхождение из древних докембрийских комплексов. Дальний перенос обломочного материала подтверждается высокой степенью окатанности зерен. Цирконы, согласно катодолюминисцентным снимкам, обладают сложным внутренним строением и признаками метамиктизации, которые могут быть обоснованы наложенными процессами метаморфизма или гидротермальным изменением. В меньшем количестве встречаются цирконы с осцилляторной, полосчатой и секториальной зональностью, что позволяет отнести их к магматическому типу.

Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов девонских и раннекаменноугольных образцов показывают, что источниками сноса преимущественно служили докембрийские комплексы, среди которых преобладают цирконы мезо-палеопротерозойского и нео-мезоархейского возрастов (рис. 1). Высокая степень окатанности зерен свидетельствует о дальнем переносе детритового материала. Цирконы, согласно катодолюминесцентным изображениям, характеризуются сложным внутренним строением и признаками метамиктизации, что свойственно метаморфическим и гидротермально измененным цирконам. Реже встречаются цирконы с осцилляторной, полосчатой и секториальной зональностью, которые можно отнести к магматическим [8].

Согласно результатам U-Pb-датирования цирконов из образца среднекаменноугольного возраста, их основным источником сноса являлись палеозойские комплексы, в которых преобладают цирконы каменноугольного, ордовикского и кембрийского возрастов, а также комплексы с цирконами неопротерозойского возраста (рис. 1). Зерна мезо-палеопротерозойского и архейского возраста обнаруживаются редко. Цирконы палеозойского и неопротерозойского периодов характеризуются средней и низкой степенью окатанности; большинство имеет удлиненно-призматическую форму и отличается полосчатой и осцилляторной зональностью, в отдельных случаях наблюдается сложное внутреннее строение. С высокой вероятностью эти цирконы имеют магматическое происхождение. В отличие от них, цирконы мезо-палеопротерозойского и архейского возрастов хорошо окатаны, обладают сложным внутренним строением и признаками метамиктизации. Вероятно, они имеют метаморфическое происхождение или были подвержены процессам метаморфизма [8].

U-Pb (LA-ICP-MS) изотопное изучение обломочных цирконов из образца пермского возраста позволило установить две (молодую и древнюю) популяции возрастов цирконов. Исходя из интерпретации полученных данных в молодой группе преобладают цирконы раннекаменноугольного возраста, формирующие выраженный возрастной пик. По степени окатанности цирконы встречают слабо и средне окатанные. По катодолюминисцентным снимкам можно установить преимущественно осцилляторную зональность и, как следствие, вероятное магматическое происхождение. Протерозойские цирконы демонстрируют широкое возрастное распределение, высокую степень окатанности, сложное внутреннее строение и

признаки метамиктизации, что может свидетельствовать как о магматическом, так и о метаморфическом их происхождении [8].

Для интерпретации полученных данных о происхождении обломочного материала были изучены опубликованные работы других исследователей. Так, в работах, посвященных палеогеографическим реконструкциям [4, 9, 10], в девон-раннекаменноугольное время основное направление сноса детритового материала в осадочный бассейн ЮТС было юго-восточным. Последовательный фациальный ряд, переходящий от области сноса (суши) и континентально-дельтовых обстановок через мелководный морской бассейн различной солености к континентальному склону и завершающийся океаническими условиями: преддугового прогиба, островными дугами и задуговым бассейном Уральского палеоокеана подкрепляет данное предположение. Местоположение современной структуры ЮТС удалено на значительное расстояние, около 500–1000 км, как от предполагаемой береговой линии, так и границы континентального склона (активной окраины). Сопоставив полученные возраста обломочных цирконов из изученных образцов и опубликованные данные по обломочным цирконам из соседних изученных областей накопления осадочного материала был сделан вывод, что основным источником сноса пород среднедевонского – раннекаменноугольного возраста могла быть Фенноскандия [1, 5, 6].

Последующие изменения в составе среднекаменноугольных пород и в наборе возрастов обломочных цирконов объясняют формирование Уральского орогена в московско-позднекаменноугольное время [3]. События, связанные с ростом орогена привели к изменению питающих провинций для отложений верейского горизонта среднего карбона. Направление сноса изменилось, и породы Урала стали доминирующим источником цирконов и другого обломочного материала [3]. В свою очередь для пород пермского возраста, которые вновь характеризуются сортированным и практически моно-составом легких минералов, возможно определение как древнего, так и молодого источников сноса по набору возрастов обломочных цирконов. Вероятнее всего, поступление обломочного материала было как с магматических [2], так и более древних осадочных пород Уральского орогена. Предполагается, что терригенные отложения ашинской серии южного сегмента Западно-Уральской мегазоны могли послужить в качестве источника мезопротерозойских переотложенных цирконов [1].

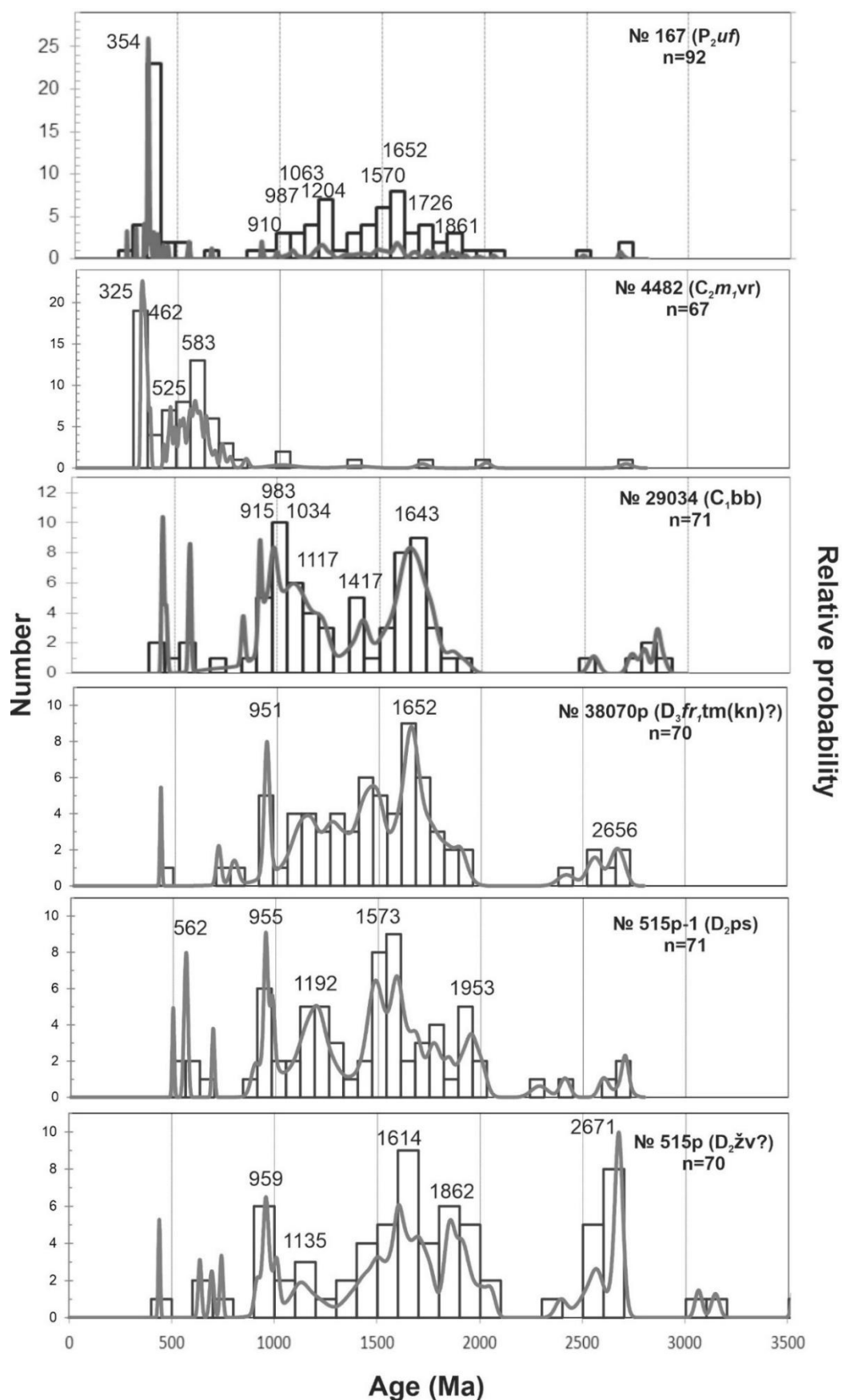


Рис. 1. Гистограмма и график плотности вероятности распределения возрастов детритовых цирконов

Работа выполнена за счет субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, проект № FZSM-2026-0031

Список литературы

1. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника, № 5, 2023. С. 70–95.
2. Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В. U–Pb (SHRIMP)- возраст цирконов гранитов и субстрата Мазаринского массива (Южный Урал) // Доклады Академии наук, Т. 463, № 2, 2015. С. 206–212.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
4. Силантьев В.В., Валидов М.Ф., Мифтахутдинова Д.Н., Морозов В.П., Ганиев Б.Г., Лутфуллин А.А., Шуматбаев К.Д., Хабилов Р.М., Нурғалиева Н.Г., Толоконникова З.А., Королев Е.А., Судаков В.А., Смирнова А.В., Голод К.А., Леонтьев А.А., Шамсиев Р.Р., Нойкин М.В., Косарев В.Е., Никонорова Д.А., Ахметов Р.Ф. Модель осадконакопления пашийского горизонта (терригенная толща девона) Южно-Татарского свода Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Георесурсы, Т. 24, № 4, 2022. С. 12–39.
5. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1995. 211 с.
6. Чистякова А.В., Веселовский, Р. В., Семенова Д. В. и др. Стратиграфическая корреляция пермo-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, Т. 492, № 1, 2020. С. 23–28.
7. Япаскurt О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо-и рудообразования. Учеб. Пособие. М.: ЭСЛАН. 2008. 356 с.
8. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, V. 53, No. 1, 2003. P. 469–500. <https://doi.org/10.2113/0530469>.
9. Golonka J. Late Devonian paleogeography in the framework of global plate tectonics // Global and Planetary Change, V. 186, 2020. P. 1–19.
10. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A. P.L., Fume A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics, V. 268, 1996. P. 23–63.

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ГРАНИТНЫЕ ЖИЛЫ ШОВНОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н. С. Уляшева

*Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
e-mail: nataliaulyashewa@yandex.ru*

В южной части Харбейской подзоны Харбейско-Марункеуской СФЗ Центрально-Уральского поднятия Полярного Урала среди гнейсов и амфиболитов ханмейхойской и лаптаюганской свит (Восточно-Харбейский аллохтон) картируется поле шириной около 10 км маломощных жильных тел гранитного состава, имеющих северное и северо-восточное простирание. Жилы мощностью до 2 м имеют как согласное со сланцеватостью вмещающих метаморфитов залегание, так и секущие взаимоотношения, что позволяет рассматривать их

как син- или постметаморфические магматические породы. Установлен $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст гранитов по биотиту и выявлены условия формирования пород.

По петрографическим особенностям можно выделить две разновидности гранитных жил. В западной части поля распространены биотит-микроклин-кварц-олигоклазовые породы с массивной текстурой и крупно-среднезернистой структурой, в которых олигоклаз, кварц и микроклин слагают идиоморфные и ксеноморфные зёрна размером до 2 см, при этом биотит, представленный зеленовато-бурыми чешуями размером 0,5–10 мм, выполняет интерстиции, либо образует закономерные срастания с плагиоклазом. Породы второго типа распространены восточнее и представлены биотит-кварц-олигоклазовыми и кварц-олигоклазовыми жилами с переменным содержанием слюд, в которых фиксируются как признаки катаклаза и рекристаллизации кварца, так и постмагматические гидротермальные изменения с развитием по микротрещинам карбонатов (анкерит, доломит), хлорита, каолинита и титанистых фаз, включая гидротермальные циркон, черновит, колумбит и уранинит.

Породы характеризуются вариациями содержания SiO_2 в интервале 71,35–77,06 мас.%. Отличительной особенностью их химизма является выраженный натриевый и калиево-натриевый тип щёлочности, фиксируемый по повышенным значениям Na_2O (5,19–6,57 мас.%) при существенно пониженных концентрациях K_2O (0,14–1,49 мас.%), что в совокупности с умеренными содержаниями Al_2O_3 (11,77–14,7 мас.%) и величинами ASI в диапазоне 0,73–1,0 позволяет классифицировать их как известковые метаалюминиевые разновидности. Распределение редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 9\text{--}53$ г/т) характеризуется вариабельностью отношения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ от 0,64 до 2,6 и преобладанием положительной европиевой аномалии (Eu/Eu^* до 5,8).

Изучение химического состава биотита, являющегося главным тёмноцветным минералом и наиболее чувствительным индикатором физико-химических параметров магматической системы, показало его принадлежность к антитовому ряду с величинами магнетиальности $X(\text{Mg}) = 0,37\text{--}0,49$ и повышенными концентрациями TiO_2 (2,29–4,28 мас.%). Согласно диаграммам [4, 6] кристаллизация гранитов происходила в абиссальных и мезоабиссальных условиях, а анатексису подвергался коровый субстрат (рис. 1). Граниты идентифицируются как известково-щелочные магматиты I типа с низкими содержаниями Ta (0,15–0,93 г/т) и Nb (1,5–20 г/т), характерными для надсубдукционных и синколлизийных магматитов. С помощью Ti-содержащего биотитового геотермометра [5] получены температуры кристаллизации гранитов в интервале 635–720 °C, что практически идентично значениям, полученным методом термометрии насыщения циркона [7] – (610–743 °C). Эти данные также согласуются с оценками температур метаморфизма вмещающих амфиболитов и плагиогнейсов (690–750 °C) [2].

Установлен возраст гранитов по биотиту $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -методом, который составляет 349 ± 4 млн лет, что соответствует турнейскому веку раннего карбона. Эта датировка рассматривается как достоверная оценка времени кристаллизации расплава. Полученный возрастной интервал коррелируется с ранее опубликованными данными для метаморфических минералов из вмещающего разреза: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -возраст амфибола из амфиболитов составляет 346 ± 4 млн лет, а U-Pb LA-ICP-MS-датирование метаморфического циркона даёт значения 359–341 млн лет [1, 2], что указывает на синхронность гранитного магматизма и высокотемпературного метаморфизма повышенных давлений.

Высокотемпературные процессы и формирование гранитных жил, по-видимому, связаны с коллизийными процессами становления уралид, начало которых фиксируется ранним карбоном. Вероятно, что плавлению подвергалась часть коры края континента, вовлеченного в зону субдукции в результате столкновения пассивной окраины Восточно-Европейского континента с островодужной системой. Последующая инъекция магматического расплава по ослабленным тектоническим нарушениям происходила, вероятнее всего, в обстановке декомпрессии, на регрессивном этапе эволюции метаморфизма.

Таким образом, изученные гранитные пегматиты являются вещественными свидетельствами позднепалеозойских коллизионных процессов в палеоконтинентальном секторе Полярного Урала.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия) по теме: «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы» № 122040600012-2.

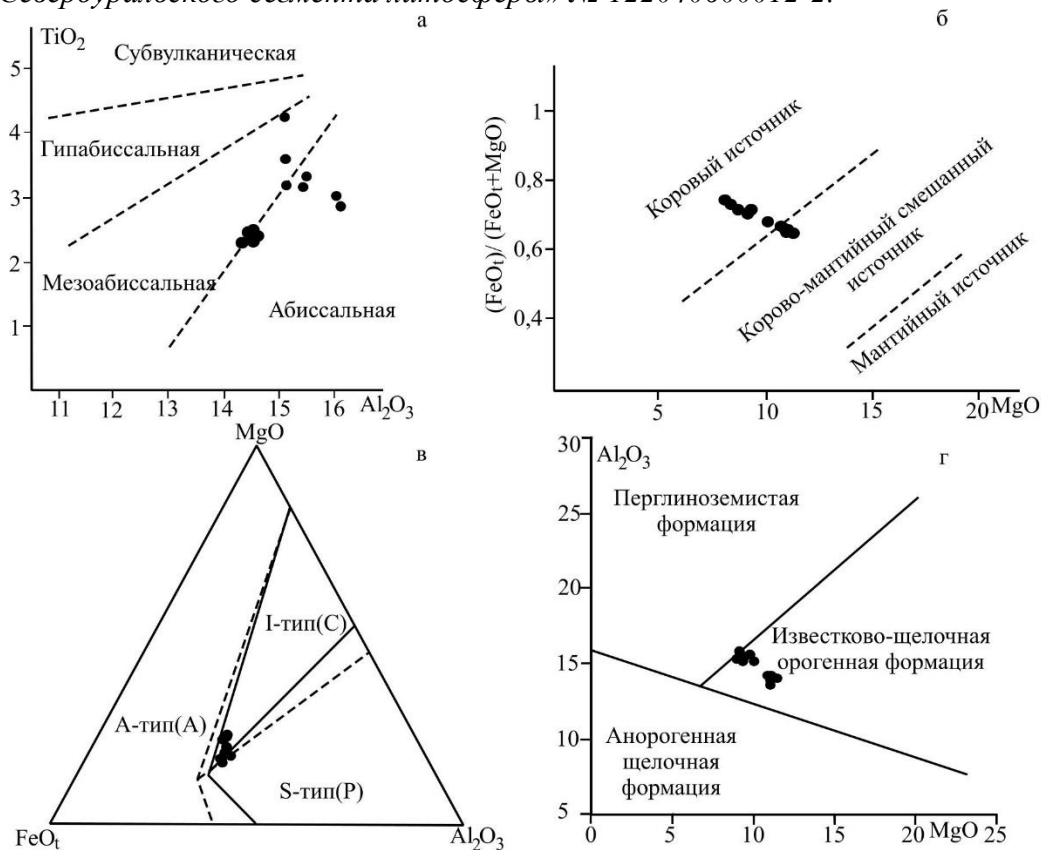


Рис. 1. Составы биотитов из гранитов на идентификационных диаграммах: а [3], б [8], в, г [4].

Список литературы

1. Уляшева Н.С., Серов П.А., Травин А.В. Sm/Nd- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Доклады РАН. Науки о земле, Т. 506, № 2, 2022. С. 194–201. DOI: 10.31857/S2686739722601016
2. Уляшева, Н.С. Шуйский А.С., Хубанов В.Б. Харбейский амфиболит-гнейсовый комплекс (Полярный Урал): Р–Т-эволюция и результаты U–Pb La-ICP-MS-изотопных исследований метаморфического циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, Т. 518, № 1, 2024. С. 97–107. DOI 10.31857/S2686739724090103.
3. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975.
4. Abdel-Rahman A.M. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas // J. Petrol., V. 35, 1994. P. 525–541.
5. Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // Amer Miner., V. 90, 2005. P. 316–328.
6. Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides // C R Acad Sci, V. 301, 1985. P. 813–818.

7. Watson E.B, Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth. Planet. Sci. Lett., V. 64, 1983. P. 295–304.
8. Zhou Z.X. The origin of intrusive mass in Fengshandong // Hubei Province Acta Petrol Sin, V. 2, 1986. P. 59–70.

2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРНОГО МОРЯ (НОРВЕЖСКИЙ СЕКТОР)

Т. В. Антоновская-Тобиассен

Республика Коми, г. Ухта

e-mail: tat-atv@yandex.ru

Северное море омывает южную и юго-западную часть Норвегии (рис. 1), является важнейшим стратегическим объектом для государства (королевства), поскольку в осадочных девонских, триасово-палеогеновых песчаных и карбонатных (песч. мел) отложениях содержат залежи нефти и углеводородного газа в тектонически и литологически экранированных и линзовидных ловушках в породах-коллекторах порового и трещинно-порового типа на глубинах от 1330 до 4200 м и глубже. Выявлено более семидесяти месторождений углеводородов (УВ), в разработке более пятидесяти [8].

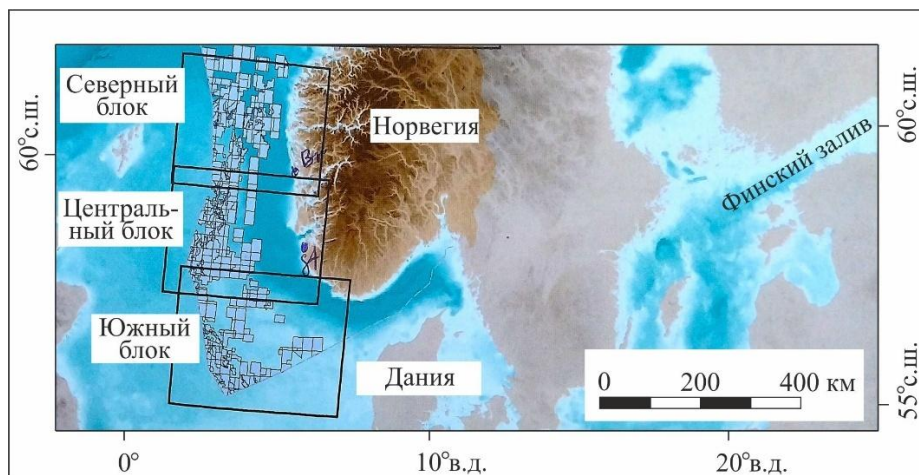


Рис. 1. Обзорная карта региона исследований по [8]

Фундамент представлен архейско-протерозойскими породами Балтийского щита (Свеконорвежский блок) и каледонидами, сформированными в конце силура-начале раннего девона на завершающей горообразовательной фазе каледонского цикла тектогенеза, в результате чего на дневную поверхность выведены как докембрийские кристаллические породы, так и осадочные венд-раннепалеозойские образования в области субдукционного контакта западного края континентальной коры Балтийского щита и восточного края океанической коры венд-силурийского океана Япетус. Часть океанической коры погрузилась в

область субдукции, часть – в виде пластин (аллохтонов, надвигов) надвинулась на западный борт Балтийского щита, во время коллизионной фазы все пластины (аллохтоны Нижний, Средний, Верхний и Самый верхний) смялись в складки [9]. Высота горных сооружений в пермское время составляла более 5 км, согласно расчётам исследователей [10]. Следовательно, в девонско-каменноугольное время высота гор, поставляющих обломочный, микроэлементный и органический материал в близлежащие низины, затопленные морской или пресной водой, или заболоченные торфяные пространства, составляла много более пяти километров. Поверхность фундамента в регионе исследований погружается до глубин 12–14 км (рис. 2) [3], следовательно толщина осадочного чехла изменяется от первых метров вблизи береговой линии до 12–14 км.

Осадочный комплекс включает отложения венд-палеозоя (венд, кембрий, ордовик, силур, девон) [6, 7, 9], мезозоя (триас, юра, мел) и кайнозоя вплоть до четвертичных пород [10]. Наибольший интерес связан с отложениями девона, триаса, юры, мела и палеогена, где размещаются промышленные скопления нефти и газа. К каждому стратиграфическому подразделению приурочена определённая формация – комплекс пород, содержащий залежи нефти и газа в породах-коллекторах, сформированных при определённых палеотектонических, палеогеографических и палеоклиматических условиях, со своими фильтрационно-емкостными свойствами на сегодняшний день. Генетически похожие формации объединены в группы формаций, связанные с определёнными стратиграфическими интервалами (рис. 2).

Хроностратиграфия				Группы и формации Северного моря			
Эра-тема	Система	Отдел (Серия)	Млн лет	Блоки месторождений нефти и газа			
				Южный	Центральный	Северный	
Кайнозой - KZ	Палеоген - P	Олигоцен - P ₃	23,03 33,09		Hordaland		
		Эоцен - P ₂				Frigg × Balder	
		Палеоцен - P ₁	56,00	Balder Forties Ekofisk	Rogaland	Hermod Heimdal Ty	
			66,00	Tor Hod			
			100,5				
Мезозой - MZ	Мел-K	Верхний - K ₂	145,0				
		Нижний - K ₁	163,5				
	Юра - J	Верхний - J ₃		Ula Sandnes	Viking	○ Draupne △ Heather Hugin	Sognefjord
		Средний - J ₂	174,1	Bryne		Sleipner	Fensfjord Tarbert Ness Etive Rannoch Oseberg
		Нижний - J ₁	201,3				Dunlin Cook
			237,0				
	Триас - T	Верхний - T ₃	247,2	Skagerrak		Skagerrak	Statfjord Lunde
		Средний - T ₂	251,9				
		Нижний - T ₁	298,9				
	P		358,9				
PZ	C		419,2				
	D			“Devon”			

Примечание: PZ - палеозой; D - девон, C - карбон, P - пермь;
песчаники: × - intra Balder; ○ - intra Draupne; △ - intra Heather.
Возраст стратиграфических границ - согласно МСК, 2019.

Рис. 2. Формационно-стратиграфическая характеристика осадочного чехла региона исследований по [8]

Для государственного контроля за поисками, разведкой и разработкой залежей нефти и газа, регулирования расходов и прибыли, с целью защиты природных богатств шельфа от иностранного преобладания: 1) на Большом Собрании (Storting) государства принято десять основных законов, известных как «Десять нефтяных заповедей» (De ti jljevud); 2) норвежский сектор Северного моря разделён на три части (area), в данной работе названные экономико-географическими блоками: Южный (56^0 с.ш.- 58^0 с.ш.), Центральный (58^0 с.ш.- 60^0 с.ш.), Северный (60^0 с.ш.- 62^0 с.ш.) (см. рис. 1).

На начало 01.01.2012 в разработке находилось пятьдесят пять месторождений: в Южном блоке – двенадцать, Центральном – девятнадцать, Северном – двадцать четыре [8]. Месторождения классифицированы по количеству начальных извлекаемых запасов [2] на уникальные (пять), крупные (двадцать пять), средние (двадцать одно), мелкие (два), очень мелкие (два); более 60 % нефти и газа концентрируются в уникальных, около 35 % - в крупных, около 5 % в средних, и менее 0,2 % в мелких и очень мелких, при общем количестве извлекаемых запасов более 6500 млн т у. т. Почти 2/3 всего объёма запасов УВ приходится на пять уникальных месторождений. На Южный блок приходится около 20 % извлекаемых запасов, Центральный – около 12 %, Северный – около 68 %, который является наиболее продуктивным в норвежском секторе Северного моря. Во всех трёх блоках начальные извлекаемые запасы нефти преобладают над газом и конденсатом: в Южном – значительно (около 77 %), в Центральном и Северном – почти половина (около 48 и 54 %, соответственно), в среднем по региону нефти около 58 % от суммы всех УВ.

Особенности распределения залежей, их разработки, и строения осадочного чехла:

1) месторождения тяготеют к зонам «креста» [5]; 2) в Южном блоке выявлены залежи нефти в девонских красноцветных песчаниках в линзах с АВПД (аномально высокое давление пласта), на глубинах, превышающих 4000 м; 3) в Центральном блоке в палеогене (преимущественно - палеоцен) развита система склоновых подводных вееров (фаны) и глубоководных склоновых турбидитов, в то время как в Южном блоке развиты разновозрастные карбонаты (песчий мел); 4) в Северном блоке продуктивны только триасовые и юрские терригенные отложения, где триас, нижняя и средняя юра включают песчаные палеодельтовые объекты, верхняя юра – прибрежно-морские [8, 10]; в кровле верхней юры залегает глинисто-карбонатная толща с повышенным содержанием органического углерода (Сорг.), аналогично разновозрастным породам Мезенской и Печорской синеклиз и баженоу Западной Сибири [1] ; 5) наличие соляных куполов, влияющих на распределение юрских залежей, преобладающих в Южном блоке [3]; 6) обильные выходы углекислого газа (связь с мощными угольными пластами каменноугольного возраста и мощными слоями раннепалеозойских карбонатов, вошедшими в фазу метаморфизма [4]) при разработке, большая часть которого возвращается обратно в пласт для поддержания пластового давления (ППД) [8]; 7) в разработке участвует 28 компаний (держателей лицензий), в том числе зарубежных; основная доля (до 80 %) приходится на государственные нефтяные организации, в том числе Петоро (Petoro AS) и Статойл (Statoil Petroleum AS).

Список литературы

1. Баженова Т. К. Основы региональной органической геохимии. СПб., ВНИГРИ. М.: ГЕОС, 2020. 120 с.
2. Инструкция по применению классификации запасов и ресурсов нефти и горючих газов. М.: Министерство природных ресурсов и экологии РФ, 2019. 25 с.
3. Левин Л. Э. О складчатом основании и структуре впадин Северного и Балтийского морей // Известия АН СССР. Сер. геол., № 3, 1970. С. 70–81.
4. Николаев В. А. О некоторых особенностях реакций метаморфизма с участием воды и углекислоты // Известия АН СССР. Сер. геол., № 4, 1947. С. 3–30.

5. Шаблинская Н. В. Разломы и их влияние на распределение нефти и газа в Тимано-Печорской провинции // Нефтегазоносность северо-востока Европейской части СССР и севера Урала: Тр. VIII геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1977. С. 132–139.
6. Berry W. B. N. Age og Bogo Shale and western Ireland graptolite faunas and their bearing on dating Early Ordovician deformation and metamorphism in Norway and Britain // Norsk Geologisk Tidsskrift, V. 48, 1968. P. 217–230.
7. Brood K. Late Ordovician bryozoa from Ringerike, Norway // Norsk Geologisk Tidsskrift, V. 60, 1980. P. 161–173.
8. Fakta 2012. Norsk Petroleumsvirksomhet / Redaktører: Jon Ødegård Hansen, Olje- og energidepartmentet; Bjørn Rasen, Oljedirektoratet. Oslo, Stavanger, 2012. 148 s. Publikasjonskode: Y-0103/13N.
9. Hollocher K., Robinson P., Kennedy C., Walsh E. Metamorphosed cumulate gabbros from the Støren Group of the Upper Allochthon, northern Western Gneiss Region, Norway: petrology and metamorphic record // Norwegian Journal of Geology, V. 94, 2015. P. 283–303.
10. Skjeseth S. Norge blir til. Norges geologiske historie / 1996. 2, opplag (2-е изд.). Oslo, 2002. 88 p.

ФОРАМИНИФЕРЫ РОДА *TETRATAXIS* КАК ИНДИКАТОР МИКРОФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ В ВЕРХНЕВИЗЕЙСКО-НИЖНЕСЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА)

Е.Ю. Башлыкова

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа,
duss_06@mail.ru*

Фораминиферы нижнего карбона представляют собой чувствительные индикаторы палеоусловий морских бассейнов. Распределение донных фораминифер контролируется комплексом факторов: палеобатиметрией, типом субстрата, гидродинамикой и трофическим режимом, что подробно описано в фундаментальных работах по экологии бентосных форм [6]. Особый интерес пограничный визе-серпуховский интервал вызывает в связи с глобальными палеоэкологическими перестройками, включая смену водорослевых микрофлор и проявление «эффекта лиллипута» [7]. Род *Tetrataxis* Ehrenberg, 1854, традиционно используемый как сопутствующий стратиграфический таксон, обладает значительным нереализованным потенциалом для палеоэкологических и фациальных реконструкций. Цель работы – показать связь морфологических вариаций *Tetrataxis* с конкретными микрофациальными обстановками.

Изучены шлифы из скв. 20 Песчаная (Оренбургская структурно-фациальная зона) и разреза Сиказа 2 (Южный Урал), из отложений тульского, михайловского, венёвского горизонтов и нижней части серпуховского яруса. Стратиграфическое расчленение выполнено на основе биостратиграфических данных по фораминиферам и литофациального анализа [1]. Таксономическая идентификация проведена по классификации Д.М. Раузер-Черноусовой с соавторами [2]. Палеоэкологическая интерпретация базировалась на анализе карбонатных микрофаций по Э. Флюгелю [3] и морфофункциональных реконструкциях [7; 8].

Отложения вскрытого интервала сформировались в условиях открытого карбонатного шельфа. Доминируют криноидно-водорослевые пакстоуны, чередующиеся с прослоями биокластовых грейнстоунов и штормовых рудстоунов [1]. Наличие водорослей (*Koninckopora*, *Calcifolium okense*) ограничивает палеобатиметрию верхней частью фотической зоны.

В изученных разрезах фиксируются представители рода *Tetrataxis*. Сохранность тонкостенных раковин без признаков абразии свидетельствует о захоронении в пределах минимального сноса. Согласно современным представлениям, коническая трохоидально закрученная раковина *Tetrataxis* отражает стратегию временно прикрепленной эпифауны. Фораминиферы этого рода в качестве субстрата использовали обломки криноидей, брахиопод и водоросли [7; 8].

Биометрический анализ показывает вариацию апикального угла, что согласуется с концепцией экофенотипической пластичности. Подобная морфологическая изменчивость в ответ на гидродинамический режим и доступность субстрата хорошо известна для современных бентосных форм [5; 6], а также подтверждается палеоэкологическими реконструкциями для нижнекаменноугольных отложений [4]. В изученном материале выделяются два устойчивых морфотипа. Вытянутые морфотипы ($\alpha < 60^\circ$) ассоциируются с зонами повышенной гидродинамики (биокластовые грейнстоуны отмелей; рис. 1, фиг. 1, разрез Сиказа 2, тульский горизонт), тогда как более «приземистые» морфотипы ($\alpha = 60^\circ - 90^\circ$) тяготеют к спокойным криноидно-водорослевым пакстоунам (рис. 1, фиг. 2, скв. 20 Песчаная, венёвский горизонт). Обтекаемая форма вытянутых морфотипов является адаптацией, снижающей сопротивление потоку при закреплении на крупном биокластовом субстрате. Приземистая форма оптимальна для временно прикрепленного образа жизни на разветвленном водорослевом субстрате в условиях пониженной энергии среды.

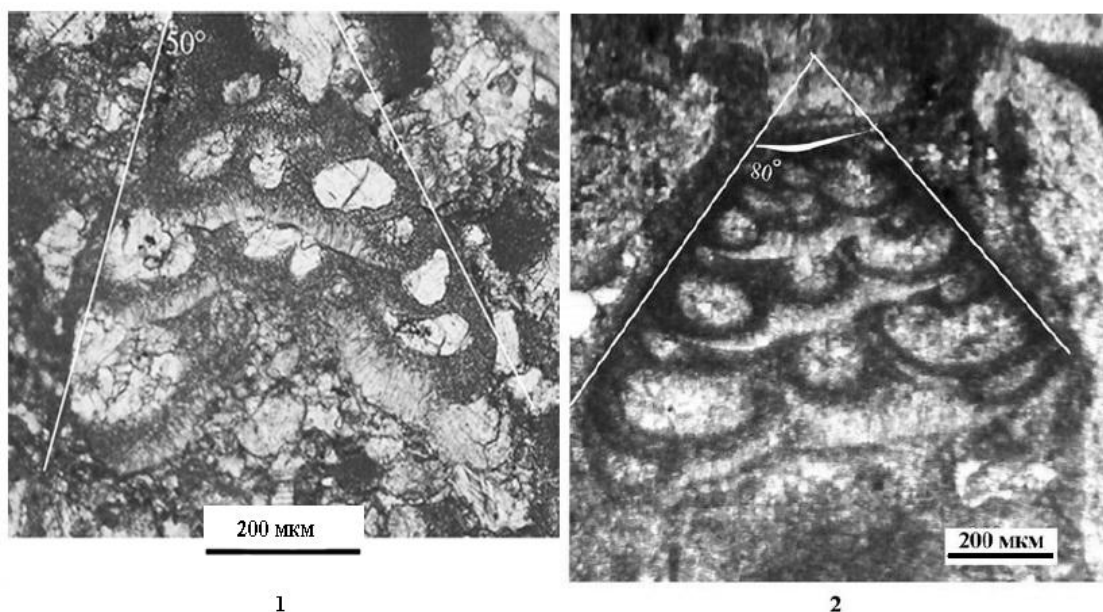


Рис. 1. Морфологическая изменчивость *Tetrataxis* Ehrenberg, 1854. 1 – *Tetrataxis* sp. (вытянутый морфотип, $\alpha < 60^\circ$), разрез Сиказа 2, тульский горизонт, обр. 2а, шл. 1; 2 – *Tetrataxis* sp. («приземистый» морфотип с измерением апикального угла, $\alpha = 60^\circ - 90^\circ$), скв. 20 Песчаная, обр. 73, шл. 1, венёвский горизонт

Таким образом, *Tetrataxis* выступает маркером эвритопной формы, адаптированной к жизни на переменчивом биокластовом субстрате. Несмотря на глобальные тенденции похолодания, характерные для визе-серпуховского пограничного интервала в разрезах мира, в изученном материале род не демонстрирует резкого сокращения разнообразия или морфологической деградации, что согласуется с концепцией «суперустойчивых» таксонов. Выявленная закономерность позволяет использовать морфотипы *Tetrataxis* как дополнительный инструмент для фациальной диагностики мелководных карбонатных отложений нижнего карбона.

Работа выполнена в рамках Государственного задания FMRS-2025-0013.

Список литературы

1. Кулагина Е.И., Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. и др. Биостратиграфия и литофации верхневизейских и серпуховских отложений юго-востока Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 27, № 6, 2019. С. 3–28.
2. Раузер-Черноусова Д.М., Бенш Ф.Р., Вдовенко М.В. и др. Справочник по систематике фораминифер палеозоя (эндотириоиды, фузулиноиды). М.: Наука, 1996. 207 с.
3. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin: Springer, 2010. 984 p.
4. Gallagher S.J. Controls on the distribution of calcareous foraminifera in the Lower Carboniferous of Ireland // Marine Micropaleontology, V. 34, 1998. P. 187–211.
5. Geslin E., Heinz P., Jorissen F. et al. Migratory responses of deep-sea benthic foraminifera to variable oxygen conditions: laboratory investigations // Marine Micropaleontology, V. 53, 2004. P. 227–243.
6. Murray J.W. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Harlow: Longman, 1991. 397 p.
7. Pille L. Foraminifères et algues calcaires du Mississippien supérieur (Viséen supérieur – Serpukhovien): rôles biostratigraphique, paléoécologique et paléogéographique aux échelles locale, régionale et mondiale: Thèse de Doctorat. Lille: Univ. de Lille, 2008. 3 vol.
8. Vachard D., Pille L., Gaillot J. Palaeozoic Foraminifera: Systematics, palaeoecology and responses to global changes // Revue de Micropaléontologie. V. 53, No. 4, 2010. P. 209–254.

КОМПЛЕКСНАЯ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КЕЛЛОВЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА БОЛЬШИЕ ТАРХАНЫ (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)

Б.М. Газизуллин

*Геолого-географический факультет НИ ТГУ, г. Томск
e-mail: rockezolit@gmail.com*

Обнажение Большие Тарханы находится на правом берегу Волги в районе города Ульяновска – Тетюши (территория Русской равнины), близ урочища Тархановская пристань (координаты 54.65596 с.ш., 48.58772 в.д.). В структурно-фациальном плане изучаемая территория приурочена к Симбирской зоне (18) Ульяновско-Саратовского прогиба Восточно-Европейской платформы [10].

Биостратиграфическое расчленение разреза в обнажении Большие Тарханы основано на микропалеонтологических исследованиях автора [1, 2] и данных по региональной стратиграфической схеме юрских отложений Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [4–6, 10]. Кроме того, автор использовал актуальные сведения об объеме зоны *Lenticulina cultratiformis*, *Lenticulina pseudocrassa* [3], а также современные исследования Е.М. Тесаковой по биостратиграфии юрских остракод на территории ВЕП [7–9].

В результате анализа таксономического состава и стратиграфического распространения видов **фораминифер** в разрезе обнажения Большие Тарханы установлены два биостратона в ранге зон: зона *Nauphragmoides infracallovienensis*, *Guttulina tatarsiensis* (верхи верхнего бата – нижний келловей) и *Lenticulina cultratiformis*, *Lenticulina pseudocrassa* (верхи нижнего – средний келловей) (рис. 1).



Рис. 1. Биостратиграфическая и литологическая характеристика разреза Большие Тарханы по фораминиферам

В изученном разрезе обнажения Большие Тарханы (Ульяновско-Саратовский прогиб, Симбирская зона) комплекс зоны *Haplophragmoides infracallovienensis*, *Guttulina tatarienensis* прослежен в елатьминской свите (слой 1) в образцах 1–3 (рис. 1). В стратотипических разрезах зона датируется находками аммонитов верхнего бата – нижнего келловая [10]: нижняя граница зоны – слои с *Cadoceras calyx*, верхняя – зона *Sigaloceras calloviense* (рис. 2). В изученном разрезе обнажения Большие Тарханы – верхи верхнего бата – нижнего келловая (рис. 1).

Система	Отдел	Ярус	Платформа	Хронозона [Унифицированная..., 2012]	Региональные зоны в слои по аммонитам [Ипполитов, Гузев, 2013; Гузев, 2015; 2019]	Зоны по фораминиферам			Зоны по остракодам	
						Восточно-Европейская платформа Ульяновско-Саратовский прогиб [Ипполитов, Гузев, 1962; Унифицированная..., 1991]	Восточно-Европейская платформа СФ 1, 6-22 Ульяновско-Саратовский прогиб Симбирский или (И) [Унифицированная..., 2012]	Ульяновско-Саратовский прогиб [Гулев, 2015; 2019]	Восточно-Европейская платформа [Гулев, 2015; 2019]	Обнажение Большие Тарханы (Ульяновско-Саратовский прогиб) [Настоящая работа]
Юрская	Средний	Калловийский	Средний	<i>Eumnoceras coronatum</i>	<i>Eumnoceras coronatum</i>	<i>Lenticulina cultratiformis</i> , <i>Lenticulina pseudocrassa</i>	<i>Lenticulina cultratiformis</i> , <i>Lenticulina pseudocrassa</i>	<i>Lenticulina cultratiformis</i> , <i>Lenticulina pseudocrassa</i>	Восточно-Европейская платформа [Гулев, 2015; 2019]	Обнажение Большие Тарханы (Ульяновско-Саратовский прогиб) [Настоящая работа]
				<i>Kosmoceras jason</i>	<i>Kosmoceras jason</i>					
				<i>Sigaloceras calloviense</i>	<i>Sigaloceras calloviense</i>					
				<i>Proplanulites koenigi</i>	<i>Proplanulites koenigi</i>					
			Нижний	<i>Macrocephalites herveyi</i>	<i>Cadoceras subpatruus</i>	<i>Haplophragmoides infracallovienensis</i> , <i>Guttulina tatarienensis</i>	<i>Haplophragmoides infracallovienensis</i> , <i>Guttulina tatarienensis</i>	<i>Haplophragmoides infracallovienensis</i> , <i>Guttulina tatarienensis</i>	<i>Bathoniella ultima</i>	<i>Bathoniella ultima</i>
					<i>Cadoceras elatmae</i>					
			Верхний	<i>Clydoniceras discus</i>	<i>Calyx / Infimum</i>				<i>Bathoniella paenultima</i>	<i>Bathoniella paenultima</i>
				<i>Oxycerites orbis</i>					<i>Bathoniella milanovskyi</i>	<i>Bathoniella milanovskyi</i>
				<i>Procerites hodsoni</i>					<i>Bathoniella prima</i>	

Рис. 2. Схема сопоставления биостратонов по фораминиферам и остракодам верхнего бата, нижнего и среднего келловая Ульяновско-Саратовского прогиба и Восточно-Европейской платформы

В обнажении Большие Тарханы нижняя граница зоны *Lenticulina cultratiformis*, *Lenticulina pseudocrassa* фиксируется по массовому появлению зональных и характерных видов в верхней части елатьминской свиты (слой 1, обр. 4) и докучаевской толщи (слой 2, обр. 5) (рис. 1). В стратотипических разрезах зона датируется находками аммонитов верхов нижнего – среднего келловая [3, 10]: нижняя граница – в объеме зоны *Proplanulites koenigi* (верхняя часть) и *Sigaloceras calloviense*, верхняя – зоны *Eumnoceras coronatum* общей стратиграфической шкалы (рис. 2). В изученном разрезе обнажения Большие Тарханы – верхи нижнего – средний келловей (рис. 1).

По результатам исследования келловейских **остракоид** в разрезе Большие Тарханы можно выделить два биостратона в ранге филозоны: зона *Bathoniella milanovskyi* (верхи верхнего бата – нижний келловей, зона *Elatmae*) и *Bathoniella paenultima* (нижний келловей, зона *Subpatruus*) (рис. 3).



Рис. 3. Биостратиграфическая и литологическая характеристика разреза Большие Тарханы по остракодам

В изученном разрезе обнажения Большие Тарханы (Ульяновско-Саратовский прогиб, Симбирская зона) комплекс зоны *Bathoniella milanovskyi* прослежен в елатьминской свите (слой 1) в образцах 1–3 (рис. 3). В стратотипическом разрезе зона датируется находками аммонитов верхней части верхнего бата – нижнего келловей [8, 9]: нижняя граница – в объеме верхней части зоны *Calyx/Infimum*, верхняя – зона *Elatmae* (рис. 2). В изученном разрезе обнажения Большие Тарханы – верхи верхнего бата – нижнего келловей (рис. 3).

Нижняя граница зоны *Bathoniella paenultima* фиксируется по появлению одноименного вида-индекса в верхней части елатьминской свиты (слой 1, обр. 4) (рис. 3). Комплекс остракоид в 5 образце не изучался. В стратотипическом разрезе зона датируется находками аммонитов нижнего келловей в объеме аммонитовой зоны *Subpatruus*: биогоризонты *Cadochamoussesia surensis*, *C. subpatruus*, *C. uzhovkensis* (рис. 2) [8, 9]. В изученном разрезе обнажения Большие Тарханы – нижний келловей, предположительно зона *Subpatruus* (рис. 3).

Таким образом, в келловейской части разреза Большие Тарханы прослеживаются две зоны по фораминиферам (*Haplophragmoides infracalloviensis*, *Guttulina tatariensis* и *Lenticulina cultratifomis*, *Lenticulina pseudocrassa*) и две зоны (филозоны) по остракодам (*Bathoniella milanovskyi* и *Bathoniella paenultima*). Зона *Bathoniella milanovskyi* ВЕП в Среднем Поволжье охватывает аммонитовую зону *Calyx/Infimum* верхней части верхнего бата и *Elatmae* нижнего келловей и отвечает нижней части фораминиферовой зоны *Haplophragmoides infracalloviensis*, *Guttulina tatariensis*. Зону *Bathoniella paenultima* коррелируют с аммонитовой зоной *Subpatruus* и соответствует нижней части фораминиферовой зоны *Lenticulina cultratifomis*, *Lenticulina pseudocrassa*, однако в стратотипическом разрезе она отвечает средней части зоны *Haplophragmoides infracalloviensis*, *Guttulina tatariensis* [7–9]. Отсутствие достоверных находок келловейских аммонитов в обнажении Большие Тарханы затрудняет правильную интерпретацию полученных результатов и требует дальнейших исследований.

Список литературы

1. Газизуллин Б.М. Биостратиграфия нижней части разреза Большие Тарханы (Республика Татарстан) // Проблемы геологии и освоения недр: сб. тр. конф, 2024. С. 16–19.
2. Газизуллин Б.М. Фораминиферы нижнего-среднего келловя разреза Большие Тарханы (Республика Татарстан) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: сб. ст, № 15, 2024. С. 36–41.
3. Глинских Л.А., Тесакова Е.М., Сельцер В.Б. О биостратиграфии нижнего-среднего келловя Саратовского Поволжья по микрофауне // Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 30, №. 2, 2022. С. 60–70.
4. Гуляев Д.Б., Ипполитов А.П. Детальная биостратиграфия нижнего келловя района Каневских дислокаций (Черкасская обл., Украина) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. V Всероссийское совещание: научные материалы, 2013. С. 65–72.
5. Гуляев Д.Б. Стратиграфия пограничных отложений бата и келловя Европейской России // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VI Всероссийское совещание, 2015. С. 94–101.
6. Гуляев Д.Б. Аммониты и инфразональная стратиграфия зоны Besnosovi нижнего бата Русской плиты // Стратиграфия. Геол. Корреляция, Т. 27, № 1, 2019. С. 103–125.
7. Тесакова Е.М., Глинских Л.А., Федяевский А.Г., Мироненко А.А., Ипполитов А.П. Микрофоссилии из нижнекелловейской аммонитовой зоны Subpatruus Нижегородской области // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VIII Всероссийское совещание, 2020. С. 222–230.
8. Тесакова Е.М. Новые роды остракод Bathoniella и Parabathoniella. Ч. 2: эволюция и биостратиграфия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 33, № 1, 2025. С. 79–96.
9. Тесакова Е.М. Стратиграфия юрских отложений Европейской России по остракодам: принципы, трудности и успехи // Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 34, № 4, 2026. С. 42–69.
10. Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы: Объяснительная записка. М.: ПИН РАН ФГУП «ВНИГНИ», 2012. 64 с.

ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОСТРАКОД ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЗЕЙСКОГО И СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСОВ ЮЖНОГО УРАЛА И РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г.Ф. Гизатуллина

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: zgfl403@yandex.ru

На Южном Урале и Русской платформе в пограничных визейско-серпуховских отложениях выделяется два различных сообщества остракод. На Южном Урале пограничные отложения представлены цефалоподовыми фациями, где присутствует сообщество остракод, которое по родовому составу имеет большое сходство с глубоководным сообществом Тюрингии, отнесенное Г. Беккером к тюрингскому экотипу. На Русской платформе, согласно этому же автору, в разновозрастных отложениях в прибрежно-морских фациях развивался мелководный (близкий к эйфельскому) экотип [6].

На территории Южного Урала в разрезе Верхняя Кардаилловка отложения формировались в условиях относительно глубоководного шельфа. В позднем визе преобладали обстановки нижней и средней части открытого шельфа карбонатной платформы с низкой энергией воды, а в серпуховское время продолжалось осадконакопление в области относительно глубоководного внешнего шельфа (склон карбонатной платформы) с низкой

энергией воды [10, 11]. В разрезах Домбарские холмы, Жаксы-Каргалы, Кзыл-Шин, Шолак-Сай и Кия в верхневизейское-нижнесерпуховское время отложения формировались в условиях довольно спокойной гидродинамической обстановки, ниже базиса волновой эрозии [1]. По мнению В.Е. Руженцева и М.Ф. Богословской [5] бассейн осадконакопления представлял узкий относительно глубокий пролив.

Поздневизейские комплексы остракод в разрезе Кия характеризуются обедненным составом. В разрезе Шолак-Сай визейские отложения отсутствуют. В разрезах Домбарские холмы, Жаксы-Каргалы, Кзыл-Шин и Верхняя Кардаилровка комплекс представлен: парапархитидами – *Shishaella*; хельдидами – *Healdia*, *Cribroconcha*, *Bolbozoella*; ректонаридами – *Rectonaria*, *Orthonaria*, *Rectoplacera*, *Triplacera*, буфинидами – *Aurigerites*, бэрдидами – *Bairdia*, *Basslerella*; акратидами – *Acratia*, *Bohlenatia*; бердиоципридидами – *Bairdiocypris*, *Praepilatina*; микрохейлинидами – *Microcheilinella*; поликопидами – *Polycore*.

Серпуховский комплекс остракод во всех выше перечисленных разрезах представлен апархитидами – *Libumella*; киркбидами – *Kirkbya*; амфизитидами – *Amphissites*, *Ectodemites*; парапархитидами – *Shishaella*, *Shivaella*, *Chamishaella*, *Microcoeloenella*, *Dorsoobliquella*, хельдидами – *Healdia*, *Cribroconcha*, *Bolbozoella*; ректонаридами – *Rectonaria*, *Orthonaria*, *Rectoplacera*, *Triplacera*; буфинидами – *Aurigerites*; рополонелидами – *Anahuacia*, бэрдидами – *Bairdia*, *Bairdiocypris*, *Bairdianella*, *Basslerella*; акратидами – *Acratia*, *Bohlenatia*; бердиоципридидами – *Bairdiocypris*, *Praepilatina*, *Acanthoscapha*; геродидами – *Gerodia*; макроципридами – *Macrocypris*; скробикулидами – *Scrobicula*; роундиеллидами – *Roundyella*; микрохейлинидами – *Microcheilinella*; поликопидами – *Polycore*.

На территории Русской платформы в поздневизейское – серпуховское время располагался эпиконтинентальный периодически сильно мелевший морской бассейн [4], где формировались органогенные известняки с глинистыми и углистыми прослоями, а также глинистые известняки и доломиты.

В поздневизейское время наибольшее развитие получают представители парапархитид – *Shishaella*, *Shivaella*, *Chamishaella*, *Dorsoobliquella*; бэрдиид – *Bairdia*, *Bairdiocypris*, *Fabalicypis*, *Bairdianell*; амфизитид – *Amphissites*, *Ectodemites*; нокситид – *Knoxella*, *Jonesina*; хельдиид – *Healdia*, *Healdianella*; бердиоципридиид – *Bairdiocypris*, *Praepilatina*. Присутствуют представители холлинелид – *Hollinella*; киркбиид – *Kirkbya*; глиптоплеурид – *Glyptopleura*; кавеллинид – *Cavellina*; акратиид – *Acratia*; макроципридиид – *Macrocypris* и скробикулид – *Scrobicula*.

В Прикаспийской синеклизе (скв. 20 Песчаной площади) визейско-серпуховские отложения накапливались в условиях мелководной шельфа с участками отмелей с переменной гидродинамикой [2, 3]. В визейских известняках (михайловский и веневский горизонты) присутствуют парапархитиды – *Chamishaella*, бэрдииды – *Bairdia*, *Cryptobairdia*, *Fabalicypis*, акратииды – *Acratia*, бэрдиоципридииды – *Pseudobythocypris* и *Macrocyprididae* – *Macrocypris*. В серпуховских (нерасчлененные тарусский и стешевский горизонты) отложениях наибольшее развитие получили парапархитиды – *Shishaella*, *Shivaella*, *Chamishaella*, бэрдииды – *Bairdia*, *Rectobairdia*, *Bairdiocypris*, *Bairdianella*, акратииды – *Acratia*, *Acutiangulata*, бэрдиоципридииды – *Bairdiocypris* и микрохейлинелиды – *Microcheilinella*.

При сравнительной характеристике Южного Урала и Русской платформы выявлено, что представители семейств *Sansabellidae*, *Lichwinidae*, *Rectonariidae*, *Bufinidae*, *Ropolonellidae*, *Beecherellidae*, *Gerodiidae* распространены в цепалоподовых фациях Южного Урала, тогда как на Русской платформе присутствуют семейства, которые не были встречены в уральском регионе: *Kirkbyellidae*, *Graviidae*, *Hollinidae*, *Aechminellidae*, *Knightinidae*, *Janischewskyidae*, *Limbatulidae*, *Egorovitinae*. Семейства *Bairdiidae* встречаются в обоих регионах.

Хотя остракодовые сообщества гониатитовых фаций Южного Урала имеют своеобразный состав (присутствуют в основном эндемики) в них встречаются представители видов, аналогичных распространенным в визейских и намюрских отложениях Британии –

Bolbozoella nodosa Robinson, *Rectobairdia dorsennata* Robinson, *Orthobairdia citrifomis* (Knight), *Basslerella firma* Kellett, *Bohlenatia* cf. *banffensis* (Robinson), *Scrobicula scrobiculata* (Jones, Kirkby et Brady), *Roundyella simplicissima* (Knight), *Microcheilinella inflata* Kellett [12]; в честерских (верхний миссисипий) отложениях Иллинойса Северной Америки – *Kirkbya* aff. *elongata* Cooper, *Ectodemites tumidus* Cooper, *Ect. planus* Cooper, *Chamishaella exigua* (Cooper), *Macrocypris lenticularis* Cooper [7]; в нижнекаменноугольных отложениях Западной Европы – *Chamishaella suborbiculata* (Münster), *Bolbozoella inflata* Gründel, *Bairdia hisingeri* (Münster), *Bairdiocypris bilobata* (Münster) [9].

Остракодовые сообщества Русской платформы имеют сходство с визейскими (Чадский и Асбийский ярусы) и намюрскими отложениями Британии – *Amphissites urei* (Jones), *Jonesina fastigiata* (Jones et Kirkby), *J. craterigera* (Jones et Kirkby), *Glyptopleura spinosa* (Jones et Kirkby), *Gl. costata* (M' Coy), *Gl. variabilis* (Jones et Kirkby), *Shishaella okeni* (Münster), *Shivaella armstrongiana* (Jones et Kirkby), *Chamishaella rombica* (Jones et Kirkby), *Ch. inornata* (M' Coy), *Cavelliva spola* Robinson, *C. recta* (Jones, Kirkby et Brady), *C. intermedia* (Jones, Kirkby et Brady), *C. attenuata* [8]. Комплекс разнообразят немногочисленные находки *Amphissites insignis* Croneis et Thurman, *Ectodemites tumidus* Cooper, *Ect. planus* Cooper, *Jonesina spinosa* Croneis et Funkhouser, *Chamishaella exigua* (Cooper), известные из верхнемиссисипских (Честер, формации Глен, Менард, Кинкайд) отложений Северной Америки [7].

Список литературы

1. Ахметшина Л.З., Николаева С.В., Коновалова В.А., Зайнакаева Г.Ф. Пограничные отложения визе и серпухова в долине реки Алабайтал (Домбарские холмы, Актюбинская область) // Науки о Земле в Казахстане. Алматы: Казахстанское геологическое общество «КазГЕО», 2008. С. 79–86.
2. Горожанина Е.Н., Днистрянский В.И., Побережский С.М., Горожанин В.М., Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Кочетова Н.Н., Ремизова Н.Н., Чибрикова Е.В. Эталонный разрез палеозойских отложений Северного Прикаспия по данным бурения скважины 20 Песчаной площади // Геология, разработка и обустройство нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. Оренбург: ОАО «ИПК «Южный Урал». 2007. С. 73–86.
3. Кулагина Е.И., Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Филимонова Т.В. Биостратиграфия и литофации верхневизейских и серпуховских отложений юго-востока Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 27, № 6, 2019. С. 3–28.
4. Осипова А.И., Бельская Т.Н., Геккер Р.Ф. Изучение экологии и развития основных групп бентоса в каменноугольных морях Русской платформы // Проблемы экологии фауны и флоры древних бассейнов. К I Международному конгрессу по палеоэкологии. Труды Палеонтологического института АН СССР, Т. 194, 1983. С. 98–119.
5. Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. Намюрский этап в эволюции аммоноидей. Поздненамюрские аммоноидеи. М.: Наука, 1978. Т. 167. 338 с.
6. Becker G. Velkieselte Ostracoden vom Thüringer ökotyp aus den Devon/Karbon-Grenzsichten (Top Wocklumer Kalk und Basis Hangenberg-Kalk) im Steinbruch Drewer (Rheinisches Schiefergebirge). Die «natürliche» D/C Grenze // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, Bd. 218, 1999. S. 1–159.
7. Cooper C.L. Chester Ostracodes of Illinois // Ill. Geol. Survey Irep. Investigation, V. 3, № 77, 1941. P. 5–101.
8. Jones T.R. and Kirkby J.W. On Carboniferous Ostracoda from the Gayton Boring, Northampton shire // Geological Magazine, new ser., decade III, V. III, N X, 1886. P. 248–253.
9. Münster G. Ueber einige fossile Arten Cypris und Cythere: [Neues] Jahrb. // Mineralogie, Geognosie, Geologie, Petrefaktenkunde, Jahrg. 1, 1830. P. 60–67.
10. Nikolaeva S.V., Richards B.C., Kulagina E.I., Alekseev A.S., Pazukhin V.N., Konovalova V.A. Summary of Research at the Verkhnyaya Kardailovka section (South Urals) – a candidate for the Visean-Serpukhovian boundary GSSP / Abstracts. The XVII International Congress on the Carboniferous and Permian. Perth. 3–8 July 2011. Perth: Geological Survey of Western Australia. P. 98.

11. Richards B.C., Nikolaeva S.V., Kulagina E.I. et al. Candidate for the Global Stratotype Section and Point at the Base of the Serpukhovian in the South Urals, Russia // *Stratigr. and Geol. Correlation*, V. 25, No. 7, 2017. P. 697–758.
12. Robinson E. The Ostracod fauna of the shale facies of the Cawdor Limestones, North end of Cawdor Quarry, Derbyshire // *Jour. of Geological Society of London*, Vol. CXIV, 1959. P. 435–448.

ЗИГАЛЬГИНСКАЯ СВИТА СРЕДНЕГО РИФЕЯ: ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИФИКАЦИИ И ГЕНЕЗИСА

В.М. Горожанин

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077,
г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2,
e-mail: gorozhanin@ufaras.ru*

В типовом разрезе рифея на Южном Урале зигальгинская свита представляет собой один из наиболее известных и хорошо выраженных стратиграфических уровней, выделяясь среди других стратиграфических образований однообразным, почти мономинеральным составом кварцевых песчаников и хорошей прослеживаемостью их по всей территории Башкирского мегантиклинория (БМА) [1]. Свита изучалась многими исследователями [2-8 и др.], однако некоторые вопросы дискуссионны до сих пор. К ним относятся состав и структура свиты, ее мощность, формационная принадлежность. Во многом эти проблемы связаны с плохой обнаженностью ее контактов с ниже- и вышележащими отложениями, что часто не позволяет определить строение свиты и ее мощность. Вопросы генезиса также являются дискуссионными.

Общепринятым считается 3-членное строение свиты – разделение на нижнюю и верхнюю песчаные толщи и аргиллит-алевролитовую среднюю толщу, также отмечается выдержанность состава свиты по простиранию. Такое строение прослеживается, однако, не везде; в ряде случаев при детальном разбурировании (Авзянская площадь) [9] или при карьерной разработке (Бакальское рудное поле) средняя аргиллитовая толща не выявляется, а мощности свиты при этом оказываются существенно (в несколько раз) меньше, чем предполагается при изучении обнажений. Эта ситуация объясняется фациальной изменчивостью зигальгинских отложений – в нижней части зигальгинской свиты выделяется самостоятельная красноцветная казяташской свита или толща (В.А. Шефер, 2001г.); также к основанию свиты относится мощная толща конгломератов, установленная, в Петлинском и Гаевском карьерах, но отсутствующая в других разрезах Бакальского рудного района.

Казяташские «красноцветы» отличаются от типичных сероцветных зигальгинских песчаников только присутствием гематита в цементе, и, вероятнее всего, представляют собой не отдельную фацию, а толщу, обогащенную гидроокислами железа, вследствие постседиментационного внутрипластового просачивания железосодержащих растворов, что довольно часто можно наблюдать в основании многих песчаных толщ. Такие зоны просачивания растворов наблюдаются в виде отдельных пропластков, потоков и отдельных труб.

Что касается конгломератов, традиционно считающихся зигальгинскими [5, 1, 8, 10], то согласно нашим наблюдениям в Петлинском и Гаевском карьерах Бакальского района, их следует рассматривать в составе не зигальгинской, а подстилающей машакской свиты, которая выделена здесь между зигальгинской и бакальской свитами по ряду петрографических и

геохимических параметров [1]; имеются также седиментологические признаки того, что линзы конгломератов вместе со «сланцами перемыва» формировались в виде быстро отложенных («одноактных») грязекаменных потоков [12]. Особенностью конгломератов является неравномерное соотношение валунно-галечного материала и песчано-глинистого матрикса, также среди галек наряду с хорошо окатанными обломками дальнего приноса отмечаются местные не окатанные литокласты глинистых алевролитов. Толща светло-зеленых алевролитов («сланцев перемыва») является их вероятным источником, фациально замещающим конгломераты, т.к. зеленые алевролиты нередко располагаются не только под конгломератами, но и над ними. Это означает, что конгломераты не принадлежат зигальгинской свите. Фациальная изменчивость зигальгинской свиты выразилась, вероятно, только в виде изменения мощности и соотношения песчаной и глинистой составляющих. Большую роль в реконструкции условий осадконакопления должны играть текстурно-структурные седиментологические признаки.

Текстурно-структурные особенности свиты. В отложениях зигальгинской свиты разными авторами описаны следующие литологические текстуры: косая слоистость, знаки ряби, в том числе ряби течения, крупнобугорчатая слоистость [13], трещины усыхания, «пиллар»-структуры [8]. Наиболее часто встречающейся текстурой являются знаки ряби, что отмечалось многими авторами. Более редкими, если не единичными, являются «неполные» трещины усыхания, которые А.В. Маслов и М.Т. Крупенин наблюдали в Гаевском карьере Бакальского рудного поля. Обзор всех текстурно-структурных особенностей привел А.В. Маслова [14] по аналогии с надсерией Белт в Северной Америке [15] к выводу о формировании песчаных отложений свиты на широких континентальных равнинах или в условиях плайи – мелководного пересыхающего пресноводного озера.

Наши наблюдения, проведенные в Петлинском карьере Бакала, показали, что в песчаных отложениях преобладает горизонтальная слоистость, иногда нарушаемая крупнобугорчатой рябью типа «хамоки», что в сочетании с косонаслоенными слойками в буграх ряби определяет данную текстуру как HCS, отражающую осадконакопление в условиях глубин ниже базиса волновой активности. Примечательно, что косонаслоенные слойки, которые обычно трактуются как индикаторы мелководья, слагают именно эти крупнобугорчатые образования, типичные для среднешельфовых глубин, подверженных штормовому влиянию. Кроме того, в отложениях свиты имеются признаки присутствия подводно-оползневых структур, что вероятно отражает существование каналов (дельты?)

Необходимо отметить, что ключевым признаком отнесения отложений к фации пересыхающих озер является присутствие трещин усыхания, которые ограничивают условия осадконакопления обстановкой периодического осушения. Однако, в зигальгинской свите такие текстуры встречаются нечасто, к тому же, в истории литологии описаны случаи, в том числе и для надсерии Белт [16] другой, альтернативной интерпретации этих седиментологических признаков, например, как трещин синерезиса. Трещины синерезиса, могут формироваться под воздействием землетрясений, изменения солености и прочим факторам, и часто имеют большое морфологическое сходство с трещинами усыхания и нередко принимаются за них при полевых описаниях. На наш взгляд, природа текстур, принимаемых за трещины «усыхания» на поверхностях напластования в зигальгинской свите, именно синерезисная. Рельефные подковообразные трещины, обнаруженные И.В. Пуаре [2] в кварцитопесчаниках и интерпретированные ею как проблематичные отпечатки водорослей или следы ползания червей, вероятно являются следами *Manchuriophycus*, которые, как сейчас установлено, также отражают процессы синерезиса – гидропластические деформации водонасыщенного осадка. Свидетельством синерезисного механизма образования трещин являются текстуры гидроразрыва (мелких непунических даек), описанные термином «pillar-структуры» в разрезе Миндигулово на юге БМА [8]. Другая широко распространенная текстура – знаки ряби на поверхностях напластования, также не может трактоваться

однозначно в пользу крайнего мелководья. Рассчитанные по длине волны между рифелями ряби глубины зигальгинского бассейна осадконакопления составляют в среднем 25-40 см [2, 14]. Однако для таких реконструкций должен быть определен именно волновой, а не потоковый характер ряби, что для зигальгинской свиты однозначно не установлено. В Петлинском карьере в основании зигальгинской свиты нами в породах обнаружена резко асимметричная рябь, которая, как сейчас установлено глубоководными исследованиями дна океанов, из-за контурных течений может присутствовать и на больших глубинах. В ряде случаев за мелкую рябь принимаются похожие образования в виде «гиероглифов» – серии параллельных хребтиков на поверхности напластования, которые генетически связаны со структурами взмучивания и оползания.

С учетом указанных выше признаков (НCS, подводно-оползневых текстур и пр.) обстановка формирования песчаных отложений зигальгинской свиты определяется нами как краевая часть шельфа, где происходило накопление сносимых с суши песков.

Соответственно, в формационном отношении свита должна рассматриваться как закономерный член трансгрессивной последовательности от рифтогенеза в континентальных (?) условиях (машакская свита) до шельфовых, открыто-морских (зигальгинская и, вероятно, зигазино-комаровская свиты), которая формировалась в начале среднего рифея.

Список литературы

1. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 183 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
2. Пуаре И. В. Кварциты Бакала и возможное объяснение их особенностей // Известия Геологического комитета, Т. 47, № 8, 1928. С. 961–990.
3. Горяинова О.П., Дорофеев Н.В., Наливкин Д.В. Петров А.М., Рябинин В.Н., Фалькова Э.А. Стратиграфия древних «немых» толщ западного склона Южного Урала // Изв. ВГРО, Т. 52. № 70, 1931. С. 75–88.
4. Заварицкий А.Н. К вопросу о происхождении железных руд Бакала. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 40 с.
5. Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. С. 3–28.
6. Иванов А.И. Возраст древних свит западного склона Южного Урала / Башк. геол. упр. Уфа, 1946. С. 3–90.
7. Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд. СГУ, 1948. 414 с.
8. Маслов А.В. Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. II. 135 с.
9. Ларионов Н.Н., Бергазов И.Р. Грановская Н.В., Нигматуллина А.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXII (Тузан). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2006. 248 с.
10. Ялышева А. И., Крупенин М. Т. Обстановки осадконакопления базальных толщ среднего рифея Башкирского мегантиклинория // Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН, № 161, 2014. С. 133–139.
11. Горожанин В.М., Мичурин С.В., Крупенин М.Т., чл.-корр. РАН Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. “Сланцы перемыва” Бакальского рудного поля (Южный Урал): признаки машакского вулканизма // Докл. Академии наук. Науки о Земле, Т. 522, № 2, 2025. С. 32–42.
12. Горожанин В.М. Особенности строения базальных частей юрматиния в Бакальском районе (Южный Урал) / «Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения» Материалы VIII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) 16-19 сентября 2025 года. С.36–39.
13. Анфимов Л.В. Крупная волноприбойная рябь в зигальгинских кварцитопесчаниках Бакала. Ежегодник-1971. Свердловск.: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1972. С.162–164.
14. Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность): Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.

15. Aspler L.B., Chiarenzelli J.R. and Bursey TL. Ripple marks in quartz arenites of the Hurwitz Group, NW Territories, Canada: evidence for sedimentation in a vast, Early Proterozoic, shallow, fresh-water lake // J. Sed. Research, V. A64, № 2, 1994. P. 282–298.
16. Pratt B. R. Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering // Sedimentary Geology, V. 117, 1998. P. 1–1

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ТУРМАЛИН (ОКСИДРАВИТ) ИЗ РИФЕЙСКИХ МЕТАПЕСЧАНИКОВ ЮЖНОГО ТИМАНА

О. В. Гракова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

Турмалин – один из наиболее информативных минералов-индикаторов, широко используемых для реконструкции условий формирования горных пород и их вторичных преобразований. Благодаря устойчивости к выветриванию и широкому диапазону составов, он является надежным индикатором физико-химических условий формирования материнских пород и реконструкции областей сноса [1]. Оксидравит – редкая гидротермальная разновидность турмалина, характеризующаяся повышенной вакантностью в позиции X, высоким отношением $Mg/(Mg+Fe)$ и обогащением кислородом в позиции V+W. Его образование обычно связано с гидротермально-метасоматическими процессами, протекающими при дефиците щелочей и в окислительных условиях. Нами были изучены гидротермальные каймы оксидравита, развитые на детритовых зернах турмалина из рифейских метапесчаников Южного Тимана, для определения их состава и условий образования.

Химические составы и фотографии минералов были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM–6400 с энергетическим спектрометром Link и Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитики Тропников Е. М., Шуйский А. С.). Анализы выполнены в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Для расчета была использована номенклатура для минералов супергруппы турмалина с общей формулой: $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$, где $X = Na^{1+}, Ca^{2+}, K^{1+}$ и вакансия; $Y = Fe^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Li^{1+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}$; $Z = Al^{3+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, Cr^{3+}$; $T = Si^{4+}, Al^{3+}, B^{3+}$; $V = B^{3+}$; $W = OH^{1-}, O^{2-}$; $W = OH^{1-}, F^{1-}, O^{2-}$ [2]. Формулы рассчитаны катионным методом по $Y + Z + T = 15$. Содержания воды и оксида бора были рассчитаны по стехиометрии, коэффициенты O и OH рассчитаны по балансу зарядов, содержание бора принято равным 3, все железо принималось как двухвалентное.

Объектом исследования послужили турмалины из отложений рифейской джежимской свиты Южного Тимана. Отложения джежимской свиты в изученных разрезах представлены двумя типами пород: аркозовыми (карьер Асывовож, Джежимпарминское поднятие) и кварцевыми (карьер Вадьявож, Немская возвышенность) метапесчаниками. Аркозовые разности – это мелкозернистые породы с глинистым цементом, состоящие из кварца (60%), калиевого полевого шпата (20%), плагиоклаза (5%) и мусковита (в виде обломочных чешуек и вторичных агрегатов). Акцессорные минералы представлены турмалином, апатитом,

цирконом, рутилом, лейкоксенном, анатазом, гематитом, монацитом и магнетитом. Кварцевые метапесчаники – мелко-среднезернистые с регенерационным кварцевым и локально поровым хлоритовым цементом. В их составе кварца составляет 80%, мусковита –

около 5%, калиевого полевого шпата – не более 1%. Состав аксессуаров: турмалин, циркон, рутил, лейкоксен, гематит, титанит, монацит, эпидот и пирит.

Турмалины представлены большей частью окатанными удлиненными и почти изометричными зернами коричневого и зеленого цвета, редко встречаются слабоокатанные призматические кристаллы коричнево-зеленого цвета размером 200-500 мкм. По химическому составу они подразделяются на дравиты и шерлы, присутствуют единичные зерна увита и фойтита.

Независимо от состава, на поверхности почти всех зерен наблюдаются новообразованные каймы – кристаллические нарастания призматического габитуса размером от нескольких до десятков микрометров (рис. 1).

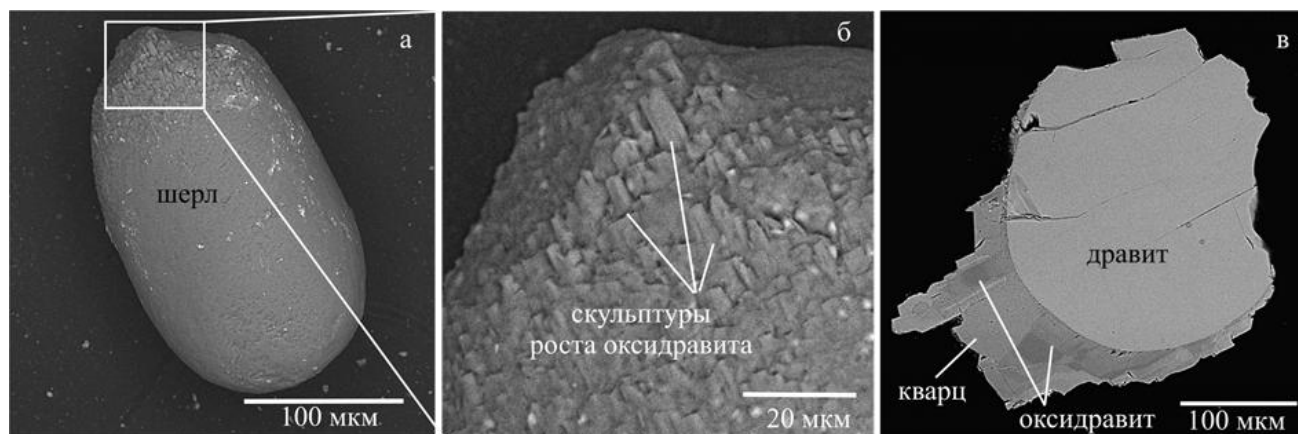


Рис. 1. Морфология и внутреннее строение турмалина из метапесчаника джежимской свиты: а – окатанное зерно шерла, б – поверхность зерна турмалина с оксидравитовой каймой, в – внутреннее строение турмалина

В BSE-изображениях каймы имеют темно-серый цвет, отличающийся от ядра. По химическому составу эти каймы соответствуют оксидравиту, в единичном случае оксимагнезиофойтиту. В оксидравите содержание Na составляет 0,60–0,79 кф, а вакансии в позиции X: 0,21–0,40 кф, что может отражать дефицит щелочей в гидротермальном растворе. В зоне оксимагнезиофойтита вакансии в позиции X доминирует: 0,53 кф, а содержание Na составляет 0,47 кф (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав и формульные коэффициенты турмалина из рифейских метапесчаников, мас. %.

№ зерна	1				2		3			
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na ₂ O	2,22	2,41	2,33	2,56	0,73	2,31	1,66	1,56	2,01	2,56
CaO	0,10	0,34	0,25	0,00	3,74	0,00	0,69	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	30,67	30,55	29,94	33,49	28,03	31,02	35,09	34,06	32,45	32,18
SiO ₂	35,62	36,16	36,48	40,06	34,00	36,68	35,86	39,02	38,18	38,35
FeO	14,56	12,19	13,35	5,15	8,61	5,4	7,68	0,00	3,48	4,73
MgO	2,43	3,99	4,10	9,21	9,13	8,73	4,99	11,36	9,95	9,18
TiO ₂	1,48	1,25	2,13	0,00	0,67	0,00	0,69	0,00	0,00	0,52
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
B ₂ O ₃	10,27	10,34	10,50	11,30	10,24	10,52	10,61	11,13	10,91	10,93
H ₂ O	3,54	3,56	3,62	3,90	3,53	3,63	3,66	3,84	3,76	3,77
Сумма	100,90	100,80	102,70	105,67	98,67	98,28	100,93	100,97	100,74	102,21
X	Na	0,73	0,79	0,75	0,24	0,74	0,53	0,47	0,62	0,79
	Ca	0,02	0,06	0,04	0,68	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00

	□	0,25	0,15	0,21	0,08	0,26	0,20	0,35	0,53	0,38	0,21
	Σ	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Y+Z	Al	6,11	6,05	5,84	5,61	6,04	6,11	6,77	6,27	6,09	6,03
	Fe	2,06	1,71	1,85	1,22	0,75	0,54	1,05	0,00	0,46	0,63
	Mg	0,61	1,00	1,01	2,31	2,15	2,23	1,22	2,64	2,36	2,18
	Ti	0,19	0,16	0,27	0,09	0,00	0,10	0,08	0,00	0,00	0,06
	Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Σ	8,98	8,92	8,96	9,23	8,94	8,98	9,13	8,91	8,92	8,90
T	Si	6,02	6,08	6,04	5,77	6,06	6,02	5,87	6,09	6,08	6,10
	Al	-0,02	-0,08	-0,04	0,23	-0,06	-0,02	0,13	-0,09	-0,08	-0,10
	Σ	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
B	B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
V+W	OH	3,69	3,57	3,72	3,99	3,09	3,55	3,54	3,08	3,12	2,85
	O	0,31	0,43	0,28	0,01	0,91	0,45	0,46	0,92	0,88	1,15
	Σ	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg/(Mg+Fe)		0,23	0,37	0,35	0,76	0,65	0,74	0,54	1,00	0,84	0,78
□/(□+Na+K)		0,26	0,16	0,22	0,24	0,25	0,26	0,40	0,53	0,38	0,21
Минерал		шерл			окси- дравит	увит	окси- дравит	дравит	«окси- магнезио- фойтит»	оксидравит	

Присутствие таких кайм на зернах всех типов турмалина свидетельствует о позднем гидротермальном процессе, наложенном на первичные осадочные толщи. Таким образом, турмалины джежимской свиты представлены широким спектром минеральных видов, а их периферические зоны являются чувствительным индикатором постседиментационных гидротермальных изменений.

Химический состав и формульные коэффициенты турмалина из рифейских метапесчаников, мас. %.

Список литературы

1. Henry D.J., Guidotti V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral - An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // American Mineralogist, № 70, 1985. С. 1–15.
2. Henry D.J., Novak M., Hawthorne F., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergrout minerals // American Mineralogist, № 96, 2011. С. 895–913.

СТАНОВЛЕНИЕ ПЕРВЫХ СЛОЖНОУСТРОЕННЫХ ОРГАНИЗМОВ ЗЕМЛИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ИЗ ВЕНДА УРАЛА

А.В. Колесников^{1,2}

¹Геологический институт РАН, Москва

²Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

Россия, 119017 г. Москва, Пыжевский пер., 7

e-mail: kolesnikov@ginras.ru

Вендский (или эдиакарский) период ознаменовался рядом важнейших событий, среди которых, пожалуй, наиболее ярким является появление и глобальная диверсификация первых сложно устроенных организмов, более известных как ископаемая мягкотелая биота

эдиакарского типа [12]. На сегодняшний день наши возможности по расшифровке темпов ранней диверсификации и эволюции древнейших животных все еще остаются сильно ограниченными рядом факторов, таких как неполнота палеонтологической летописи, предвзятость в отношении поиска и сбора палеонтологического материала, неопределенности в геологической корреляции разрезов, а также отсутствие высокоточных радиоизотопных возрастных ограничений для осадочных пород, вмещающих палеонтологические остатки. Несмотря на то, что ископаемые остатки эдиакарских мягкотелых организмов достаточно широко распространены в верхнем докембрии Восточно-Европейской платформы и ее складчатом обрамлении, до настоящего времени высокоточные возрастные ограничения были получены лишь для разрезов венда в районах юго-восточного Беломорья и Подольского Приднестровья [10;11;13].

В данном сообщении будут представлены последние результаты многолетних геологических и палеонтологических исследований верхнего докембрия Среднего и Южного Урала. Первые сведения о находках древнейших макроскопических организмов были опубликованы в 1977 г. Именно тогда, Ю.Р. Беккером в породах «рифейского возраста», вскрытых в естественных обнажениях по берегам Широковского водохранилища (бассейн р. Косьвы, Пермский край) на поверхностях напластования зеленовато-серых песчаников чернокаменной свиты сылвицкой серии впервые были обнаружены различные округлые отпечатки, интерпретированные им как остатки представителей бесскелетных макроскопических организмов *Tirasiana concentralis* sp. nov., *T. cf. coniformis* Palij [1]. Позже было показано, что породы сылвицкой серии, обнаженные по берегам Широковского водохранилища имеют вендский возраст [6], кроме того, им же, Ю.Р. Беккером, были найдены похожие по морфологии и типу сохранности палеонтологических остатки в басинской и зиганской свит ашинской серии верхнего венда Южного Урала [2]. Тем не менее, дальнейший поиск ископаемых остатков древнейших сложноустроенных организмов сконцентрировался на Среднем Урале – на обнажениях сылвицкой серии в долинах р. Чусовая и ее притоков в Свердловской области, где в период с 2002 по 2019 гг. были обнаружены разнообразные остатки вендских бесскелетных макроорганизмов, включающих в себя представителей групп дикинсониеморф, палеопасцихрид, микробиальных колоний, фрондоморф, чуариоморф, органов прикрепления и микробиальных колоний [4;7]. Исследователи сообщали, что большинство находок были собраны из верхней части чернокаменной свиты [3–5]. Среди найденных ископаемых остатков были определены представители беломорских разновидностей *Inaria*, *Beltanelloides*, *Palaeopascichnus*, *Cyclomedusa*, *Eoporpita*, *Charniodiscus*, *Vaizitsinia*, *Dickinsonia*, *Yorgia* и *Nemiana*.

В 2021–2026 гг. были предприняты дальнейшие попытки полевых исследований в районе Широковского водохранилища, среднего течения р. Усьвы (Пермский край) и нижнего течения р. Сылвицы (Свердловская область), направленные на доизучение и детальные исследования геологических разрезов чернокаменной свиты, толщи которых обнажены вдоль береговых линий указанных водоемов (по состоянию на 2026 г. не существует общепринятого взгляда на стратиграфический объем и состав представленных здесь подсвит чернокаменной свиты), а также поиск вендских бесскелетных ископаемых остатков. В результате чего было показано, что разрез сылвицкой серии в районе Широковского водохранилища представлен наиболее полно и непрерывно; также здесь удалось повторить находки Ю.Р. Беккера, Д.В. Гражданкина и соавторов, и, кроме того, обнаружить многочисленные и разнообразные формы ископаемых макроорганизмов, ранее не известных из типовой местности [8]. Помимо этого, был получен CA-ID TIMS возраст циркона из апопелловых глин верхней части усть-сылвицкой свиты, который составил $557,44 \pm 0,20$ и $558,65 \pm 0,29$ млн лет [9].

Новый палеонтологический материал отличается высокой степенью сохранности и включает в себя представителей групп рангеоморф, чуариоморфид, палеопасцихрид, арумбериоморф, дикинсониеморф, органов прикрепления (арбореоморф), фрондоморф,

микробиальных колоний, ископаемых следов жизнедеятельности (ихнофоссилий), а также комплексных телесно-следовых остатков, которые были обнаружены впервые в венде Среднего Урала. Собранные новые палеонтологические остатки характерны для крупнейших местонахождений ископаемых организмов эдиакарского типа в других регионах, таких как юго-восточное Беломорье, п-ов Ньюфаундленд (Канада) и хр. Флиндерс (Австралия). Таким образом, факт их обнаружения в ассоциации окаменелостей, которая ранее отличалась крайне низким таксономическим разнообразием, дает основание прогнозировать открытие уже в ближайшем будущем полноценного местонахождения организмов эдиакарского типа с уникальной сохранностью (лагерштетта) в районе Широковского водохранилища, а также рек Усьва и Сылвица. Кроме того, полученные новые радиоизотопные возраста существенно ограничивают региональное распространение эдиакарской биоты на Среднем Урале, в частности их главных представителей – дикинсоний, более ранним появлением – по крайней мере, древнее чем $558,65 \pm 0,29$ млн лет назад. Таким образом, ключевые местонахождения эдиакарских мягкотелых организмов – Беломорье, Подолия и Средний Урал теперь можно более надежно коррелировать между собой. Наконец, важным выводом является то, что возраст эдиакарских организмов беломорского типа на Среднем Урале соответствует временному интервалу максимального разнообразия биоты авалонского типа на о. Ньюфаундленд (Канада), что согласуется с недавними предположениями о предвзятости в изучении палеонтологической летописи верхнего докембрия, которая, вероятно, демонстрирует сочетание неполноты сохранившейся геологической информации наряду с тафономическими и прочими факторами, что в совокупности не может не отразиться на пересмотре истории становления первых сложноустроенных организмов (Metazoa).

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФ № 24-77-10030.

Список литературы

1. Беккер Ю.Р. Первые палеонтологические находки в рифее Урала // Известия АН СССР серия «Геология», № 3, 1977. С. 90–100.
2. Беккер Ю.Р., Кишка Н.В. Открытие эдиакарской биоты на Южном Урале // Теоретические и прикладные аспекты современной палеонтологии: тр. XXXIII сессии ВПО. Л.: Наука, 1989. С. 109–120.
3. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. Беломорская биота эдиакарского типа на среднем Урале // ДАН, Т. 401, № 6, 2005. С. 784–788.
4. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
5. Маслов А.В., В.Н. Подковыров, Д.В. Гражданкин, А.В. Колесников. Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты // Литосфера, Т. 18, № 4, 2018. С. 520–542.
6. Соколов Б.С., Федонкин М.А. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Стратиграфия и геологические процессы. Наука: Москва, 1985. Т. 2. 246 с.
7. Bobkov N.I., Kolesnikov A.V., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. The occurrence of Dickinsonia in none-marine facies // Estudios Geologicos, V. 75, No. 2, 2019. e096.
8. Kolesnikov, A.V., Pan'kova, V.A., Pan'kov, V.N. A new occurrence of Ediacara soft-bodied biota in the Central Urals. Russia // Gondw. Res., V. 145, 2025. P. 71–78.
9. Kolesnikov, A., Latysheva, I., Ovtcharova, M., Bowyer, F., Pankova, V., Pankov, V., Kuznetsov, N., Shatsillo, A., Nagovitsin, K., Romanyuk, T. High-precision U-Pb data constrain the age of Ediacara biota in the Central Urals, Russia // Gondw. Res., V. 155, 2026. P. 137–143.
10. Soldatenko, Y., El Albani, A., Ruzina, M., Fontaine, C., Nesterovsky, V., Paquette, J.-L., Meunier, A., Ovtcharova, M. Precise U-Pb age constrains on the Ediacaran biota in Podolia. East European Platform Ukraine // Sci. Rep., V. 9, 2019. 1675.

11. Srodon, J., Condon, D.J., Golubkova, E., Millar, I.L., Kuzmenkova, O., Paszkowski, M., Mazur, S., Kedzior, A., Drygant, D., Ciobotaru, V., Liivamagi, S. Ages of the Ediacaran Volyn-Brest trap volcanism, glaciation, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U-Pb dating // *Precamb. Res.*, V. 386, 2023. 106962.
12. Waggoner, B. The ediacaran biotas in space and time. *Integrative and Comparative Biology*, V. 43, No. 1, 2003. P. 104–113. <https://doi.org/10.1093/icb/43.1.104>.
13. Yang, C., Rooney, A.D., Condon, D.J., Li, X.-H., Grazhdankin, D.V., Bowyer, F.T., Hu, C., Macdonald, F.A., Zhu, M. The tempo of Ediacaran evolution // *Sci. Adv.*, V. 45, No. 7, 2021. eabi9643. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abi9643>.

КОРРЕЛЯЦИЯ БЕЛЕУТИНСКОГО ГОРИЗОНТА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА С ОДНОВОЗРАСТНЫМИ СТРАТОНАМИ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ ПО КРИНОИДЕЯМ

А.В. Куриленко^{1,2*}, С.В. Николаева³, Е.И. Кулагина⁴, С.Н. Мустапаева⁵

*¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург*

²Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ

³Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, г. Москва

⁴Институт Геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

⁵Satbayev University, г. Алматы, Казахстан

*e-mail: * Alena_Kurilenko@karpinskyinstitute.ru*

Отложения серпуховского возраста Центрального Казахстана рассматриваются в составе белеутинского горизонта, они выполняют складчатые структуры и охарактеризованы многочисленными находками ископаемой фауны. В стратиграфической шкале Казахстана граница между визейским и серпуховским ярусами соответствует подошве белеутинского горизонта [1]. Стратотипический разрез горизонта находится на правом берегу р. Белеуты, в Улытауской области, на западе степного района Бетпак-Дала (рис. 1), он был впервые описан В. Крестовниковым в 1940 г. и более подробно изучен Н.В. Литвинович в 1969 г. [5].

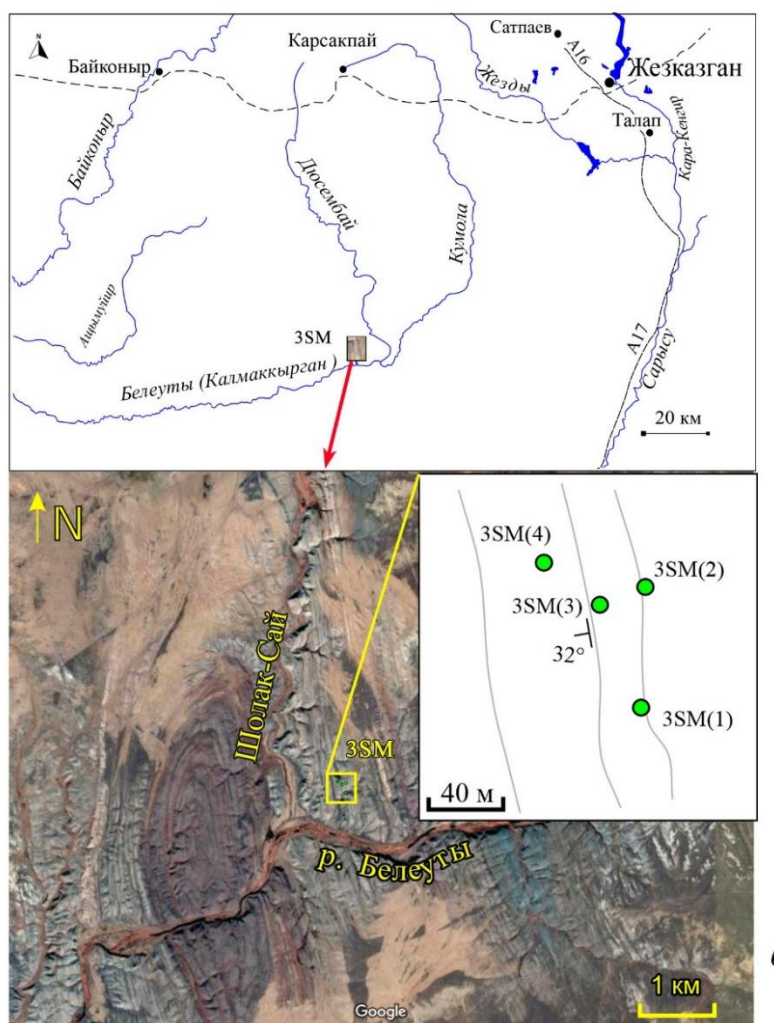


Рис. 1. Местонахождение разреза Белеуты (по [5])

Разрез Белеуты является одним из немногих разрезов, где совместно встречены амmonoидеи, фораминиферы и конодонты в пограничных отложениях визе и серпухова, поэтому его исследование очень важно для корреляции с синхронными отложениями других регионов, в том числе Южного Урала. Начиная с 40-х годов XX столетия амmonoидеи и фораминиферы изучались многочисленными палеонтологами: О.Л. Эйно́р, М.В. Вдовенко, В.Н. Шиманским, В.Е. Руженцевым, М.Ф. Богословской, М.М. Марфенковой, Н.М. Гридиной, В.Я. Жайминой, С.Н. Мустапаевой, Е.И. Кулагиной, С.Ф. Нестеровой и Е.А. Рейтлингер [5]. Списки конодонтов из разреза Белеуты опубликованы в работе Н.В. Литвинович и др. в 1985 г. [3]. Однако в публикациях комплексы фауны приведены без указания точного положения видов в разрезе. В некоторых из них упоминаются таксоны, которые, видимо, происходят из других, отличных по возрасту, отложений. Таким образом, несмотря на довольно большое число публикаций, нижняя граница белеутинского горизонта в его стратотипе не была точно фаунистически обоснована. В 2023 и 2024 гг. изучением разреза Белеуты и сбором фаунистических остатков занимались С.В. Николаева и С.Н. Мустапаева, в 2023 г. при участии П.Б. Кабанова (геологическая служба Канады).

Визе-серпуховский разрез по р. Белеуты (Калмаккырган) включает маркирующий горизонт с амmonoидеями генозоны *Uralopronorites*–*Cravenoceras*, который ранее считался основанием серпуховского яруса в данном местонахождении. Однако детальное изучение фауны показало, что подстилающие слои содержат виды-индексы фораминифер

Monotaxinoides cf. *subplanus* (Brazhnikova et Yartseva, 1956) и *Neoarchaediscus* cf. *postrugosus* (Reitlinger, 1949), которые определяют границу серпуховского яруса, а комплекс аммоноидей из «гонититового» горизонта скорее всего отвечает верхней части генозоны *Uralopronorites*–*Cravenoceras* [5].

Изучение стеблевых остатков криноидей из разреза Белеуты выполнено впервые. В коллекции присутствует большое количество плуриколумналей крупных *Poteriocrinus? mergensis* Yeltyschewa et Stukalina, 1973, реже встречаются *Priscusicrinus* cf. *priscus* (Stukalina, 1973), *Uniformicrinus uniformis* (Stukalina, 1973), ?*Camptocrinus magnus* Stukalina, *Burovicrinus subconcentricus* (Stukalina, 1973). Все виды часто встречаются в визе-серпуховских отложениях Монголии и Алтая. В Забайкалье они типичны для мергенского горизонта (верхний визе–серпухов) бассейнов р. Чикой (гутайская свита) и р. Ага (тутхалтуйская свита) и входят в состав криноидного комплекса слоев с *Camptocrinus? gutaensis* [2]. В комплексе фауны мергенского горизонта описаны многочисленные мшанки, двустворчатые моллюски и богатый комплекс брахиопод. При характеристике горизонта Г.В. Котляр указывает, что брахиоподы, аналогичные забайкальским, широко распространены в Северной и Южной Монголии, Сибири, Кузбассе и на Северо-Востоке России. В Монголии и Верхоянье совместно с ними найдены аммоноидеи *Epicanites* sp., *Pachylyroceras newsomi* (Smith), *Neoglyphioceras abramovi* Роров, известные из отложений поздневизейского и серпуховского возраста Западной Европы, Урала, Северной Америки, поэтому мергенский горизонт был датирован поздневизейско-серпуховским возрастом [2].

В Северной Монголии комплекс криноидей, включающий виды: *Poteriocrinus? mergensis* Yeltyschewa et Stukalina, *Uniformicrinus uniformis* (Stukalina), *Priscusicrinus priscus* (Stukalina), *Camptocrinus magnus* Stukalina, *Burovicrinus subconcentricus* (Stukalina), *Ovalicrinus ellipticus* (Stukalina), определен из верхнеурмугтэйульской подсвиты междуречья Орхон и её правого притока Тола, района г. Шиир-уул (левобережье р. Шарын-Гол) и стратотипического разреза свиты в районе г. Ургмугтэй-уул. Кроме того, они известны в разрезах нижнего карбона Барунхурайской котловины, Гобийского Алтая и Восточной Гоби Южной Монголии, а также в синхронных отложениях Рудного и Южного Алтая [4, 7, 8].

Следует отметить, что в разрезе Белеуты криноидеи встречены в обнажении 3 (4) SM на 37 м от основания разреза, в глинистых известняках (соответствует слою 7 по Н.В. Литвинович [3]). В этом же слое обнаружены аммоноидеи *Cravenoceras beleutense* Ruzhencev et Bogoslovskaya, 1971, *Cravenoceras* sp., *C. arcticum* Librovitich, 1938, *Neoglyphioceras litvinovichae* Ruzhencev et Bogoslovskaya, 1971, *Kazakhoceras hawkinsi* (Moore, 1930), *Sudeticeras karagandense* Ruzhencev et Bogoslovskaya, 1971, указывающие на верхнюю часть раннесерпуховской генозоны *Uralopronorites*–*Cravenoceras* [5, 6]. Нижняя часть генозоны в этом разрезе по аммоноидеям не установлена. Фораминиферы получены из слоев 4–5 и 7 по Н.В. Литвинович и др. [3]. Изученные комплексы фораминифер свидетельствуют о серпуховском возрасте вмещающих отложений.

В настоящее время продолжают работы по точному определению границы в разрезе Белеуты и корреляции ее с российской и международной шкалами, что позволит в дальнейшем уточнить и возраст синхронных отложений сопредельных регионов.

Список литературы

1. Жолтаев Г.Ж., Никитина О.И., Жаймина В.Я., Сейтмуратова Э.Ю., Пирогова Т.Е., Иванова Н.И., Фазылов Е.М., Мусина Э.С., Нигматова С.А., Байшапов Б.У. Стратиграфические схемы фанерозоя Казахстана // Палеозой. Объяснительная записка. Ч. 1. Решения совещания по унификации стратиграфических схем фанерозоя Казахстана, г. Алматы, 25–29 ноября 2021 г. Алматы: ТОО «378», 2021. 236 с.

2. Куриленко А.В., Кульков Н.П., Котляр Г.В. и др. Атлас фауны и флоры палеозоя-мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.
3. Литвинович Н.В., Рейтлингер Е.А., Воронцова Т.Н., Мамутова С.Б. О возрасте белеутинского горизонта (нижний карбон) Центрального Казахстана // Бюллетень МОИП. Отдел геологический, Т. 60, № 3, 1985. С. 81–93.
4. Минина О.Р., Куриленко А.В., Ариунчимэг Я., Неберикутина Л.Н., Стукова Т.В. Биостратиграфия и литологические особенности нижнекаменноугольной урмугтэйульской свиты (Орхонский прогиб, Северная Монголия) // Тихоокеанская геология, Т. 40, № 6, 2021. С. 50–67.
5. Николаева С.В., Жаймина В.Я., Кулагина Е.И., Байтуха С.М. К вопросу о нижней границе серпуховского яруса в Центральном Казахстане по фораминиферам и аммоноидеям: стратотипический разрез белеутинского горизонта // Геологический вестник, № 2, 2025. С. 17–36.
6. Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. Намюрский этап в эволюции аммоноидей. Ранненамюрские аммоноидеи. М.: Наука, 1971. 382 с.
7. Стукалина Г.А. Позднепалеозойские морские лилии Забайкалья и Монголии // Стратиграфия и палеонтология осадочных геологических формаций Забайкалья. Чита: Восточно-Сибирское книжное издательство, № 94, 1973. С. 16–55.
8. Стукалина Г.А. Новые каменноугольные морские лилии Монголии // Палеонтологический журнал, № 6, 1997. С. 39–43.

БИОГЕРМНЫЕ ПОСТРОЙКИ СЕРПУХОВСКОГО И БАШКИРСКОГО ВОЗРАСТА НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Е.И. Кулагина¹, С.В. Николаева², Т.И. Степанова³, Н.А. Кучева³, О.Л. Коссовая⁴

¹Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: kulagina@ufaras.ru

²Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка РАН, г. Москва, 44svnikol@mail.ru

³Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,

г. Екатеринбург, e-mail: stepanova@igg.uran.ru

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт А.П. Карпинского,

г. Санкт-Петербург

e-mail: olga_kossovaya@karpinskyinstitute.ru

Биогермные фаии наблюдаются на восточном склоне Южного Урала в многочисленных карбонатных обнажениях кизильской свиты, прослеживающихся вдоль правого берега р. Урал от р. Янгелька на севере до Ириклинского водохранилища и далее на юг до д. Верхней Орловки и по притокам р. Урал – рекам Большой Кизил, Худолаз, Малой и Большой Уртазымке [1, 5].

Серпуховские биогермы в разрезе по р. Большой Кизил имеют небольшие размеры, это в основном биостромы, образованы водорослевыми баундстоунами с остатками тонкостенных брахиопод, криноидей, кораллов и фрагментами мшанок. В раннесерпуховское (сунтурское) время получили широкое распространение небольшие биогермы, образованные водорослями, с биоинкрустациями и брахиоподовые банки. Среди водорослей доминировали *Calcifolium okense* Schwetsov et Birina, встречаются *Ungdarella uralica* Maslov, *Fasciella kizilia* R. Ivanova, *Praedonezella* sp. Мощность сунтурского горизонта 110 м. В позднесерпуховское время были распространены бактериально-водорослевые биостромы с многочисленными обрастающими фораминиферами, остракодами и брахиоподами. Худолазовский горизонт сложен средне- и

толстослоистыми микробиальными баундстоунами с фибровым цементом, баундстоунами, сформированными цианобактериями, образующими характерные структуры бактериальных инкрустаций, вакстоунами-пакстоунами, баффлстоунами и пелоидными пакстоунами. Содержит водоросли *Calcifolium okense*, редкие *Ungdarella*, иглы иглокожих, многочисленные фораминиферы, среди которых преобладают обрастающие прикрепленные формы, брахиоподы и остракоды [5, 6]. В основании худолазовского горизонта наблюдается коралловый биостром, мощностью около 1 м. Мощность худолазовского горизонта около 70 м. Микрофации чернышевского горизонта состоят из биокластовых пакстоунов, водорослевых баундстоунов, мшанково-водорослевых, мшанково-криноидных пакстоунов и вакстоунов с кораллами, многочисленными брахиоподами и фораминиферами. Мощность всего серпуховского яруса достигает 250 м.

На правом берегу реки Урал в 2 км выше по течению от д. Урал в разрезе Верхняя Кардаиловка наблюдается небольшой биогерм позднесерпуховского (худолазовского) возраста (рис. 1). Тело биогерма состоит из массивных известняков с обилием кораллов *Cladochonus* sp., *Calophyllum* sp., криноидей, мшанок и остракод. Фланговые фации, окружающие биогерм, содержат многочисленные амmonoидеи [5].



Рис. 1. Позднесерпуховский биогерм напротив д. Верхняя Кардаиловка на правом берегу р. Урал



Рис. 2. Обнажения акавасских биогермных построек на левом берегу р. Большой Кизил в 5.5 км выше по течению от впадения в р. Урал

Башкирский ярус в разрезе по р. Большой Кизил представлен сюранским и акавасским подъярусами. Сюранские биогермы сложены толстослоистыми, неясно-слоистыми и массивными баундстоунами с водорослями *Ungdarella* sp., *Fasciella kizilia*, содержит слои, образованные фораминиферо-мелко-биокластовыми грейнстоунами и пакстоунами с многочисленными обрастающими фораминиферами *Palaeonubecularia* spp., *Ammoverbella* spp. Мощность составляет около 200 м. Акавасские биогермные постройки расположены на левом берегу р. Большой Кизил, в 5,5 км выше устья реки, недалеко от села Кизильское (рис. 2). По данным И.А. Щекотовой [3], биогермы образовывали разрозненные тела небольшого размера — 10–15 м в диаметре и 3–5 м в высоту, тогда как самое крупное биогермное тело имеет диаметр 300 м и мощность 3–30 м. Баундстоуны сложены водорослями *Donezella lutugini* Maslov, *Beresella* sp., *Masloviporidium* sp., *Beresella* sp., цианобактериями *Girvanella* sp., *Cuneiphycus* sp., содержат скопления брахиопод, серпулид, криноидей, гастропод, местами с многочисленными остракодами (остракодовые ракушняки), редкими фораминиферами. Массивные водорослевые известняки часто содержат корки обрастания, радиально-волокнустый цемент и микробиальные включения, часто перекристаллизованы. Иногда встречаются участки, выполненные карбонатной брекчией с угловатыми микритовыми литокластами. Известняки включают комплекс фораминифер зоны *Pseudostaffella antiqua* акавасского возраста и линзу с многочисленными аммоноидеями *Bilinguites superbilinguis* (Bisat), *Stenoglyphyrites deflexus* Nikolaeva et Konovalova, *Schartymites barbotanus* (Verneuil) и *Schartymites kizilensis* Nikolaeva et Konovalova зоны *Bilinguites-Cancelliceras* акавасского-аскынбашского возраста.

Хорошо отпрепарированные выходы биогермных известняков распространены юго-восточнее д. Калинино, южнее известнякового карьера [4]. Они прослеживаются вдоль правого берега р. Худолаз, начинаясь в 1.6 км от окраины д. Калинино, на протяжении более четырех километров до д. Покровки. По данным [1] в известняковом карьере у д. Калинино наблюдается разрез верхнего визе-серпухова. Крупные блоки биогермных известняков залегают среди московского флиша [3].



Рис. 3. Биогермные известняки на правом берегу р. Худолаз в 1.6 км выше по течению от окраины д. Калинино

Биогермные постройки сложены неясно-слоистыми известняками с узорчатыми микробиальными текстурами (рис. 3). Особенно отчетливо биогермные текстуры видны в известняках, слагающих правый склон Соленого лога, впадающего справа в р. Худолаз. Крупный блок рифогенных известняков прослеживается вдоль правого склона р. Худолаз, на протяжении около 1 км, тогда как полоса блоков биогермных известняков сюранского возраста прослеживается от д. Калинино до д. Ново-Покровки на протяжении четырех километров вдоль правого склона р. Худолаз. По Соленому логу мощность известняковой толщи приблизительно 250 м. В ней наблюдаются биогермы, сложенные брахиоподами и табулятоморфными кораллами, в толще микробиальных известняков встречаются крупные раковины наутилоидей, мелкие панцири трилобитов. Брахиоподы представлены более десяти видами с преобладанием представителя рода *Phricodothyris*. В грейнстоунах содержатся прикрепленные инкрустирующие фораминиферы *Palaeonubecularia* sp., а также зоштаффеллиды родов *Eostaffella*, *Plectostaffella* и *Semistaffella*.

Широкое развитие биогермных фаций в раннебашкирское время на восточном склоне Южного Урала свидетельствует о начальной стадии развития рифообразования в связи с коллизионным этапом развития.

Список литературы

1. Иванова Р.М., Яркова А.В., Симонова З.Г., Плюснина А.А. Разрез по р. Худолаз // Путеводитель экскурсии по разрезам карбона восточного склона Южного Урала (Магнитогорский синклиний) / Отв. ред. Г.А. Смирнов. Свердловск, 1972. С. 77–109.
2. Мизенс Г. А., Кокшина Л. В. Некоторые особенности разреза московских отложений на востоке Южного Урала (Магнитогорская Мегазона) // ЕЖЕГОДНИК-2013. Тр. ИГГ УрО РАН. №. 161, 2014. С. 86–89.
3. Щекотова И.А. Рифогенная толща Магнитогорского синклиория и перспективы его нефтегазоносности // Актуальные вопросы геологии нефти и газа. М.: ИГИРГИ, 1978. С. 110–114.
4. Kulagina, E.I., Kucheva, N.I., Stepanova, T.N., Nikolaeva, S.V., Konovalova, V.A., Richards, B.C. Alekseev, A.S., Gatovsky, Yu.A., Gorozhanina, E.N. // XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian, August 11–15, 2015, Kazan, Russia : Abstracts Volume / Ed. by D. K. Nurgaliev [et al.]. Kazan : Kazan University Press, 2015. P. 104.

5. Kulagina, E.I., Nikolaeva, S.V., Gorozhanina, E.N., Kucheva, N.A., Stepanova, T.I., Alekseev, A.S., Richards, B.C., Puchkov, V.N., Kochetova, N.N., Gorozhanin, V.M., and Konovalova, V.A. Kulagina, E.I. and Nikolaeva, S.V. Eds., Carboniferous reference sections: potential candidates for the base of the Serpukhovian GSSP and organic buildups, South Urals // Post-Congress C3 Trip: 16–19 August, 2015. A Field Guidebook of XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian, August 11–15, 2015, Kazan, Russia. St. Petersburg: Svoe izdatelstvo, 2015. 90 pp.
6. Kulagina, E.I., Pazukhin, V.N., Nikolaeva, S.V., Kochetova, N.N., Zainakaeva, G.F. Gibshman, N.B., and Konovalova, V.A. Serpukhovian and Bashkirian bioherm facies of the Kizil Formation in the South Urals // Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session: Proceedings of the International Field Meeting «The historical type sections, proposed and potential GSSP of the Carboniferous in Russia». Southern Urals session. Ufa – Sibai, 13–18 August, 2009. Ufa: DesignPolygraphServis, 2009. P. 78–96

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В СООБЩЕСТВАХ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЗМОВ НА РУБЕЖЕ ВЕНДА И КЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ПРИБАЛТИЙСКО-ЛАДОЖСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ)

Е.А. Кушим

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
e-mail: kushim_ea@mail.ru

Региональные стратиграфические схемы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Восточно-Европейской платформы разработаны более 40 лет назад и с тех пор не претерпели существенных изменений [5, 6]. С целью актуализации стратиграфической основы северо-запада европейской части России (Прибалтийско-Ладужская моноклинали) проведены детальные биостратиграфические исследования верхневендских – нижнекембрийский отложений [2, 3, 4]. В изученных разрезах установлено четыре крупных рубежа в перестройке сообществ ископаемых организмов (рис. 1).

В редкинское время органика захоранивалась преимущественно в виде сапропелеподобных органических пленок, по которым были развиты предполагаемые нитчатые серные бактерии (*Zinkovioides*). Широкое распространение в это время имели цианобактерии (*Obruchevella parva* и др.) и планктонные микрофоссилии (*Tuberculum tamillatum*, *Tanarium* aff. *conoideum*), в том числе колониальные формы (*Tynnina precamblica*). Находки макроскопических ископаемых остатков *Redkinia* в сочетании с пиритизированными ходами, могут указывать на присутствие подвижного бентоса в редкинском бассейне. Дихотомически ветвящиеся водоросли с ризоидами (*Doushantuophyton lineare*) свидетельствуют о наличии прикрепленного бентоса, захороненного *in situ*.

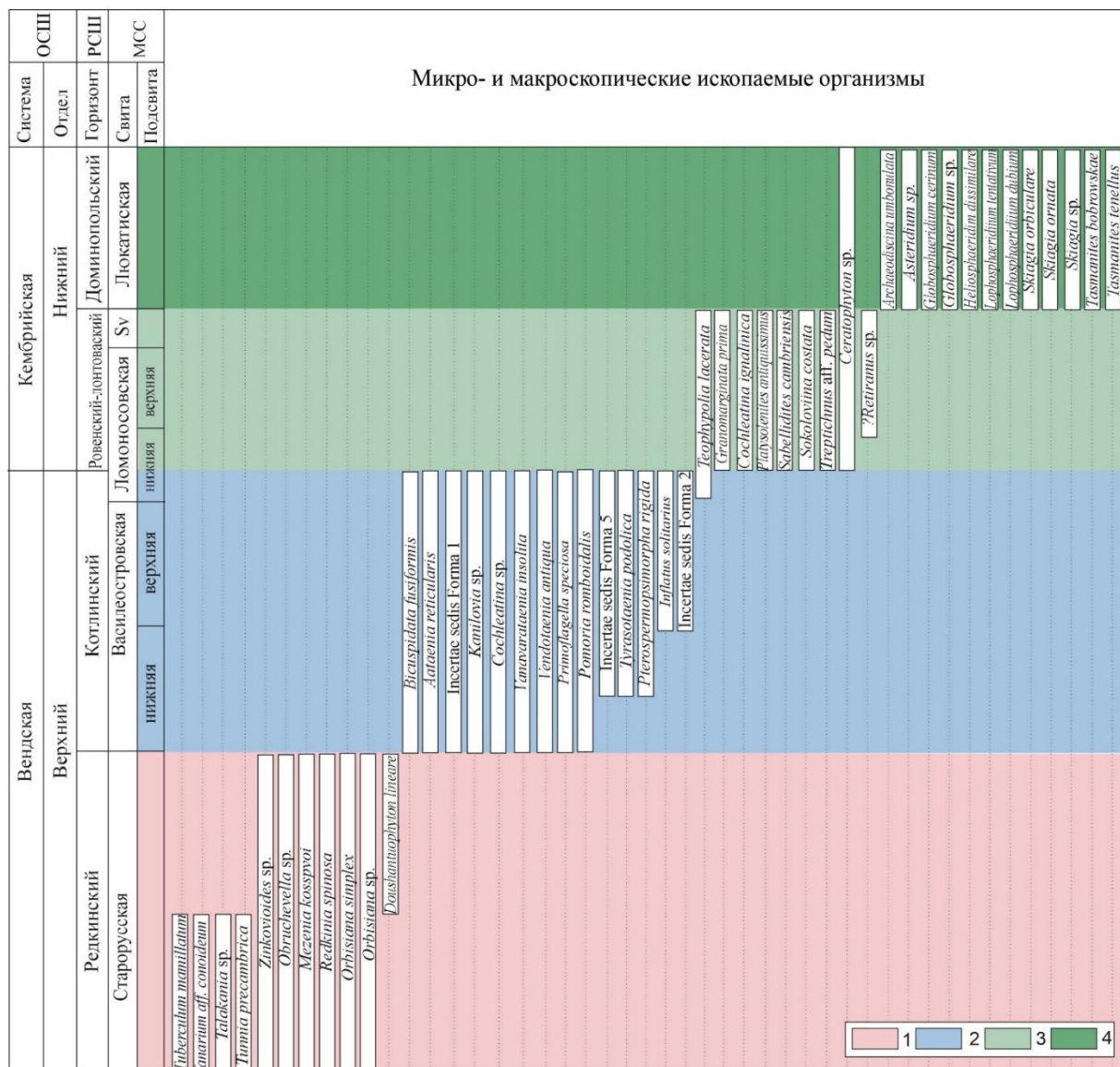


Рис. 1. Этапы преобразования сообществ ископаемых организмов в венд–кембрийских осадочных последовательностях северо-запада России. 1–4 – региональные горизонты: 1 – редкинский; 2 – котлинский; 3 – ровенский–лонтоваский; 4 – доминопольский

Котлинский этап в истории развития сообществ ископаемых организмов отличался высокой биопродуктивностью органического вещества в бассейне. На умерших и захороненных в осадке ископаемых остатках были развиты разнообразные деструкторы – актиномицеты (*Primoflagella*), предполагаемые грибоподобные организмы (*Vanavarataenia*) и некоторые другие формы. В составе котлинской биоты широко распространены цианобактерии (*Aataenia reticularis*, *Bicuspidata fusiformis*), нитчатые микрофоссилии (*Pomoria rhomboidalis*), проблематики (*Teophipolia lacerata*). Отмечается появление ископаемых организмов животного происхождения *Kanilovia insolita*, несущих спирали *Cochleatina*.

Граница венда и кембрия проведена в основании нерасчлененного ровенского–лонтоваского горизонтов по первому появлению фрагментов линяющих животных *Ceratophyton*. В отложениях ровенского–лонтоваского горизонтов обнаружены, предполагаемые остатки животного происхождения (*Cochleatina ignalinica*, *Platysolenites antiquissimus*, *Sabellidites cambriensis*, *Sokoloviina costata*), акритархи (*Granomarginata*), проблематики (*Retiranus*) и некоторые другие таксоны. На глубине 209.9 м в скв. Коровье-8 выявлены следы жизнедеятельности *Treptichnus* aff. *pedum*, по появлению которых в

Международной хроностратиграфической шкале проводится граница эдиакария (эквивалент вендской системы) и кембрия [7, 8].

В доминопольском горизонте появляются планктонные акритархи (*Archaeodiscina*, *Globosphaeridium*, *Heliosphaeridium*, *Lophosphaeridium*, *Skiagia*) и не описанные пока новые ископаемые остатки [5], сопоставляемые с фрагментами кутикулы линяющих животных и радулой моллюсков [10].

В результате проведенных исследований существенно уточнена палеонтологическая характеристика переходных отложений венда–кембрия северо-запада России, а также обосновано выделение редкинського, котлинського, ровенського–лонтоваского и доминопольского горизонтов. Граница венда и кембрия установлена на более низком стратиграфическом уровне, чем принято в унифицированной стратиграфической схеме европейской части России, и в целом совпадает с положением границы в действующей схеме Беларуси [1] и в Международной хроностратиграфической шкале [9].

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 24-17-00142, <https://rscf.ru/project/24-17-00142/>) с использованием оборудования ЦКП “АИРИЗ” (ИГГД РАН).

Список литературы

1. Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Кушим Е.А., Воскобойникова Т.В., Силиванов М.О. Палеонтологическая характеристика верхневендских–нижнекембрийских отложений в разрезе скважины Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 30, № 6, 2022. С. 1–19. DOI: 10.31857/S0869592X22060072.
2. Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Раевская Е.Г., Бобровский И.М., Зайцева Т.С., Довжикова Е.Г., Титова А.В., Колесников А.В., Гражданкин Д.В. Биостратиграфия переходных отложений венда–кембрия северо-запада европейской части России // Геология и геофизика, Т. 66, № 7, 2025. С. 883–900. DOI: 10.15372/GiG2025114. EDN: HJENQC
3. Голубкова Е.Ю., Шишлов С.Б., Кушим Е.А., Титова А.В., Дубкова К.А., Силиванов М.О., Гражданкин Д.В. Стратиграфия верхнего венда - нижнего кембрия Прибалтийско-Ладужской моноклинали Восточно-Европейской платформы: комплексный литолого-палеонтологический подход Геология и геофизика, 2026. В печати. DOI: 10.15372/GiG2026127, EDN: LQSQTD.
4. Кушим Е.А., Голубкова Е.Ю., Плоткина Ю.В. Биостратиграфическое расчленение венд–кембрийских отложений Южного Приладожья // Вестник ВГУ. Серия: геология, № 4, 2016. С. 18–22.
5. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. / Отв. ред.: Б.М. Келлер, П.Л. Шульга. Киев: ИГН АН УССР. 1978. 36 с.
6. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по кембрийским отложениям Русской платформы (г. Вильнюс, 1983 г.). Л., ВСЕГЕИ. 1986. 49 с.
7. Braiser M.D., Cowie J., Taylor M. Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype // Episodes, V. 17, No. 1–2, 1994. P. 3–8.
8. Gehling J.G., Jensen S., Droser M.L. et al. Burrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland // Geological Magazine, V. 138, 2001. P. 213–218.
9. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Geological Time Scale. Elsevier, 1357. p. 2020. DOI: 10.1016/C2020-1-02369-3.
10. Slater B.J. Life in the Cambrian shallows: Exceptionally preserved arthropod and mollusk microfossils from the early Cambrian of Sweden // Geology, V. 52, 4, 2024. P. 256–260. DOI: 10.1130/ G51829.1.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (1979–2026 гг.)

А.В. Маслов

*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Геологический институт РАН, Москва,
e-mail: amas2004@mail.ru*

Успехи в изучении литологии рифея и венда Южного Урала в середине XX в. связаны с именами Г.Н. Акимовой, Л.В. Анфимова, Ю.Р. Беккера, М.И. Гараня, А.П. Казака, М.Л. Ключиной, В.М. Чайки, К.Э. Якобсона и многих других специалистов. Трудно переоценить вклад в это А.И. Олли, автора классической монографии о стратиграфии, седиментологии и петрографии древних отложений западного склона Урала (1948 г.). Новый этап литолого-геохимического изучения, начавшийся на рубеже 1970-1980-х гг., был связан с внедрением в практику исследований метода детального комплексного литолого-фациального анализа (М.Т. Крупенин, А.В. Маслов и др.), масштабного геохимического опробования осадочных последовательностей (Э.З. Гареев, В.П. Парначев и др.), а позднее – анализа U-Pb-изотопного возраста обломочного циркона (Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, В.М. Горожанин, А.В. Маслов и др.).

В итоге с конца 1970-х гг. до настоящего времени выполнены не имеющие аналогов в стране комплексные литолого-геохимические исследования осадочных последовательностей эталона рифея, длительность формирования которых больше 1.2 млрд лет. Эти работы позволили создать лито-фациальные модели формирования всех стратиграфических уровней эталона рифея, установить состав и эволюцию источников кластики, реконструировать палеоклиматические и палеогеодинамические обстановки накопления терригенных, карбонатных и вулканогенно-осадочных толщ, ряд из которых вмещает уникальные месторождения сидеритов, магнезитов и других полезных ископаемых. Полученную новую информацию, конечно, невозможно уместить в три странички.

Рассмотрены литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции ранне-, средне- и позднерифейского бассейнов осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала. Показано, что первый из них являлся, по всей видимости, внутриконтинентальным, второй являлся, вероятно, плоским межостровным морем, а третий напоминал окраинное море. Таким образом, бассейны седиментации рифея по своим характеристикам и осадочному заполнению были разными. Обнаружение крупных врезанных ранневендских долин не только на западном, но и на восточном крыле Башкирского мегантиклинория позволило предположить, что на его территории имело место крупное гляциоэвстатическое падение уровня моря.

По содержанию в глинистых породах V, Cr, Mn, Co, Ni, Mo, Th и U выполнен анализ окислительно-восстановительных характеристик седиментационных бассейнов рифея и венда и сделан вывод, что аноксических обстановок в них не существовало.

Синтез петрографических, петро- и геохимических данных позволил показать, что в рифее имел место размыв преимущественно раннепротерозойских кислых интрузивных образований, типичным представителем которых является бакалинский ультраметагенный комплекс (кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты). Какую-то роль в этом играл и осадочно-метаморфический проточехол платформы.

Сравнительный анализ палеоклиматических данных, полученных литологическими, лито- и геохимическими методами для типового разреза рифея показал достаточно хорошую их сходимость. Однако, для отдельных стратиграфических уровней результаты палеоклиматических реконструкций, полученные разными методами, подчас противоположны. Связано это, возможно, с недооценкой процессов рециклинга, т.к. на

основании литогеохимических и петрографических данных установлено, что до 70–80% терригенных пород типа рифея имеет литогенную природу, т.е. слагающий их материал испытал перед окончательным захоронением более одного цикла осадконакопления.

Длительность «машакского рифтогенного события» оценена по комплексу данных примерно в 20 млн лет, что достаточно хорошо согласуется с продолжительностью развития большинства внутриконтинентальных рифтовых структур. Показано, что граница нижнего и среднего рифея в Башкирском мегантиклинории находится в интервале 1370–1385 млн лет.

Проанализированы литогеохимические особенности глинистых пород рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. По величине гидролизатного модуля подавляющее большинство глинистых пород рифея являются нормо- и суперсиаллитами; подчиненная роль принадлежит гипосиаллитам и гидролизатам. Глинистые породы Енисейского кряжа наиболее зрелые в литохимическом отношении. По содержанию Sc, Cr, Ni, Th, La и Th/Sc подавляющее большинство глинистых пород существенно отличается от «среднего архейского аргиллита», приближаясь к средним значениям для постархейских глинистых сланцев; т.о. архейские субстраты не играли значительной роли при формировании осадочных последовательностей рифея. Nd-модельный возраст глинистых пород находится в диапазоне 2,5–1,7 млрд лет, что свидетельствует о формировании их за счет преимущественно раннепротерозойских субстратов.

На примере нижнего и среднего рифея Южного Урала и Учуро-Майского региона установлено также, что только некоторые из известных дискриминантных палеогеодинамических диаграмм позволяют с той или иной степенью достоверности реконструировать обстановки формирования платформенных осадочных толщ.

Результаты исследования литогеохимии песчаников верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория позволили сделать вывод о смене в середине позднего венда их ассоциаций, сформированных в условиях достаточно вялого, пассивного тектонического режима, ассоциациями, накапливавшимися в более активных тектонических обстановках. Показано, что на протяжении позднего рифея и раннего венда источниками кластики были богатые кварцем осадочные, осадочно-метаморфические и метаморфические образования, а также изверженные породы кислого состава. В позднем венде существенную роль в составе питающих провинций играли, вероятно, изверженные породы среднего и основного состава.

Проанализированы литогеохимические особенности песчаников верхнего венда северо-восточной, восточной и юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы, принадлежащих к т.н. нескладчатой молассе. Установлено, что преобладание среди них вакк, аркозов и субаркозов, литаренитов и сублитаренитов, т.е. умеренно зрелых псаммитов свидетельствует в пользу отнесения указанных образований к отложениям, сформированным в результате привноса кластики из окружавших платформу орогенных областей.

Исследование минералого-петрографического и химического состава песчаников ашинской серии позволило установить в ее составе ряд ассоциаций. Это, во-первых, доурукские отложения, накапливавшиеся на фоне морской регрессии, возможно, в условиях гляциоэвстатических вариаций уровня моря и формирования предгорного прогиба. Во-вторых, урукская свита, включающая в основном аллювиальные осадки. Источниками кластики для них выступали магматические породы внутренних областей Восточно-Европейского кратона. Климат урукского времени был близок к семигумидному/семиаридному. В-третьих, прибрежно- и мелководно-морские, а также флювиальные/пролювиальные (?) отложения басинской, куккараукской и зиганской свит. Образование псаммитов этих свит происходило, возможно, за счет размыва т.н. обломочных клиньев рециклированных орогенов (в понимании В. Диккинсона и Э. Гарзанти).

Анализ химического состава палеопочвенных профилей в разрезах зильмердакской свиты, показал, что хотя их особенности и контролировались, по всей видимости, процессами педогенеза, последние не были ярко проявлены. Возможно, это следствие относительно

слабого воздействия на субстрат альго-грибных биоценозов в условиях аридного или близкого к нему климата (невысокий “экзогенный потенциал среды”).

На примере осадочных последовательностей разного возраста, в том числе отложений рифея Южного Урала, проведено сопоставление дискриминантных палеогеодинамических диаграмм первого (середина 1980-х гг.) и второго (начало 2010-х гг.) поколений. Показано, что все диаграммы позволяют с определенной долей условности разграничить терригенные ассоциации только платформенных, рифтогенных, островодужных обстановок и пассивных окраин. Точки пород коллизионных ассоциаций самостоятельные поля на них не образуют.

Анализ взаимоотношений эпизодов плюмовой магматической активности и эпох накопления низкоуглеродистых глинистых сланцев в стратотипе рифея позволил считать, что предполагаемая для раннего докембрия взаимосвязь плюмовых событий, эпох теплого климата и масштабного накопления черных сланцев в позднем докембрии не проявлена.

В 2018 г. установлено, что обломочный циркон из аркозовых песчаников зильмердакской свиты характеризуется диапазоном возрастов 3039–964 млн лет. Кристаллы с позднекарельскими, ранне- и среднерифейскими возрастами составляют соответственно 35; 34; 26% от общего числа исследованных зерен. Это существенно отличается от распределений, выявленных ранее для песчаников других стратонов типа рифея.

Сведения о распределении ряда редких и рассеянных элементов в тонкозернистых донных осадках устьевых зон различных категорий современных рек (крупные реки, реки дренирующие водосборы, сложенные осадочными или магматическими и метаморфическими породами и др.) можно рассматривать как отражающие характерные черты взвеси, транспортируемой в морские бассейны из различных питающих провинций. Сходство и различие РЗЭ-систематики донных осадков устьевых зон и взвеси рек различных категорий достаточно хорошо выражено на диаграммах $(La/Yb)_N - (Eu/Sm)_N$, $(La/Yb)_N - Th$ и др. Установлено, что особенности распределения РЗЭ и Th в глинистых породах рифея Южного Урала указывают на образование глинистых пород рифея за счет размыва в основном или преимущественно осадочных и/или осадочно-метаморфических комплексов, существовавших в дорифее или рифее на востоке Восточно-Европейской платформы.

Рассмотрение особенностей изменения в глинистых породах верхнего докембрия Южного Урала некоторых геохимических индикаторов эндо- и экзосферных процессов позволило предположить, что глобальные и субглобальные процессы и явления не оказали существенного влияния на формирование осадочных последовательностей рифея и венда. Более значимой в этом представляется роль факторов локальных.

Установлено, что на протяжении всего рифея, вне зависимости от перерывов в осадконакоплении, связанных с теми или иными перестройками в областях питания и осадконакопления, ряд литогеохимических характеристик глинистых пород бурзянской, юрматинской и каратауской серий (TiO_2/Al_2O_3 , Th/Sc, La/Co и др.) практически не испытывали значимых изменений. Это дает повод думать, что принципиальных изменений в составе комплексов пород–источников тонкой силикокластики для осадочных последовательностей рифея на протяжении более 1 млрд лет не происходило.

Сопоставление химического состава осадочных образований (в том числе аркозовых песчаников рифея Южного Урала) и пород-источников кластики для них показало, что литогеохимические характеристики аркозовых и субаркозовых песков/песчаников позволяют достаточно уверенно судить о “геодинамической природе” кислых изверженных пород.

Высказано предположение, что обломочный циркон, поступающий из протоисточников в песчаники айского уровня, затем, по-видимому, неоднократно переотлагался, так как кристаллы с близкими максимумами на кривой ОПВ присутствуют в песчаниках более молодых стратонов, вплоть до укской свиты. Наиболее яркое обновление протоисточников произошло в начале позднего рифея, что, возможно, отражает формирование новой системы транспортировки кластики в область седиментации.

На примере глинистых пород рифея Южного Урала выполнен расчет среднегодовых температур (СГТ) в приземном слое воздуха и среднегодовой суммы осадков на палеоводосборах. Установлено, что в течение большей части рифея климат был умеренным ($9 \leq \text{СГТ} < 23^\circ\text{C}$) и, реже, тропическим ($\text{СГТ} > 23^\circ\text{C}$), либо сухим холодным ($\text{СГТ} < 18^\circ\text{C}$).

К ВОПРОСУ О ПЕРЕОТЛОЖЕНИИ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ И ДАТИРОВАНИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

О.Р. Минина¹, М.С. Скрипников¹, А.В. Куриленко²

*¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ
e-mail: yaksha@rambler.ru*

*²Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, г. С-Петербург
e-mail: Alena_Kurilenko@karpinskyinstitute.ru*

Складчатые сооружения Западного Забайкалья, объединяемые в Байкальскую горную область (БГО), рассматривается как аккреционно-коллизийное сооружение, возникшее на месте Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов, в составе которого выделяются разнообразные в формационном отношении байкальские, каледонские и герцинские комплексы [1, 6, 9 и др.]. Представления о развитии БГО до сих пор дискуссионны. Особенно это касается датирования, объема и геодинамической принадлежности герцинских комплексов. Верхнепалеозойские отложения были выделены из докембрийских или нижнепалеозойских толщ, в которых были найдены девонские и каменноугольные комплексы фауны и флоры, что не укладывается в традиционные представления о стратиграфии региона [6, 9 и др.]. В связи с этим остро стояла проблема переотложения как микро- так и макрофоссилий. Однако дальнейшие биостратиграфические исследования, использование специальных методических приемов позволили четко диагностировать переотложенные и инситу элементы комплексов органических остатков, установить автохтонное нахождение макро- и микрофоссилий в большей части стратиграфических подразделений региона, а некоторые из них перевести в категорию микститов [3, 6, 7, 9].

Основным критерием любого типа переотложения является гетерохронный состав комплексов органических остатков, так же используются степень сохранности объектов, палеоэкологические и тафономические признаки, палеогеографические условия накопления осадков [5, 7, 8]. Переотложение органических остатков происходит седиментационным и миграционным путями. Седиментационное переотложение макро- и микрофоссилий связано с процессами осадконакопления, переносом их из более древних, размывающихся толщ. К седиментационному переотложению так же относится переотложение отдельных обломков и глыб (олистолиты), чужеродных вмещающим осадкам [2, 3, 4]. С миграционным переотложением связаны случаи, когда «молодые» остатки обнаруживаются в породах более древнего возраста. Этот тип переотложения называют «стратиграфической протечкой» для микрофоссилий, для макрофоссилий – это тектонические меланжи. «Стратиграфическая протечка» подразумевает перенос микрофоссилий в зонах гипергенеза, поглощение и вымыв по трещинам, диагенез в субаэральных условиях.

В Западном Забайкалье наиболее часто встречаются случаи седиментационного переотложения. Для переотложенных комплексов макрофауны это олистостромовые (микститовые) комплексы осадочного, гравитационного и тектоно-гравитационного генезиса. Органические остатки в олистолитах и матриксе микститов разновозрастны. Микститовые

комплексы широко распространены в Удино-Витимской, Бамбуйско-Олингдинской, Турка-Курбинской и Уакитской зонах БГО [6, 9]. Наиболее яркий пример микститового комплекса представляет ульзутуйская толща Удино-Витимской зоны. Толща, мощностью 900 м, выделена из состава нижнекембрийской олдындинской свиты и представлена чередованием туфопесчаников, туфоалевролитов, детритовых и органогенно-обломочных известняков, туффитов, туфов. Характеризуется обилием крупных олистолитов (длиной от первых до 150 м, мощностью от 3 до 100 м), а также линз разнообломочных конглобрекций. Время накопления ульзутуйской толщи ограничивается поздним фаменом–ранним турне (брахиоподы, конодонты, тентакулиты, строматопороидеи, водоросли, проптеридофиты, миоспоры). Олистолиты сложены нижнекембрийскими известняками, андезитами и риолитами. Ульзутуйская толща представляет собой микстит-олистостромовый комплекс тектоно-гравитационного генезиса [6, 9]. Его образование отражает процессы интенсивного разрушения фронта аллохтонной массы, продвигающейся в сторону осадочного бассейна, и связывается с активизацией тектонических движений, начавшейся в конце позднего девона [6, 9]. Линзы органогенно-обломочных пород с разновозрастной фауной интерпретируются как образования, связанные с развитием гравитационных потоков на склоне осадочного палеобассейна и отложением материала у его подножья [6, 9]. Микстит-олистостромовый комплекс представляет нижнекаменноугольная (турне-визе) пановская свита Турка-Курбинской зоны [6]. Свита сложена чередованием филлитизированных алевролитов и аргиллитов с прослоями мергелей, известняков и карбонатных песчаников. Характеризуется обилием линз, обломков и блоков разнообразных по составу и возрасту биогермных и органогенно-обломочных известняков. Известняки содержат трилобиты (Є_2 , Є_3), мшанки (O_2 - P), кораллы - табулята (O_2 - S_1) и ругозы (D_{1-2}), гелиолитиды (O_3 - D_2), криноидеи (O , D), водоросли (O_3 ash., D_{1-2}) [6, 9]. В Уакитской зоне гетерохронный комплекс органических остатков установлен в верхнедевонской левоуакитской свите ютаконской серии. Среди верхнедевонских терригенно-карбонатных пород (водоросли, тентакулиты, миоспоры) присутствуют блоки известняков с фауной археоциат и брахиопод (Є_1) и олистостромы гравитационного и тектоно-гравитационного генезиса [3, 4]. Здесь ярко выражены второстепенные тафономические (сортировка по размерам и форме, закономерная ориентировка) признаки переотложения. Олистостромы тектоно-гравитационного генезиса установлены в огненской свите Бамбуйско-Олингдинской зоны [6]. Свита представлена чередованием известковистых, углисто-кремнистых алевролитов и аргиллитов, доломитов, углистых и алевритистых известняков, и датирована турнейским веком раннего карбона (водоросли, иглокожие, фораминиферы, тентакулиты) [6]. Среди слоистых пород присутствуют олистоплаки известняков с фауной трилобитов (Є_2), акритархами (Є_{1-2}), водорослями (D) и хитинозоями (O-D).

Наибольшее число случаев как седиментационного, так и миграционного переотложения, дают микрофоссилии, и выявление переотложенных компонентов спорово-пыльцевых спектров является наиболее важной и сложной задачей интерпретации результатов палинологического анализа [5, 7, 8]. Каждый стратиграфически более молодой комплекс пород формировался за счет размыва более древних отложений, миоспоры переотлагаются по типу осадочных частиц и вместе с ними [6, 7]. Комплекс видов, характеризующий флору эпохи формирования изучаемых отложений, будет закономерно меняться по разрезу, отражая идущие изменения климатической обстановки. Эти изменения касаются как экологии этих видов, так и территории на которой эти виды произрастали. Виды, к которым относятся переотложенные формы, во–первых экологически однородны, прерывисто распространены во времени и в пространстве, образуют комплексы, остающиеся неизменными на протяжении всего разреза, и состав их гетерохронен, во – вторых, обычно встречаются спорадически, появляясь и исчезая без каких-либо закономерностей. Одним из основных критериев миграционного переотложения для микрофоссилий является ураганное содержание более

«молодых» форм в одной или нескольких пробах на разных уровнях разреза более древних отложений [2, 5, 8].

При палинологическом изучении разрезов БГО мы чаще всего встречаемся со случаями седиментационного переотложения [7]. Случаи, относящиеся к миграционному переотложению отмечаются гораздо реже. Они выявлены при анализе комплекса микрофоссилий из терригенных девонской санской (Уакитская зона) и каменноугольной сагансайрской свит (Восточный Саян). В дезинтегрированных породах верхней части разреза санской свиты встречен гетерохронный комплекс миоспор, в составе которого кроме форм, типичных для фаменского яруса верхнего девона (75%), встречены споры и пыльца раннего мела (5%). В среднекаменноугольной (остатки рыб, водоросли) сагансайрской свите установлен палинокомплекс гетерохронного состава, включающий как седиментационно-, так и миграционно переотложенные палиноморфы. Синхронные времени накопления отложений миоспоры составляют 34% комплекса, седиментационно переотложенные формы – 25%, миграционно переотложенным микрофоссилиям представлены единичными зернами пыльцы пермского облика. В терригенных породах средне–верхнекаменноугольной татауровской свиты (Турка-Курбинская зона), переотложенные микрофоссилии составляют от 8 до 41%. Набор их гетерохронен и представлен формами, встречающимися в девоне и раннем карбоне. В одной пробе отмечено ураганное содержание типично живецких форм. Переотложение микрофоссилий зафиксировано также в мезозойских (нарингольская, бутугольская) и четвертичных (плейстоценовые морены) отложениях БГО [7]. Таким образом, определение возрастной принадлежности переотложенных миоспор в верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских стратонах свидетельствует о том, что основными поставщиками терригенного материала в палеобассейны были местные области размыва, сложенные осадочными толщами неопротерозоя, нижнего, среднего, верхнего палеозоя. Подобных примеров можно привести множество.

Таким образом, тщательный анализ палеонтологических и палинологических данных с использованием критериев установления асинхронного материала, позволяет выделять переотложенные макро- и микрофоссилии в составе комплексов органических остатков и делать соответствующие стратиграфические выводы.

Исследования выполнены в рамках госзадания ГИН СО РАН им. Н.Л. Добрецова по проекту IX.124.1.3 “Геодинамическая эволюция неопротерозой-палеозойских тектонических структур, магматизма, седиментогенеза и минерализации Монголо-Забайкальского региона номер гос. рег. 1025030400175-4» и при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 23-17-00192-П.

Список литературы

1. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона// Геология и геофизика, 1999. С. 1545–1562.
2. Геологическое картирование микститовых комплексов. М., 1992. 230 с.
3. Кирмасов А.Б., Минина О.Р. Механизмы формирования меланжа в карбонатных породах южноконской свиты (Уакитская зона, Северное Прибайкалье). Сб. науч. тр. Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 195–199.
4. Ключко А.А., Кирмасов А.Б., Минина О.Р. Элементы покровной структуры и олистостромы Уакитской зоны Прибайкалья// Сб. науч. тр. конф. Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 113–116.
5. Липатова В.А. О значении переотложенных миоспор при детальном расчленении верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы. Споры и пыльца в отложениях фанерозоя. Сб. науч. статей. Л. 1984. С. 36–43.

6. Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. С. 63–84.
7. Неберikuтина Л.Н., Трегуб Т.Ф. К проблеме переотложения и формирования палиноспектров в процессе осадконакопления // Тезисы докладов IX Всероссийской палинологической конференции. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 201–202.
8. Портнягина Л.А. Методические аспекты расчленения флиша по данным палинологических исследований. Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 44–47.
9. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника, 2012. С. 3–28.
10. Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые, 1987. С. 3–18.

ПРОЦЕССЫ МИКРОЭВОЛЮЦИИ НА ПРИМЕРЕ КОНОДОНТОВ

В.М. Назарова

*Музей земледования Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова,
г. Москва
e-mail: VM516@yandex.ru*

Микроэволюция – это совокупность процессов, изменяющих генофонды популяций вида и приводящих к образованию новых таксонов и развитию адаптаций [1]. Как разглядеть её среди ископаемых организмов? Изменение генофонда можно увидеть лишь, если оно проявлено в фенотипе, поскольку ДНК сохраняется чрезвычайно редко. Но и эти проявления заметить для большинства организмов сложно, так как палеонтологическая летопись неполна, пунктирна, обычно мы находим лишь отдельные виды, между которыми сложно восстановить родственные связи, а ещё сложнее – понять причины, по которым один вид перешёл в другой. Однако микрофоссилии могут сохраняться в ископаемом состоянии в массовом количестве, следовательно, у форм с отклонениями увеличивается вероятность попасть в сохранившуюся выборку. В более или менее полных разрезах можно проследить преобразования в популяциях от слоя к слою, а также заметить изменения факторов среды, которые могли бы способствовать закреплению того или иного случайно возникшего отклонения.

У конодонтонтов результаты небольших мутаций в фенотипе обычно проявляются в виде единичного бугорка/зубчика (или другого несложного компонента скульптуры), возникающего в месте, где ранее его не было. В классификации патологий конодонтонтовых элементов подобные образования относят к патологии *Accessio* [5]. Если данное новообразование мешает нормальному выполнению функций конодонтонтового элемента, то животное будет хуже питаться, оставит меньше потомков, и ген, его вызвавший, постепенно исчезнет из популяции. Если же наоборот, новообразование будет способствовать лучшему усвоению пищевого ресурса, расширению рациона, переходу на ранее не употребляемые объекты, то данное изменение закрепится в генотипе и постепенно сформируется новый вид.

Например, у вида *Icriodus xenium* Nazarova иногда можно наблюдать удвоение боковых зубчиков. Но в саргаевском горизонте Южного Тимана в результате трансгрессии и установления мелководных нормально морских условий, вероятно, создались условия для увеличения количества пищевых ресурсов и, скорее всего, распространения многоклеточных водорослей [4]. Преимущество получили формы с конодонтонтовыми элементами с широкой платформой и максимально большой перетирающей поверхностью. В результате появились

особи, для которых раздвоение (а иногда и растроение) боковых зубчиков стало уже не случайным явлением, а характерным видовым признаком. Так из отклоняющихся форм вида *I. xenium* появился вид *I. multidentatus* Nazarova et Soboleva (рис. 1). Интересно, что у его ювенильных форм боковые зубчики не удвоены, новый признак проявляется с возрастом.

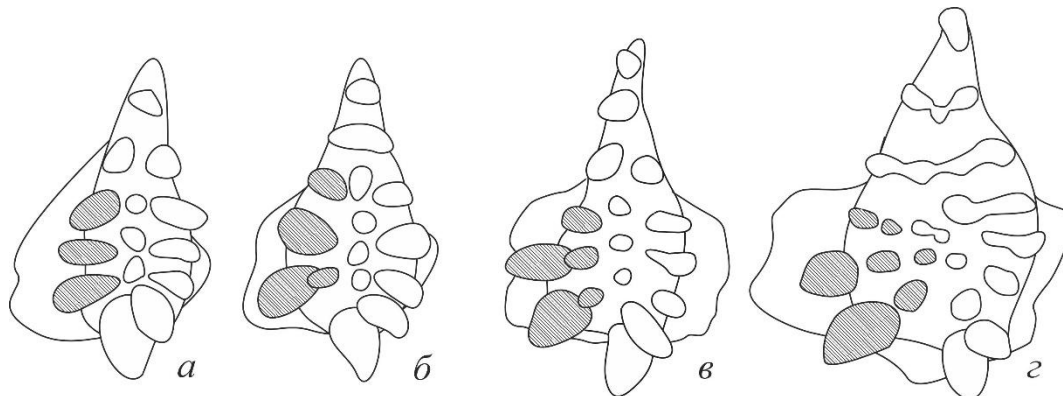


Рис. 1. Формирование дополнительных боковых зубчиков у *Icriodus xenium* Nazarova и *I. multidentatus* Nazarova et Soboleva: а – обычный *I. xenium*, б – *I. xenium* с удвоенным боковым зубчиком, в – *I. multidentatus* с удвоенными боковыми зубчиками, г – *I. multidentatus* с удвоенными и утроенными боковыми зубчиками

Появление новых признаков можно проследить не только при формировании новых видов, но и новых родов конодонтов. Например, можно наблюдать последовательный переход от рода *Pelekysgnathus* к роду *Icriodus* [3]. Для первого характерен только один ряд зубчиков на оральной поверхности I-элементов, у второго таких рядов три. I-элементы пелекисгнатусов, вероятно, были приспособлены к разрезанию мягкотелой добычи. Такие конодонтовые элементы двигались довольно свободно, почти не контактируя друг с другом. I-элементы икриодусов, по-видимому, были способны дробить и пережёвывать пищу и функционировали в постоянном контакте друг с другом. Они могли включать в рацион добычу, защищённую скелетом, пусть и не очень твёрдым, а также растительность. При переходе от рода *Pelekysgnathus* к роду *Icriodus* боковые ряды, параллельные срединному, формируются не одновременно, а постепенно добавляя по одному зубчику то с одной, то с другой стороны. Случайное появление первого бокового зубчика уже должно было затруднить разрезание добычи, поскольку этот лишний зубчик мешает свободному движению конодонтовых элементов друг относительно друга. Зато он способствует их лучшему контакту между собой и уменьшает амплитуду их движения. Такой контакт полезен для более мелкого измельчения, для пережёвывания. При обилии подходящей добычи такие особи получали преимущество, дополнительный зубчик передавался большему числу потомков в популяции. А если у этих потомков появлялся второй боковой зубчик (лучше с противоположной стороны), процесс пережёвывания удавался лучше. Как только в генотипе закрепился один боковой зубчик, дальнейший отбор производился в сторону особей всё с большим числом боковых зубчиков. Уменьшение же их числа не вернуло бы конодонтовые элементы к разрезающей функции (первый зубчик бы этому мешал), для употребления прежней добычи они были уже неэффективны. В этом примере можно наглядно видеть необратимость эволюции. В процессе формирования нового рода в одной и той же популяции можно было встретить особей с конодонтовыми элементами без боковых зубчиков, с одним зубчиком, двумя, тремя и более [3]. В дальнейшем остались только особи с одним рядом, использовавшие прежний пищевой ресурс, и особи с тремя сформировавшимися рядами зубчиков, приспособленные к новому рациону.

Интересно, что в эволюции семейства *Icriodontidae* описанный процесс наблюдался неоднократно. Подробно он показан для пар *P. planus* Sannemann → *I. interjectus* Kuzmin et Ovnatanova [2,3] (рис. 2) и *P. jeppsoni* Nazarova → *I. obliquus* Klug [3]. Не исключено, что от

пелекисгнатусового предка (но не от *P. planus* и не от *P. jeppssoni*) берёт начало также вид *I. vitabilis* Nazarova и некоторые другие. При этом основная филогенетическая ветвь икриодусов произошла ранее описываемых событий и не от видов рода *Pelekysgnathus*, а от трёхрядного рода *Latericriodus* путём редукции бокового отростка. Остатки этого отростка время от времени могут проявляться в виде атавизма у отдельных особей икриодусов (патология *Jugatio*) [5]. Проблема полифилетического происхождения рода *Icriodus* освещалась ранее [3] и лежит за рамками данной публикации.

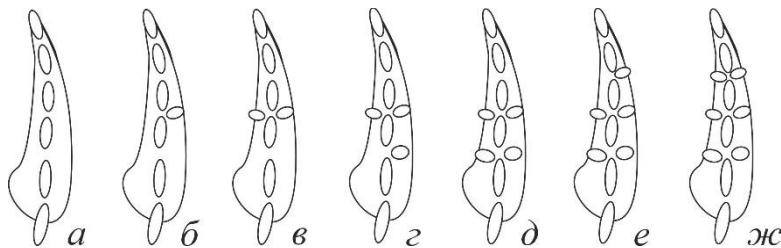


Рис. 2. Постепенный переход от *Pelekysgnathus planus* Sannemann к *Icriodus interjectus* Kuzmin et Ovnatanova: а – *P. planus*, б-г – переходные формы, д-ж – *I. interjectus*

Также постепенно могут формироваться признаки не только видового и родового, но и более высоких уровней. Например, конодонты с многочисленными аппаратами, содержащими Ра-элементы, относятся к иным семействам нежели конодонты, аппараты которых состоят только из рамиформных и Рв-элементов. А постепенное формирование платформы и превращение Ра-элемента в Рв-элемент можно наблюдать на ископаемом материале [5]. Оно начинается с возникновения случайного бугорка (патология *Accessio*) на боковой поверхности листа Рв-элемента, что мешает выполнению режущей функции также, как это происходит в подобной ситуации у I-элементов уже упомянутого рода *Pelekysgnathus*. С другой стороны, бугорок способствует защите мягких тканей от твердых частей добычи и/или острых зубцов парного элемента. Это даёт возможность для реализации других функций и потребления другой пищи. На следующей стадии бугорок увеличивается, превращаясь в выступ, а далее в небольшую платформу (рис. 3), позволяющую осуществлять давящую или жующую функцию. Стоит отметить, что функции Ра-элементов очень разнообразны, отдельные виды конодонтов с Ра-элементами более узко специализированы, чем икриодусы.

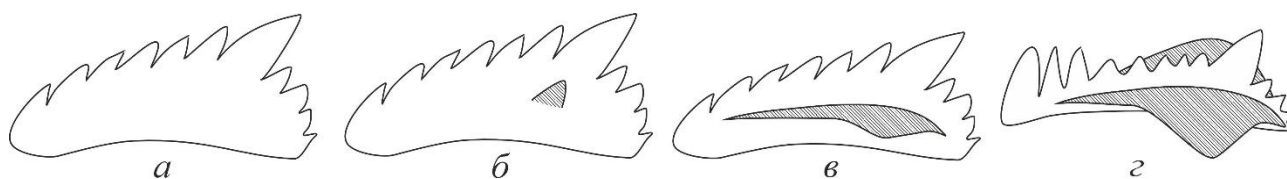


Рис. 3. Схема формирования платформы в эволюции Ра-элементов: а – обычный листовидный Рв-элемент, б – Рв-элемент с бугорком на боковой стороне, в – Рв-элемент с растущей платформой, г – платформенный Ра-элемент

В современном мире довольно много людей, которые несмотря на все достижения науки утверждают, что они «не верят в эволюцию». Но в неё и не обязательно верить, как нет необходимости верить в то, что нас окружает в повседневной жизни. Зато при помощи конодонтов за эволюцией можно наблюдать.

Список литературы

1. Иорданский Н.Н. Микроэволюция // Большая российская энциклопедия. Т. 20. Москва, 2012. С. 283.

3. Кузьмин А.В., Овнатанова Н.С. Новый вид верхнефранских икриодид (конодонты) // Палеонтол. журн, №2, 1993. С. 139–142.
4. Назарова В.М. Некоторые морфологические тенденции в эволюции родов *Icriodus* и *Pelekysgnathus* (конодонты) // Современная микропалеонтология. Сборник трудов XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания (24-28 августа 2015 г., Калининград). Калининград, 2015. С. 72–76.
5. Назарова В.М., Соболева М.А. *Icriodus multidentatus* sp. nov. и *I. quartadecimensis* sp. nov. – новые виды конодонтов из франского яруса Южного Тимана // Палеонтол. журн, №3, 2024б. С. 62–71.
6. Nazarova V.M., Kononova L.I. Paleopathology: occurrence of anomalies in the elements of devonian conodonts // Paleontological Journal, V. 54, No. 7, 2020. P. 743–756.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МАРКЕРОВ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ–НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА

К.И. Никашин

*Казанский федеральный университет, г. Казань
e-mail: KonINikashin@kpfu.ru*

Верхнеюрские–нижнемеловые отложения северо-восточной части Ульяновско-Саратовского прогиба (УСП) представлены преимущественно сероцветными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями, накапливавшимися в мелководном эпиконтинентальном морском бассейне. В связи с однородным литологическим строением и, в ряде случаев, фаунистической обедненностью разрезов, их детальное расчленение и корреляция затруднены. Этим определяется актуальность поиска геохимических маркирующих уровней в данной осадочной последовательности. В настоящей работе представлены результаты поиска таких маркеров в новиковской толще кимериджского яруса верхней юры и климовской свите барремского яруса нижнего мела.

Для выявления маркирующих уровней были проанализированы данные о содержании рассеянных элементов в горных породах из скважин и обнажений, расположенных на юго-западе Татарстана и в Ульяновской области. Содержания элементов определялись методами ICP-MS и рентгенофлуоресцентного анализа. Наиболее полные разрезы новиковской толщи и климовской свиты были изучены по керну скважины 1 у с. Татарские Шатрашаны. Полученные данные дополнены приведенными в фондовой литературе результатами атомно-эмиссионного спектрального анализа керновых проб из скважины 1, а также скважин 2 (с. Татарская Бездна), 3 (с. Малое Нагаткино) и 4 (с. Красный Ключ) [Зорина и др., 1999ф].

Новиковская толща распространена в северной части УСП. По своему стратиграфическому объему она соответствует нижнему и верхнему подъярусам кимериджа, при этом на северо-востоке УСП представлена только верхним подъярусом (мощность 20–40 м). Сложена новиковская толща сильно известковистыми глинами, переходящими в мергели, иногда биотурбированными, с прослоями алевроитов и галькой фосфоритов. Кровля толщи, в отличие от подошвы, выражена нечетко и достоверно устанавливается только биостратиграфическими исследованиями. Толща охарактеризована находками аммонитов, также определяются представительные комплексы фораминифер.

Концентрации в новиковской толще большинства рассеянных элементов находятся на уровне PAAS [7] или ниже него. Исключение составляет барий, демонстрирующий повышенные концентрации по всему разрезу толщи (до 2000 ppm, средний коэффициент концентрации относительно PAAS – 2). По данному признаку новиковская толща во всех

изученных разрезах уверенно обособляется от перекрывающих отложений, в которых концентрации бария хоть и повышены, однако в значительно меньшей степени (рис. 1а) Распределение бария по разрезу новиковской толщи неоднородно. Наличие нескольких пиков концентраций данного элемента делает возможным детальное расчленение и корреляцию толщи. Основной фазой, содержащей барий, по всей видимости является барит. Баритовые стяжения в верхней юре Среднего Поволжья были подробно описаны еще Л.М. Миропольским [6]. Накопление бария в кимериджских отложениях могло быть связано с эпизодами повышенной продуктивности планктона на фоне теплого климата поздней юры. Известно, что барий эффективно извлекается планктоном из морской воды [8]. Вариации содержаний бария, в таком случае, отражают вариации продуктивности.

Климовская свита по своему объему соответствует верхнему готериву и большей части нижнего баррема. Свита распространена по всей территории УСП, ее мощность варьирует от 50 м до 70 м. Она сложена темно-серыми бескарбонатными глинами, часто загипсованными, с прослоями зеленовато-серых глауконитовых песков и алевроитов, кальцит-сидеритовыми конкрециями. Нижняя граница свиты четкая, выражена в разрезе сменой кварц-глауконитовых песчаников серыми глинами, тогда как верхняя граница литологически не выражена. В свите определены готеривские аммониты, барремские белемниты, а также богатые комплексы фораминифер. Высокий эндемизм бентосных фораминифер, отсутствие привязки фораминиферовых зон к уточненным белемнитовой и аммонитовой шкалам затрудняют их использование в расчленении и корреляции [1, 2].

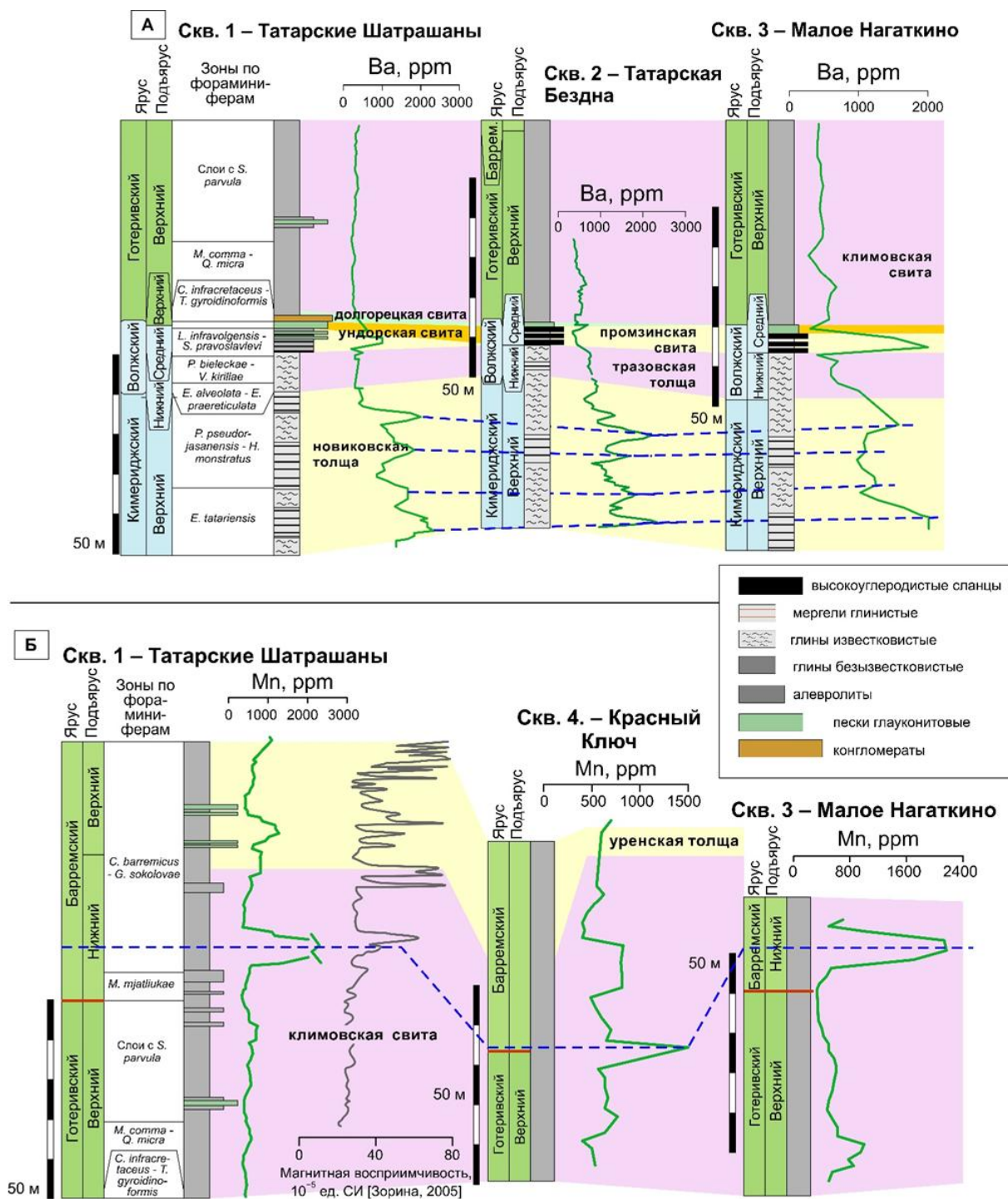


Рис. 1. Корреляция разрезов новиковской толщи (А) и климовской свиты (Б) по геохимическим показателям

Климовская свита, а также перекрывающие ее отложения характеризуются в целом близкими к PAAS содержаниями рассеянных элементов, однако в средней части свиты устанавливается уровень повышенных концентраций марганца (до 4000 ppm, коэффициент концентрации 4,7). Он может использоваться как реперный при корреляции готерив-барремских разрезов (рис. 1б). Примечательно, что с марганцевой аномалией совпадает описанный в ряде работ всплеск значений магнитной восприимчивости, который прослеживается регионально [4, 5].

Повышенные содержания марганца, по всей видимости, связаны со стяжениями сидеритового и кальцит-сидеритового состава. Высокие содержания сидерита объясняют

скачок значений магнитной восприимчивости в данном интервале. Для выяснения механизма образования конкреций требуются их дальнейшие исследования. В морских осадках сидерит, как правило, образуется в восстановительных условиях при пониженном содержании в морской воде сульфат-аниона. Такие условия могли соответствовать эпизодам опреснения [3].

Полученные результаты показывают эффективность использования геохимических данных для расчленения и корреляции разрезов верхней юры и нижнего мела Ульяновско-Саратовского прогиба. Предложенные критерии проведения границ и реперные уровни могут найти свое применение при совершенствовании региональных стратиграфических схем.

Список литературы

1. Барабошкин Е.Ю., Горбачик Т.Н., Гужиков А.Ю., Смирнова С.Б., Гришанов А.Н., Коваленко А.А. Новые данные о границе готеривского и барремского ярусов (нижний мел) в Среднем Поволжье // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., Т. 67, № 3, 2001. С. 31–51.
2. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Благовещенский И.В. К стратиграфии барремских отложений Ульяновско-Саратовского прогиба // Бюл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы, Т. 7, 2025. С. 74–89.
3. Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982. 100 с.
4. Гужиков А.Ю. О возможном отражении глобальных геологических событий в петромагнетизме осадочных пород (на примере средней юры и нижнего мела Поволжья) // Очерки по региональной геологии: сб. науч. трудов. Саратов: Издательский центр «Наука», 2008. С. 34–47.
5. Зорина С.О. К стратиграфии мезозоя востока Восточно-Европейской платформы. Свитный, секвентный, событийный и хроностратиграфический подходы. Казань: ЦНИИГеолнеруд, 2005. 157 с.
6. Миропольский Л.М., Ковязин Н.М. О барите среди юрских отложений в Татарии, прилегающей части Ульяновской области и у дд. Мотмос–Досчатое в Горьковской области // Записки Всесоюзного минералогического общества, ч. LXXX, 1951. С. 48–54.
7. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
8. Dymond J., Suess E., Lyle M. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity // *Paleoceanography and Paleoclimatology*, V. 7, No. 2, 1992. P. 163–181.

ЗОНАЛЬНАЯ ГРАПТОЛИТОВАЯ ШКАЛА СИЛУРА ЮЖНОГО УРАЛА - БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА ОБНОВЛЕННОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

А.А. Суяркова

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г.
Санкт-Петербург*

e-mail: Anna_Suyarkova@karpinskyinstitute.ru

Отложения с силурийскими граптолитами на Урале известны с 1920-х гг. и достаточно хорошо изучены. В период их наиболее активного изучения в 1960-70-е гг. были разработаны сводные зональные граптолитовые шкалы для западного и восточного склонов Урала, вошедшие в последние Региональные стратиграфические схемы (далее – РСС), принятые МСК в 1991 г. [1]. С небольшими уточнениями эти шкалы были опубликованы в справочнике «Зональная стратиграфия фанерозоя России» [2]. С середины 1970-х гг. дополнительные исследования отложений с силурийскими граптолитами на Урале не проводились;

поступление новых данных с образцами, отобранными при проведении ГДП-200, носило эпизодический характер.

Два последних десятилетия на Южном Урале совместными усилиями сотрудников лаборатории стратиграфии палеозоя Института геологии УФИЦ РАН и автора статьи ведутся систематические исследования разрезов силура с граптолитами. За 20 лет в регионе переизучено несколько известных разрезов, исследован ряд новых местонахождений, получен новый материал по граптолитам пограничных отложений ордовика–силура, лландовери, венлока, лудлова, проведена ревизия определений прошлых лет [3; 4; 5; 6; 7 и др.].

Поиск новых разрезов с граптолитами на Южном Урале – непростая задача, терригенные отложения нижнего палеозоя в регионе сильно дислоцированы и недостаточно фаунистически охарактеризованы. Из-за сложного геологического строения, осложненного тектоникой, непрерывные разрезы с граптолитами достаточно продолжительных стратиграфических интервалов силура в регионе практически не встречаются, в разрозненных местонахождениях удастся изучить только фрагменты последовательности, охватывающие одну-две граптолитовые зоны. При этом сохранность граптолитов в измененных метаморфизованных породах нередко плохая и осложнена деформацией.

В результате были переизучены старые разрезы на территории Башкортостана (Набиуллино, Максютово, Серменево), Оренбургской (Кувандык) и Челябинской (Варна) областей, найдены новые местонахождения в Западно-Зилаирской зоне (Кургашлы, Новосубхангулово, Кага–Верхний Авзян, руч. Черный Ключ), Восточно-Зилаирской зоне (Новоусманово, Надеждинский, р. Шанская (руч. Парфенов)), в зоне Уралтау (р. Тупаргас) и в Зауралье (р. Средний Тогузак). Накопленные данные позволяют уточнить, дополнить и детализировать региональную граптолитовую шкалу силура Южного Урала, создав надежную биостратиграфическую основу для решения актуальных задач по обновлению региональных стратиграфических схем.

Силурийские отложения западного и восточного склонов Урала, включая Южный Урал, сложены литологически разными типами разрезов, однако ассоциации силурийских граптолитов, хотя и имеют региональную специфику, в целом пандемичны, что позволяет построить для региона единую зональную граптолитовую шкалу (рис. 1).

ОСШ				Зональный стандарт по граптолитам для территории России [Постановления..., 2026]	Зоны по граптолитам западного и восточного склонов Урала [Стратиграфические..., 1993]	Зональная шкала по граптолитам Южного Урала (данная работа)
Система	Под- система	Отдел	Ярус			
СИЛУРИЙСКАЯ	Верхняя	Придольский		Istrograptus transgrediens – "Monograptus" bouceki	Istrograptus transgrediens	Istrograptus transgrediens
				Neocolonograptus lochkovenski – Neocolonograptus branikensis	?	?
				Neocolonograptus ultimus – Neocolonograptus parultimus	Neocolonograptus ultimus	Neocolonograptus ultimus
		Лудловский	Лудфордский	Formosograptus formosus	Formosograptus formosus	Formosograptus formosus
				Neocuculogr. kozlowskii/ Polonograptus podoliensis	?	?
				Интерзона Bohemograptus tenuis	Bohemograptus tenuis	Интерзона Bohemograptus tenuis
				Saetograptus leintwardinensis	Saetograptus leintwardinensis	Saetograptus leintwardinensis
		Горстий- ский		Lobograptus scanicus/ Saetograptus chimaera	Saetograptus chimaera	Saetograptus chimaera
				Neodiversograptus nilssoni/ Lobograptus progenitor	Neodiversograptus nilssoni	Neodiversograptus nilssoni/ Lobograptus progenitor
	Нижняя	Венлокский	Гомерский	Colonograptus ludensis	Colonograptus ludensis	Colonograptus ludensis
				Colonograptus deubeli – Colonograptus praedeubeli		Colonograptus deubeli – Colonograptus praedeubeli
				Pristiograptus dubius/ Gothograptus nassa		Pristiograptus dubius
				Cyrtograptus lundgreni/ Testograptus testis	Testograptus testis	Testograptus testis
		Шейнвудский		Cyrtograptus perneri – Cyrtograptus rigidus	Monograptus flemingii	Cyrtograptus rigidus
				Monograptus belophorus – Monograptus riccartonensis	?	?
				Cyrtograptus munchisoni		Cyrtograptus munchisoni
		Телличский		Cyrtograptus centrifugus	Cyrtograptus centrifugus	Cyrtograptus centrifugus
				Cyrtograptus lapworthi – Cyrtograptus insectus	Oktavites spiralis s.l.	Oktavites spiralis s.l.
				Oktavites spiralis		
				Monoclimacis griestoniensis		
				Spirograptus turriculatus – Streptograptus crispus	Spirograptus turriculatus	Spirograptus turriculatus – Streptograptus crispus
				Spirograptus guerichi		Spirograptus guerichi
		Аэронский		Stimulograptus sedgwickii	Stimulograptus sedgwickii	Stimulograptus sedgwickii
				Lituigraptus convolutus		
				Demirastrites triangulatus	Coronograptus gregarius	Demirastrites triangulatus
	Руддандский			Coronograptus cyphus	Cystograptus vesiculosus	Cystograptus vesiculosus
				Cystograptus vesiculosus		
				Akidograptus ascensus – Parakidograptus acuminatus	Parakidograptus acuminatus	?

Рис. 1. Зональная граптолитовая шкала Южного Урала (макет), скоррелированная с зональным граптолитовым стандартом России и последовательностью, принятой в последней Региональной стратиграфической схеме [1]

В 2025 г. МСК принят зональный граптолитовый стандарт силура ОСШ, разработанный специально для территории России [8; 9]. Предлагаемая для Южного Урала зональная шкала скоррелирована с общероссийским стандартом, а также с зональными подразделениями западного и восточного склонов Урала (включая Пай-Хой), принятыми в последних РРС [1]

(на рисунке они объединены в одну колонку, поскольку идентичны и отличаются только присутствием на западном склоне зоны *acuminatus*).

Как уже отмечалось выше, новые данные позволили повысить детальность граптолитовой шкалы Южного Урала в ряде интервалов (Рис. 1): на уровне нижней части телича выделены зоны *guerichi* и *turriculatus-crispus*, их непрерывная последовательность установлена в разрезе Максютото [6]; в верхах шейнвуда выделена зона *rigidus*, изученная в непрерывной последовательности с вышележащей зоной *testis* в разрезе Кага–Верхний Авзян (неопубликованные данные автора); верхняя часть гомера расчленена на три стандартные зоны – *dubius*, *deubeli-praedeubeli* и *ludensis*, установленные в разрезе Серменево [10]. Следует напомнить, что зональные виды *Colonograptus deubeli* (Jaeger) и *Col. praedeubeli* (Jaeger) известны также из скв. Буртинская-120 на территории Оренбургской области [11]. В основании шейнвуда выделена зона *murchisoni*, на основании опубликованных данных о находках зонального вида *Cyrtograptus murchisoni* (Carr.) в сакмарской свите в районе г. Кувандык [1].

При этом в шкале остаются интервалы, для уточнения и детализации которых необходимы дополнительные исследования. Комплексы зон *spiralis* s.l. и *centrifugus* изучены в нескольких местонахождениях (Кувандык, Новоусманово, Надеждинский, руч. Парфенов), однако имеющийся материал пока не дает оснований расчленить верхнюю часть телича более детально. Практически не изучена большая часть шейнвуда. По верхнему силуру новые данные получены только по горстийскому интервалу (руч. Черный Ключ, Варна), по граптолитам лудфорда и пржидоли дополнительной информации пока нет.

Основной проблемой силурийской стратиграфии Южного Урала остается установление нижней границы силура; отложения с граптолитами зоны *ascensus-acuminatus* в регионе до настоящего времени не установлены, поиски продолжаются. Следует отметить, что эта проблема не ограничена территорией Южного Урала – во всем Урало-Новоземельском регионе самые ранние слои лландовери с *Parakidograptus acuminatus* (Nich.) установлены только в оюской свите Пай-Хоя и в анненской свите на Новой Земле [1; 2]. Находки *Akidograptus ascensus* Davies – глобального граптолитового маркера границы силура – в регионе не известны, однако данный вид найден в Мугоджарах, на крайнем юге Уральских гор, на территории Казахстана вблизи границы с Россией [12].

На Южном Урале эталонным для региона разрезом ордовикско-силурийской границы долгое время считался разрез Набиуллино (Западно-Зилаирская зона), где граница проводилась по смене литологии и были определены граптолиты лландовери. Однако ревизия определений прошлых лет и послойный отбор граптолитов в новом пересечении Набиуллино-3 показали, что в разрезе присутствуют только граптолиты верхов ордовика, а граница систем находится стратиграфически выше и не приурочена к смене литологии [3; 4]. Перспективным на установление границы ордовика–силура остается разрез Максютото, где найдены рудданские конодонты, но граптолиты в этом разрезе присутствуют только на уровне телича [6].

Работа по совершенствованию зональной граптолитовой шкалы силура Южного Урала будет продолжена, но уже на современном этапе ее детальность и надежная корреляция с подразделениями граптолитового стандарта ОСШ позволяют использовать ее как основу биостратиграфического каркаса обновленных региональных стратиграфических схем, а также проводить корреляции любого уровня как в Урало-Новоземельском регионе, так и на всей территории России.

Список литературы

1. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГиГ УНЦ РАН. 1993.

2. Зональная стратиграфия фанерозоя России / Науч. ред. Т.Н. Корень. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. 256 с.
3. Суяркова А.А., Якупов Р.Р. Граница ордовика и силура на Южном Урале: новые данные по граптолитам (разрез Набиуллино, Западно-Зилаирская СФЗ) // Труды Палеонтологического общества / Отв. ред. С.В. Рожнов. М.: ПИН РАН, 2020. Т. III. С. 64-79.
4. Yakupov R.R., Suyarkova A.A., Krasnova E.A., Gorojanin V.M., Tolmacheva T.Yu., Mavrinskaya T.M. New data on Ordovician–Silurian boundary of the western slope of South Urals, Russia // Conference: 13th International Symposium on the Ordovician System: Contributions of International Symposium. At: Novosibirsk, Russia (July 19-22, 2019). P. 231–234.
5. Якупов Р.Р., Суяркова А.А. Позднеелландоверийские отложения западного склона Южного Урала и их корреляция по граптолитам // Палеонтология и совершенствование стратиграфической основы геологического картирования. Материалы LV сессии Палеонтологического общества (6-10 апреля 2009, г. С-Петербург). СПб, 2009. С. 171–172.
6. Якупов Р.Р., Рыскулова А.В., Матвеев В.А., Суяркова А.А., Мавринская Т.М. Лландоверийские терригенно-карбонатные отложения в разрезе Максютово (Южный Урал): результаты комплексного изучения (2026, в печати)
7. Артюшкова О.В., Суяркова А.А., Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. О возрасте черносланцевой варненской толщи в стратотипической местности // Геологический сборник № 9. Юбилейный выпуск. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2011. С. 19–27.
8. Суяркова А.А. Региональные зональные граптолитовые шкалы силура России: современное состояние // Палеозой России: проблемы региональной стратиграфии и межрегиональной корреляции. Материалы Всероссийского совещания с международным участием (11–14 ноября 2025 г., Институт Карпинского, Санкт-Петербург) СПб: ФГБУ «Институт Карпинского», 2025. С. 214–218.
9. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб: Изд-во ФГБУ «Институт Карпинского», 2026. №. 50. 57 с.
10. Bogolepova O.K., Donovan S.K., Harper D.A.T., Suyarkova A.A., Yakupov R.R., Gubanov A.P. New records of brachiopods and crinoids from the Silurian (Wenlock) of the Southern Urals, Russia // GFF, V. 140, No. 4, 2018. P. 323–331.
11. Koren T.N., Suyarkova A.A. *Monograptus deubeli* and *praedeubeli* (Wenlock, Silurian) in the Asian part of the former Soviet Union // Alcheringa, V. 18, 1994. P. 85–101.
12. Koren T.N., Rickards R.B. Taxonomy, phylogeny and evolution of the early Silurian diplograptids, Southern Urals, Kazakhstan London: Palaeontological Association, 1996. No. 54. 103 p.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФРАНСКОГО РАЗРЕЗА СЕВЕРНОГО ТИМАНА И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

О.П. Тельнова¹, П.А. Безносков¹, В.Н. Глинский²

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург

e-mail: Beznosov@geo.komisc.ru

На основе комплексных литологических и биостратиграфических исследований детально расчленена толща терригенных пород франского яруса в разрезах северо-западной части Северного Тимана [1]. Изученные разрезы охарактеризованы комплексами спор высших растений, макро- и микроостатками позвоночных. По палинологическим данным установлены доманиковский, ветласянский и сирачийский региональные горизонты (табл. 1). Палинокомплексы (ПК) по таксономическому составу наиболее близки к таковым из

одновозрастных отложений Южного и Среднего Тимана, для которых ранее была разработана схема палиостратиграфической зональности [5,11]. Выделенные в тиманских разрезах ПК четко коррелируются с комплексами спор из разрезов Центрального девонского поля (ЦДП), некоторые прослежены и в разрезах Главного Девонского поля (ГДП) [6,7].

Для франского интервала зональность по позвоночным была разработана на основании смены их комплексов в разрезах ГДП [4,9]. Эта зональность также частично прослеживается на Среднем и Южном Тимане [2,10]. Сведения о франских позвоночных Северного Тимана до недавнего времени оставались отрывочными и противоречивыми. Так, вид-индекс *Psammosteus* cf. *megaloptyx* указывался для верхнего течения р. Волонги, однако без точной стратиграфической привязки к разрезу [3], что затрудняло корреляцию местных стратонев с региональной шкалой. Нами этот вид встречен на побережье Чёшской губы в отложениях, содержащих ПК доманикового горизонта [1]. Ранее *Ps. megaloptyx* был установлен [8] из крайпольской свиты в бассейне р. Цильмы (Средний Тиман), также охарактеризованной ПК доманикового горизонта [11]. Кроме того, на Северном Тимане впервые для региона встречен другой вид-индекс позвоночных – *Bothriolepis maxima*. Сопутствующий ему ПК характеризует сирачойский горизонт. Палинологические данные позволили также уточнить стратиграфические интервалы распространения остатков псаммостеида *Psammosteus tchernovi* и антиарха *Bothriolepis volongensis*, известных только из разрезов Северного Тимана. Установлено, что первый из них характеризует доманиковый горизонт, второй – нижнюю часть сирачойского.

Таким образом, в результате проведенных исследований впервые для франского интервала северотиманской последовательности определены комплексы позвоночных, возраст которых подкреплён палинологическими данными. В составе сообществ отмечено несколько новых для региона таксонов, в том числе два вида-индекса. В целом, установленные комплексы позвоночных имеют больше общих таксонов с таковыми ГДП [1], нежели Среднего и Южного Тимана, либо других субрегионов Восточно-Европейской платформы. Учитывая тот факт, что именно разрезы ГДП наименее полно охарактеризованы палинологически, новые находки с Северного Тимана имеют важное стратиграфическое значение, так как позволяют сопоставлять разнофациальные разрезы и проводить межрегиональную корреляцию.

Результаты исследований демонстрируют необходимость комбинирования разных палеонтологических методов – палинологического и фаунистического. Особенно это важно для разрезов ГДП, детально охарактеризованных по разным группам фауны и содержащих очень редкие палинологические данные. Так, например, палинологические данные из франских отложений Северного Тимана, с учетом предыдущих результатов изучения комплексов спор плявиньского и дубниковского горизонтов ГДП [6, 7], уточняют корреляционную позицию северотиманского разреза в стратиграфической последовательности верхнедевонских отложений Восточно-Европейской платформы.

Таблица. 1

Сопоставление региональных подразделений франского яруса на Русской платформе (по спорам высших растений и позвоночным)

*XVI Межрегиональная научно-практическая конференция
«ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ БАШКОРТОСТАНА,
УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ», 2026, г. Уфа*

Ярус	Восточно-Европейская платформа (ВЕР), горизонты [Решение..., 1990]	Центральное девонское поле (ЦДП), горизонты [Решение..., 1990]	Главное девонское поле (ГДП), горизонты [Esin et al. 2000; Иванов и др., 2012]	Тимано-Печорский субрегион, горизонты [Меннер и др., 1989]									Биозоны		
				Южный Тиман			Средний Тиман			Северный Тиман			Палинозоны, Южный Тиман ○ [Тельнова, 2007]	Псаммоистеиды, ГДП ⊗ [Иванов и др., 2012; Глинский, Безносков, 2025; Glinitsky et al., 2026]	Плакодермы, ГДП ⊙ [Иванов и др., 2012]
ФРАНКСКИЙ	Воронежский	Воронежский	○ ⊗	Стипинский	○ ⊗	Памушский	○ ⊗	Сирачойский	○ ⊗	○ ⊗	○ ⊗	○ ⊗	<i>Membraculipora radiatus</i>	<i>Traquairiosteus falcatus</i>	<i>Bothriolepis maxima</i>
	Речицкий	Петинский	○ ⊗	Снежский	○ ⊗			Ветласянский	○		○	○ ⊗	<i>Cymbosporites vetlasiensis</i>		
	Семилукский	Семилукский	○ ⊗	Даугавский	○ ⊗			Доманиковский	○		○	○ ⊗	<i>Geminospora semilucensis</i> – <i>Perotriteles donensis</i>	<i>Psammosteus megalopteryx</i>	<i>Bothriolepis trauscholdi</i>
	Саргаевский	Саргаевский	○ ⊗	Дубниковский	○ ⊗			Устьярский «Саргаевский»	○ ⊗	○ ⊗	○ ⊗	○ ⊗	<i>Calypsopteris pseudodeliquescentis</i>	<i>Psammosteus maeandrinus</i>	<i>Bothriolepis cellulosa</i>
				Плявинский	○ ⊗										

Список литературы

- Безносков П.А., Тельнова О.П., Глинский В.Н. К стратиграфии франских отложений (верхний девон) Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 34, №1, 2026. С. 61–85. <https://doi.org/10.1134/S0869593825700376>
- Иванов А.О. Комплексы позвоночных и зоны верхнего живета и нижнего франа Восточно-Европейской платформы и Урала // Вестник геонаук, №1, 2023. С. 23–29. <https://doi.org/10.19110/geov.2023.1.3>
- Лукшевич Э.В., Сорокин В.С. Новый вид панцирных рыб рода *Bothriolepis* (Placodermi) из верхнего девона Северного Тимана // Палеонтологический журнал, № 4, 1999. С. 77–82.
- Лярская Л.А. Зоны и комплексы ихтиофауны в девоне Латвии // Очерки геологии Латвии. Рига: Зинатне, 1978. С. 64–76.
- Тельнова О.П. Миоспоры из средне-верхнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 136 с.
- Тельнова О.П. Палинологическая характеристика дубниковского горизонта (девон) в разрезе Изборский карьер (Псковская область) // Систематика организмов, ее значение для биостратиграфии и палеобиогеографии: материалы LIX сессии Палеонтологического общества при РАН. Санкт-Петербург, 2013. С. 120–122.
- Тельнова О.П. Первые палинологические данные из аматского и плявинского горизонтов Главного девонского поля // Литосфера, Т. 23, № 6, 2023. С. 970–981. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-970-981>
- Beznosov P.A., Glinitskiy V.N. Devonian Vertebrate Assemblages from the Tsilma River Section (Middle Timan) // Paleontological Journal, V. 58, Suppl. 4, 2024. P. S302–S328. <https://doi.org/10.1134/S0031030124601713>
- Esin D., Ginter M., Ivanov A., Lebedev O., Lukševičs E., Avkhimovich V., Golubtsov V., Petukhova L. Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, V. 223, 2000. P. 341–359.
- Ivanov A.O., Lukševičs E. Late Devonian vertebrates of the Timan // Daba un Muzejs, №6, 1996. P. 22–33.
- Tel'nova O.P., Shumilov I.Kh. Palynological characteristics of Givetian-Frasnian stratigraphic interval on the Southern and Middle Timan // Vestnik IG Komi SC UB RAS, №10, 2019. P. 23–27. <https://doi.org/0.19110/2221-1381-2019-10-23-27>

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА НА ШИРОТЕ Г. МАГНИТОГОРСК¹

А.М. Фазлиахметов

ООО НПЦ «Геостра», ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа
e-mail: famrb@mail.ru

На широте города Магнитогорск вдоль автотрассы д. Рыскужино – с. Аскарково – д. Идяш-Кускарово и на прилегающих к ней территориях обнажена практически непрерывная последовательность девонских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований Магнитогорской островной дуги (рис. 1). Поскольку разрез очень мощный (5–8 км), изменчивый, описан несколькими авторами [1, 3, 6, Павлов и др., 1980ф], ниже представлено тезисное изложение основных его особенностей и проблем. Стратиграфия приводится в соответствии с [1].

1. Нижний девон включает рыскужинскую толщу (тефроиды, мраморизованные известняки, кремни, возможно, порфириты) и аналоги баймак-бурибайской свиты (порфириты, тефроиды, шлаковые базальтовые агломераты, в кровле – красные яшмоиды). Граница между ними не определена – макроскопически и по геохимическим параметрам породы в целом близки. По результатам определения состава тефроидов и порфиритов методом ИСП-МС в 17 образцах, отобранных в области распространения нижнедевонских отложений, существенных отличий не установлено (рис. 2а).

Вулканогенные и вулканогенно-обломочные породы рыскужинской толщи и аналогов баймак-бурибайской свиты макроскопически схожи не только друг с другом, но и с породами вышележащей ирендыкской свиты. Картировать эти стратиграфические подразделения в условиях сложного тектонического строения и контрастных фациальных переходов весьма затруднительно. Подспорьем служат содержания редкоземельных элементов, по которым рассматриваемые породы в пересечении д. Рыскужино – с. Аскарково явно отличаются: породы ирендыкской свиты, по сравнению с нижнедевонскими, имеют более пологий спектр распределения РЗЭ (см. рис. 2а).

Важной особенностью нижнедевонских отложений является наличие известняков. На рассматриваемой территории закартировано два сложенных ими крупных тела – западное и восточное. На геологической карте масштаба 1:50 000 [Павлов и др., 1980ф] возраст их обозначен как лоховский на основании находок криноидей в западном теле. В 2013 году в восточном теле, в карьере Рыскужинского месторождения были обнаружены эмские конодонты [4]. Положение тел известняков в разрезе дискуссионное. Одни авторы полагают, что они залегают *in situ*, другие – придерживаются мнения об их оползневой природе.

2. Средний и верхний девон включает ирендыкскую (нижний эйфель), ярлыкаповскую (верхний эйфель), улутаускую (живет–нижний фран), мукасовскую (средний–верхний фран), биягодинскую (пограничный фран/фаменский интервал) и зилаирскую (фамен) свиты [1].

Отложения ирендыкской, улутауской и зилаирской свит сложены преимущественно монотонно переслаивающимися тефроидами среднего и/или основного состава. Гранулометрия отложений изменчива, преобладают псаммитовые разности, формирующие слои массивные или с градационной сортировкой мощностью от первых сантиметров до первых метров. Тефроиды разных свит и их отдельных уровней часто макроскопически схожи. Компонентный состав однообразен – однотипные зерна эффузивов, кристаллокластика плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки, соотношение которых незначительно меняется

¹ Доклад подготовлен в связи с планами Оргкомитета конференции провести полевую экскурсию вдоль автотрассы Рыскужино – Аскарково – Идяш-Кускарово.

от свиты к свите (рис. 2в, г) [3]. Отличия по геохимическим параметрам более явные. Например, по содержанию редкоземельных элементов от древних отложений к молодым постепенно увеличивается отношение легких лантаноидов к тяжелым (рис. 2б), что отражает эволюцию Магнитогорской островной дуги.

Среди тефроидов типичны прослои кремней и кремнистых алевролитов. Они формируют как отдельные прослои мощностью от первых миллиметров, так и пачки в несколько метров. В целом, их роль в разрезе невелика. Вулканиды среднего и основного состава типично встречаются в ирендыкской свите. Скорость седиментации тефроидов – 200–300 мм/тыс. лет [2].

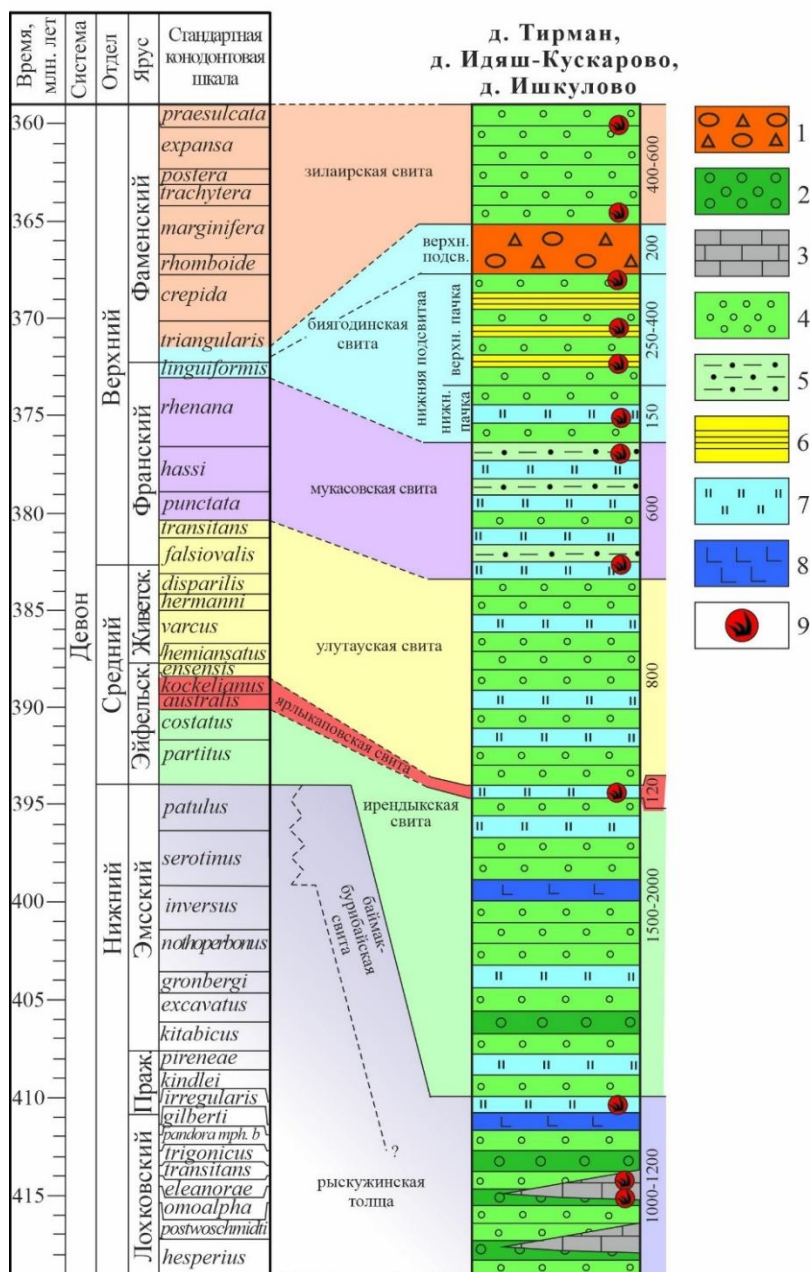


Рис. 1. Литологическая колонка средне-верхнедевонских отложений по профилю д. Тирман – д. Идяш-Кускарово – д. Ишкулово в сопоставлении с конодонтовой шкалой по [7]

Условные обозначения: 1 – псефитолиты с обломками грубее 10 мм; 2 – псефитолиты с размером обломков 2–10 мм; 3 – известняки; 4 – песчаники; 5 – алевролиты; 6 – аргиллиты и глинистые сланцы; 7 – кремни и яшмы; 8 – базальты и андезитобазальты; 9 – находки конодонтов по [1, 4]

вулканогенные комплексы – улутауская свита и её эффузивные аналоги. Мощность линзы в районе д. Идяш-Кускарово – 200 м. На север и на юг линза выклинивается на расстоянии в несколько километров.

Худолазовская линза сложена граувакками, реже – полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми граувакками. Обломки пород представлены кислыми вулканитами, кварцитами, серицитовыми, серицит-хлоритовыми, мусковитовыми и другими сланцами. Реже встречаются кремнистые и кремнисто-глинистые породы, вулканиты среднего и основного состава, серпентиниты. Мощность 250–400 м. По простиранию на север линза не прослежена, на юг на расстоянии 25 км её мощность возрастает до 1700 м. Скорость седиментации достигала 1500 мм/тыс. лет [5].

Обломочные породы биягодинской свиты существенно отличаются от тефроидов ирендыкской, улутауской и зилаирской свит по составу, генезису и скорости седиментации. Учитывая эти особенности и стратиграфическое положение биягодинской свиты, её формирование соотносится с глобальным геологическим событием рубежа франского и фаменского веков [3, 5]. Повсеместное падение уровня моря, по всей видимости, привело к субаэральному размыву осушенных участков и лавинному поступлению продуктов размыва в глубоководные зоны.

Исследования выполнены в рамках государственной бюджетной темы ИГ УФИЦ РАН №НИОКТР FMRS – 2025–0013 «Фанерозой Южного Урала и прилегающих территорий: стратиграфия, корреляция, палеонтология, основные события и геологические процессы».

Список литературы

1. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
2. Фазлиахметов А.М. Первые результаты расчета скоростей седиментации отложений среднего и верхнего девона Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий, № 9, 2012. С. 59–60.
3. Фазлиахметов А.М. Средне-верхнедевонские песчаники Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки, Т. 163, №1, 2021. С. 88–114.
4. Фазлиахметов А.М., Артюшкова О.В. Условия формирования раннеэмских известняков восточного склона Южного Урала по геохимическим данным // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра: материалы 12 Уральского литологического совещания, Екатеринбург, 22–23 октября 2018 года. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого, 2018. С. 355–359.
5. Фазлиахметов А.М. Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 1. Краткая характеристика отложений // Геологический вестник, № 2, 2020. С. 3–23.
6. Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Москва: Издательство Академии наук, 1963. С. 87–160.
7. Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. The Devonian Period // The Geological Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 559–601.
8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ., 42, 1989. P. 313–345.

МИКРОТЕРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАСКАДНОЙ ГАЛЕРЕИ ПЕЩЕРЫ ШУЛЬГАН-ТАШ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.Г. Яковлев

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: a_jakovlev@mail.ru

Пещера Шульган-Таш (Каповая) – всемирно известный археологический памятник с палеолитической наскальной живописью, находится в 3,7 км южнее д. Гадельгареево (Бурзянский район Республики Башкортостан) (рис. 1)

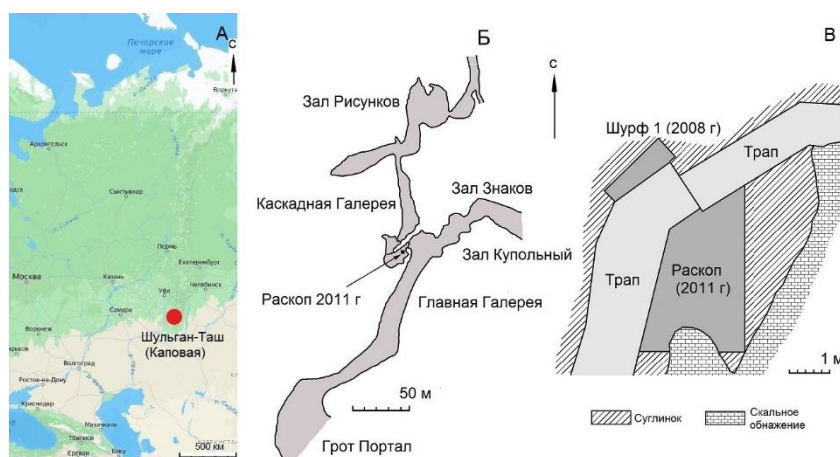


Рис. 1: А – расположение пещеры Шульган-Таш (<https://yandex.ru/maps>); Б – схема пещеры Шульган-Таш с местонахождением раскопа 2011 г; В – планы шурфа 1 (2008 г) и раскопа (2011 г) на уступе Каскадной галереи; Б и В по В.Г. Котову [1] с изменениями

Палеомикротериологически пещеру изучали И.Е. Кузьмина и Н.И. Абрамсон [2]. Из отложений археологических раскопов 1983–1984 гг. на первом этаже пещеры были определены немногочисленные остатки рукокрылых, насекомоядных, зайцеобразных и грызунов, по которым были установлены палеоэкологические условия в окрестностях пещеры в позднем неоплейстоцене и голоцене. В 2008 г. из отложений шурфа, заложенного В.Г. Котовым на уступе Каскадной галереи на втором этаже пещеры, было отобрано 103 экз. определимых костей мелких млекопитающих. Установлено, что отложения верхней части шурфа накапливались от позднего неоплейстоцена до среднего голоцена, а отложения нижней части – в позднем неоплейстоцене [3].

Таким образом, отложения уникального археологического памятника пещера Шульган-Таш в палеомикротериологическом плане слабо изучены. Поэтому любые новые данные по фауне мелких млекопитающих отложений пещеры являются актуальными.

В 2011 г. В.Г. Котовым (2014) были проведены археологические раскопки в пещере Шульган-Таш на первом уступе Каскадной галереи (Балкон) (рис. 1). Уступ возвышается от пола Главной галереи на 12–15 м. Опробование отложений раскопа проводилось В.Г. Котовым. Отбор костных остатков мелких млекопитающих из полученного концентрата и определение выполнены автором статьи.

Раскопом 2011 г. вскрыты следующие слои.

1. Гумусированный суглинок, заполненный мелким щебнем известняка, фрагментами натечных пещерных образований, древесным углем и современным мусором..... 0,01–0,05 м
2. Светло-бурый тяжелый суглинок со щебнем известняка и фрагментами натечных пещерных образований..... 0,01–0,05 м

3. Темно-бурый средний суглинок с щебнем известняка и фрагментами
натечных пещерных образований 0,4 м
4. Светло-бурый тяжелый суглинок с крупным щебнем известняка..... 0,1–0,2 м
5. Белесый суглинок с мелким щебнем и крупными глыбами известняка..... 0,05–0,1 м
6. Серовато-серый суглинок, вскрытая мощность 0,1 м
Всего из местонахождения получено 6248 определимых костных остатков мелких
млекопитающих (табл. 1).

Таблица 1

Таксономический состав мелких млекопитающих из отложений раскопа в Каскадной галерее пещеры
Шульган-Таш

Таксоны	Слои					
	1	2	3	4	5	6
<i>Talpa europaea</i> Linnaeus, 1758	7*	3	-	1	-	-
<i>Crocidura leucodon</i> (Hermann, 1780)	-	-	1	-	-	-
<i>Crocidura suaveolens</i> (Pallas, 1811)	-	1	1	-	-	-
<i>Sorex</i> sp.	6	21	18	2	2	-
Chiroptera	307	929	973	321	43	14
<i>Ochotona pusilla</i> (Pallas, 1769)	15	36	55	31	17	123
<i>Lepus</i> sp.	7	18	20	34	30	115
<i>Spermophilus</i> sp.	2	2	3	7	2	-
<i>Marmota bobak</i> (Müller, 1776)	1	-	-	3	6	16
<i>Sicista</i> sp.	1	-	-	-	-	-
<i>Allactaga major</i> (Kerr, 1792)	1	1	1	2	1	4
<i>Cricetus cricetus</i> Linnaeus, 1758	13	26	19	-	6	-
<i>Allocricetulus eversmanni</i> Brandt, 1859	-	2	1	-	-	-
<i>Cricetulus migratorius</i> Pallas, 1773	3	5	13	33	24	69
<i>Lemmus sibiricus</i> Kerr, 1792	-	-	-	-	-	1
<i>Dicrostonyx torquatus</i> Pallas, 1778	-	-	-	-	1	1
<i>Craseomys rufocanus</i> Sundevall, 1846	2	-	2	-	-	-
<i>Myodes glareolus</i> Schreber, 1780	-	3	-	-	-	-
<i>Myodes rutilus</i> Pallas, 1779	-	-	1	-	-	-
<i>Myodes</i> sp.	12	18	27	6	-	1
<i>Ellobius talpinus</i> Pallas, 1770	1	12	26	2	3	2
<i>Lagurus lagurus</i> Pallas, 1773	37	48	60	76	69	330
<i>Eolagurus luteus</i> Eversmann, 1840	1		1	1	1	7
<i>Arvicola amphibius</i> (Linnaeus, 1758)	10	41	62	41	3	1
<i>Alexandromys oeconomicus</i> (Pallas, 1776)	6	13	21	11	2	5
<i>Microtus (Stenocranius) gregalis</i> Pallas, 1779	15	25	41	51	48	294
<i>Microtus arvalis</i> (Pallas, 1779)	19	35	56	11	7	4
<i>Microtus agrestis</i> (Linnaeus, 1761)	1	9	8	4	1	2
<i>Microtus</i> ex gr. <i>arvalis-agrestis</i>	1	5	4	-	1	2

<i>Microtus</i> sp.	58	120	171	88	68	666
<i>Apodemus uralensis</i> (Pallas, 1811)	-	4	1	1	-	-
<i>Apodemus agrarius</i> (Pallas, 1771)	1	-	-	-	-	-
<i>Apodemus ex gr. uralensis-agrarius</i>	1	8	5	1	-	-
<i>Mustela nivalis</i> (Linnaeus, 1766)	-	6	6	2	1	7
<i>Mustela erminea</i> (Linnaeus, 1758)	1	2	-	-	-	-
	529	1393	1597	729	336	1664

Кости значительно фрагментированы и имеют светло-серую или светло-коричневую окраску. Вероятно, накопление костных остатков происходило в результате жизнедеятельности хищных птиц.

В более ранних отложениях раскопа (слои 5–6) преобладают остатки степных пеструшек, узкочерепных полевок, зайцев, пищух, серых хомячков. Определены немногочисленные кости рукокрылых и сурка. Обнаружены единичные кости бурозубок, сусликов, большого тушканчика, обыкновенного хомяка, сибирского и копытного леммингов, лесных полевок, обыкновенной слепушонки, желтой пеструшки, водяной полевки, полевки-экономки, обыкновенной и темной полевок и ласки.

В отложениях слоев раскопа 1–4 преобладают остатки рукокрылых. Определены кости бурозубок, пищухи, зайцев, обыкновенного хомяка, серого хомячка, лесных полевок, обыкновенной слепушонки, степной пеструшки, водяной полевки, полевки-экономки, узкочерепной полевки и обыкновенной полевки. Единичны находки костей обыкновенного крота, белобрюхой и малой белозубок, сусликов, сурка, большого тушканчика, хомячка Эверсмана, красно-серой, рыжей и красной полевок, желтой пеструшки, темной полевки, полевой и малой лесной мышей, ласки и горностая.

Остатки видов, характерных для лесных биотопов, более многочисленны в 1–4 слое, а степных видов – в 5–6 слоях.

По видовому составу и количеству остатков видов мелких млекопитающих, выявленных в разных слоях раскопа 2011 г можно предположить, что отложения 1–4 слоев накапливались в раннем голоцене, а 5–6 слоев – в конце позднего неоплейстоцена.

Таким образом, впервые из рыхлых отложений культурных слоев палеолитического памятника пещеры Шульган-Таш получены репрезентативные данные по мелким млекопитающим. Работы по изучению полученного костного материала из раскопа 2011 г продолжаются.

Автор благодарит с.н.с. ИИЯЛ УФИЦ РАН д.и.н. В.Г. Котова за предоставленный первичный материал (концентрат) с костями мелких позвоночных из пещеры Шульган-Таш.

Работа выполнена по госконтракту FMRS-2025-0013.

Список литературы

1. Котов В.Г. Исследования многослойной палеолитической стоянки в пещере Шульган-Таш (Каповой) // Проблемы археологии эпохи камня: к 70-летию Валентины Ивановны Беляевой: Сборник научных статей. СПб: Издательство С.-Петербур. Гос. ун-та, 2014. С. 120–141. (Труды исторического факультета С.-Петербур. Гос. ун-та. Т. 18).
2. Кузьмина И.Е., Абрамсон Н.И. Остатки млекопитающих в Каповой пещере на Южном Урале // Пещерный палеолит Урала: материалы международной конференции. Уфа: Принт, 1997. С. 124–127.
3. Яковлев А.Г. Новые находки мелких млекопитающих в культурном слое пещеры Шульган-Таш (Каповая) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: материалы 9-ой Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа, 19–22 ноября, 2012 г. Уфа: ДизайнПресс, 2012. С. 67–68.

3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕН-ПОРФИРОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ИРЕНДЫКСКОЙ СВИТЫ ИЗ РАЗРЕЗА ЯРЛЫКАПОВО

Е.Н. Горожанина, А.М. Косарев, Г.Т. Шафигуллина, В.М. Горожанин
Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН,
г. Уфа
e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Ирендыкская свита, сложенная вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами большой мощности (более 2 км), относится к островодужным комплексам известково-щелочного типа, слагающим хребты Ирендык, Крыкты, Узункыр в западной части Магнитогорской зоны. Особенностью ирендыкской свиты является наличие в ее составе значительного количества пироксен-порфировых базальтов и андезибазальтов (порфиритов), содержащих крупные хорошо ограненные кристаллы клинопироксена нескольких генераций.

В 4 км южнее д. Ярлыкапово по правому и левому берегу р. Большой Кизил наблюдаются скальные выходы пироксен-порфировых базальтов с характерной подушечной отдельностью. Они относятся к верхней части ирендыкской свиты и залегают под яшмами ярлыкаповской свиты эйфельского яруса среднего девона. Здесь, у д. Ярлыкапово В.А. Масловым [5] выделен стратотипический разрез ярлыкаповской свиты. Эти яшмы содержат конодонты зон *australis* и *kockelianus* и по возрасту сопоставляются с колчеданоносной карамалыташской свитой [1, 5], относящейся к контрастной формации, формировавшейся на стадии интрадугового спрединга [2]. Толща пироксен-порфировых базальтов согласно перекрывается серо-зелеными яшмоидами, переходящими в сургучно-красные яшмы. Местами зеленые яшмовидные осадки образуют карманы в межподушечном пространстве в лавах. Мощность толщи базальтов от 10 до 50 м. Особенности строения лавовой толщи – подушечное строение, отсутствие миндалин в базальтах и гиалокластитовых образований, указывают на глубоководные условия [3].

На западном склоне горы Байдаган пироксен-порфировые базальты залегают на вулканомиктовых турбидитах верхней толщи ирендыкской свиты, сложенной ритмично-слоистыми тефрогенными и вулканомиктовыми песчаниками и алевропелитами. На контакте лавовой толщи клинопироксен-порфировых базальтов и перекрывающих яшм залегает субвулканическое лакколитообразное тело габбро-диабазов, мощностью около 100 м и длиной 1,3 км. Диабазы внедрились по границе между порфировыми базальтами и перекрывающими яшмами ярлыкаповского горизонта. Они вскрыты скважиной 567, пробуренной на данном участке (рис. 1). В нижнем контакте диабазов с порфиритами отмечается зоны эпидотизации. По простирацию на север диабазы выклиниваются из разреза и яшмы ярлыкаповской свиты согласно налегают на лавы порфировых базальтов. Диабазовые тела этого типа закартированы и к югу, а также в восточной Узункырской структуре. По химическому составу диабазы относятся к толеитовым базальтам Na-типа с пониженным содержанием калия, умеренной глиноземистостью и железистостью. Минералогически и петрогеохимически они являются аналогами толеитовых базальтов карамалыташской формации, обнажающихся в расположенной восточнее Юлдашевской структуре. Пироксен-порфировые подушечные лавы в разрезе у д. Ярлыкапово относятся к магнезиальным низкокалиевым базальтам с пониженным содержанием титана и литофильных элементов и повышенным хрома. По

составу они сопоставимы с базальтовыми порфиритами, характерными для ирендыкской свиты, отличаясь пониженным содержанием литофильных элементов (рис. 2).

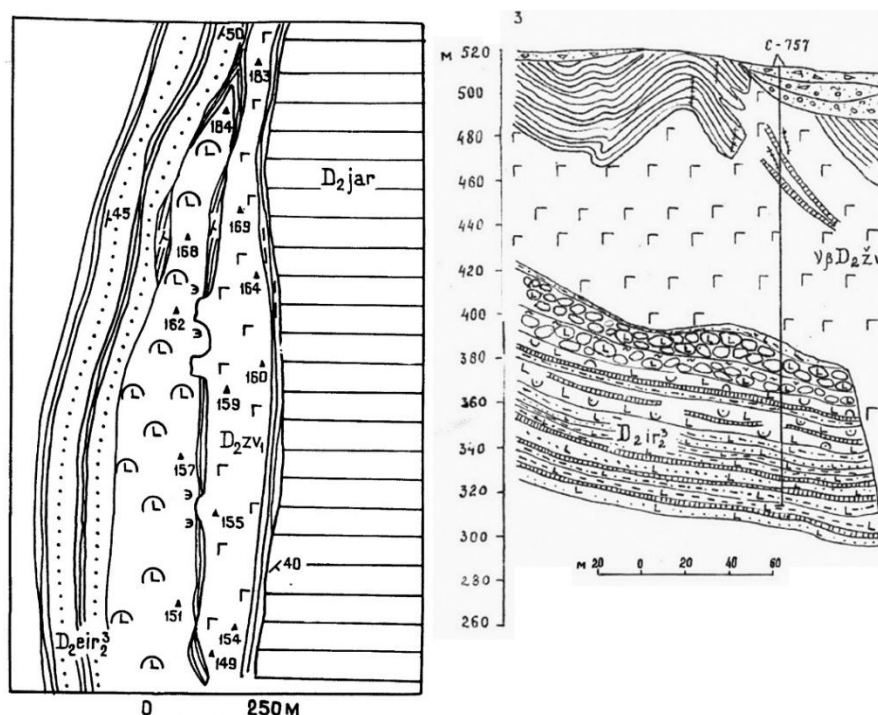


Рис. 1. Схема геологического строения участка горы Байдаган (а) и разрез (б) по скважине [Павлов и др., 1988ф.]

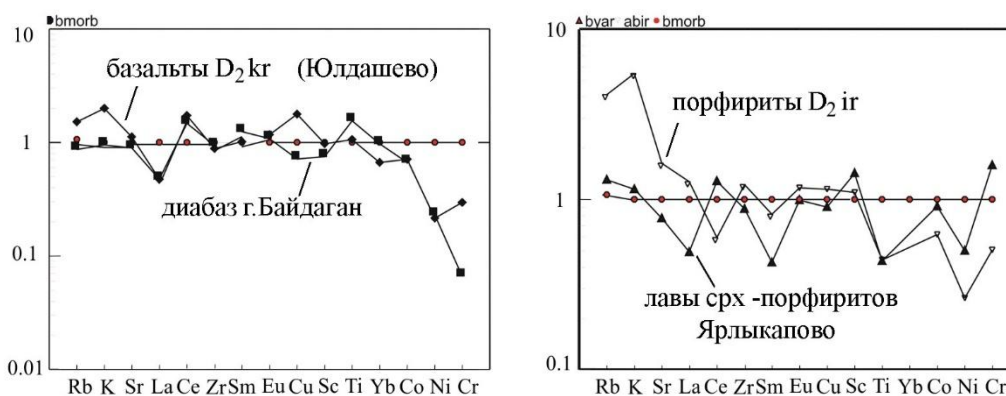


Рис. 2. Сравнение геохимических особенностей диабазов г. Байдаган и клинопироксен-порфировых лав из разреза Ярлыкапово

Петрографо-минералогические особенности базальтов проявлены в виде сериально-порфировой структуры с преобладанием вкрапленников клинопироксена (30-50% породы), наличие трех генераций клинопироксеновых вкрапленников (3-5 мм – до 8 мм, 2-3 мм и менее 1 мм). Плагинкраз альбитизирован, размер вкрапленников 0,1-0,2 мм до 1 мм, содержание – менее 20%, часто встречаются гломеропорфировые сростки. Основная масса имеет разную степень кристалличности и меняется от интерсертальной вблизи центра «подушки» до пилотакситовой и гиалопилитовой ближе к краю, сложена микролитами плагинкраз, уралитом, хлоритом и рассеянными зернами эпидота. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, уралитом, кварцем, окислами железа, отмечается развитие карбоната по плагинкразу.

При микрозондовых исследованиях в клинопироксенах были обнаружены включения зерен хромшпинелида, состав которого соответствует высокохромистому хромиту. Сравнение с хромитами из бонинитов баймак-бурибайской свиты [4] показывает их высокую хромистость (Cr# 0,8–0,9) и железистость (Mg# 0,3–0,4), меньшее содержание окиси алюминия (около 7 мас. %) и магния (7,5 мас. %).

Изучение состава клинопироксеновых вкрапленников показало наличие относительно однородного по составу темного ядра, обрамленного тонкой светлой каймой. Состав клинопироксеновых вкрапленников варьирует от эндиопсида $Wo_{42}En_{51}Fs_8$ в центральной части к авгиту $Wo_{40}En_{48}Fs_{11}$ в узкой кайме. Содержание Cr_2O_3 составляет 0,3–0,7 мас. %. В отдельных кристаллах-вкрапленниках наблюдается диапсидовое ядро неправильной формы с неровными резорбированными краями, обрамленное светлой авгитовой каймой кристаллографических очертаний. Такой характер зональности может свидетельствовать о смешении разных типов магм и сложной эволюции состава расплава. Обогащение алюминием более поздних порций расплава может быть связано с дифференциацией исходного магматического расплава, что характерно для известково-щелочных вулканических серий Камчатки и Урала [8]. Зональность клинопироксеновых вкрапленников выражена в увеличении железистости, содержания титана и алюминия, уменьшения содержания кальция, магния и хрома в краевой части кристаллов и отражает эволюцию расплава за счет кристаллизационной дифференциации при падении температуры на поздних стадиях кристаллизации. Ядра диопсидового состава резко отличаются от краевых зон, возможно, они сформировались в других условиях – из расплавов близких к составу родоначальных магм, формировавшихся из обогащенного клинопироксеном мантийного источника, что подтверждается присутствием микрозерен хромита, по составу более близкого к хромитам из анкарамитов [7].

Излияния магнезиальных клинопироксен-порфировых базальтов предшествовали внедрению толеитовых диабазов карамалыташского типа. Особенности состава порфиров отражают условия их образования. Порфировые структуры говорят о пониженной проницаемости коры, высокая магнезиальность – о тугоплавком составе первых выплавок. Зональность клинопироксеновых вкрапленников указывает на возможность процесса смешения выплавок разного состава – более легкоплавких железистых и более тугоплавких – магнезиальных, формировавшихся при более высоких давлениях и температуре или захвате ксенокристаллов из первичного источника.

Эти данные указывают на рифтогенную природу ранних выплавок клинопироксен-порфировых вулканитов, формировавшихся на стадии перехода от островодужного вулканизма к задуговому – интрадуговому спредингу.

Список литературы

1. Артюшкова О.В. Девонские конодонты из вулканогенно-кремнистых отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 2014. 152 с.
2. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин., А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, З.И. Родичева, М.В. Рыкус, В.И. Сначев. М.: Наука, 1992. 197 с.
3. Горожанина Е.Н. Ирэндыкский островодужный (порфировый) комплекс среднего девона Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1991. 22 с.
4. Косарев А.М., Светов С.А., Чаженина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. Бонинитовые вариолиты бурибайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования // Литосфера, Т.18, №2, 2018. С. 246–279.
5. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

6. Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др. Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УфНЦ РАН, 1993. 216 с.
7. Пушкарев Е.В., Готтман И.А. Состав порфировых вкрапленников хромшпинелида в клинопироксеновых порфиритах ирендыкской свиты на Южном Урале как индикатор анкарамитовой природы вулканогенных пород // Вестн. Урал. отд. РМО, №. 13, 2016. С. 112–120.
8. Сазонова Л.В., Носова А.А., Наркисова В.В., Горожанина Е.Н., Косарев А.М. Особенности зональности клинопироксенов из вулканитов (на примере девонских базальтоидов Магнитогорского прогиба, Южный Урал) // Записки ВМО, ч. СХХХ, № 6, 2001. С. 78–92.

БИОТИТ НИКОЛАЙШОРСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Ю. В. Денисова

*Институт геологии ФИЦ КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар
e-mail: yulden777@yandex.ru*

Биотит является одним из наиболее распространённых и петрологически информативных темноцветных минералов гранитоидов. Его химический состав, варьирующий в широком диапазоне содержаний Fe, Mg, Al, Ti, летучих компонентов (F, Cl, OH), фиксирует термодинамические параметры кристаллизации магматического расплава, что позволяет реконструировать окислительно-восстановительные условия, устанавливать давление, температуру при образовании этой слюды, оценить роль флюидной фазы в процессе магматической эволюции. В частности, соотношения $Fe/(Fe+Mg)$ чувствительны к изменениям температуры и щелочности расплава, высокие концентрации Ti и F указывают на глубинные высокотемпературные обстановки, повышенные значения глинозёмистости нередко свидетельствуют о коровом источнике вещества. Кроме того, биотит выступает индикатором постмагматических метасоматических преобразований. Замещение биотита хлоритом, эпидотом или мусковитом отражает наложенные гидротермальные процессы, а перераспределение редких элементов (Li, Rb, Cs, Sn, W) в структуре минерала часто коррелирует с рудогенерирующими системами [7, 10].

Целью представленной работы является выявление особенностей химического состава биотита из гранитов Николайшорского массива и оценка термических условий его кристаллизации.

Николайшорский массив (рис. 1) расположен в юго-восточной части Приполярного Урала, в бассейнах ручья Николайшор. Он представляет собой вытянутое в северо-северо-западном направлении согласное пластовое тело длиной около 4 км и шириной 1,5 км. Массив пространственно ассоциируется с гнейсами няртинского метаморфического комплекса и является автахтонным образованием. Граниты массива представляют собой серовато-зеленые и серые среднезернистые, часто порфировидные породы гнейсовидного облика. Все разновидности сильно катаклазированы. По минеральному составу они относятся к лейкогранитам [1–6].

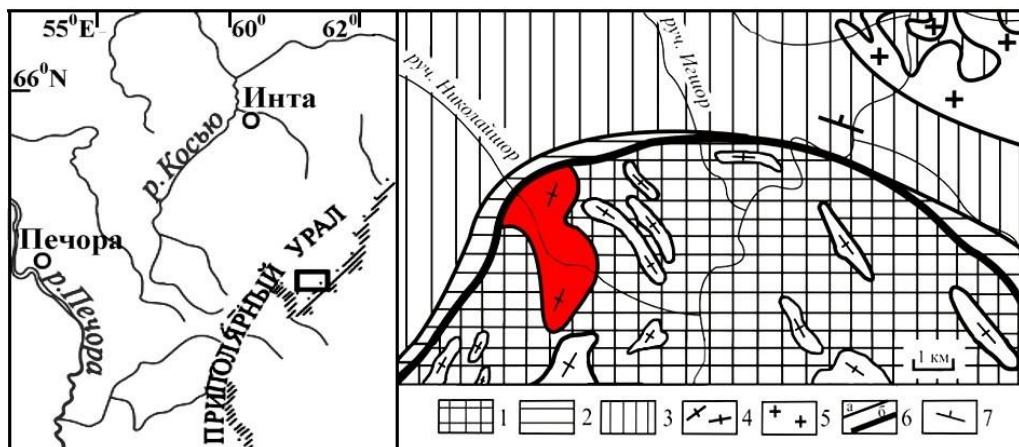


Рис. 1. Николайшорский массив (Приполярный Урал). 1 – няртинский гнейсовый комплекс (PR₁); 2 – шокурбинская свита (RF₁); 3 – пуйвинская свита (RF₂); 4 – граниты николайшорского комплекса (PR₁); 5 – граниты кожимского комплекса (RF₃); 6 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 7 – элементы залегания плоскостных структур

Для изучения гранитов Николайшорского массива были изготовлены прозрачные шлифы, оптическое исследование которых под поляризационным микроскопом БиОптик СР-400 позволило диагностировать биотит и выявить его морфологические особенности. Химический состав минерала был определён путём исследования аншлифов на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 (ЦКП «Наука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН, аналитик Е.М. Тропников).

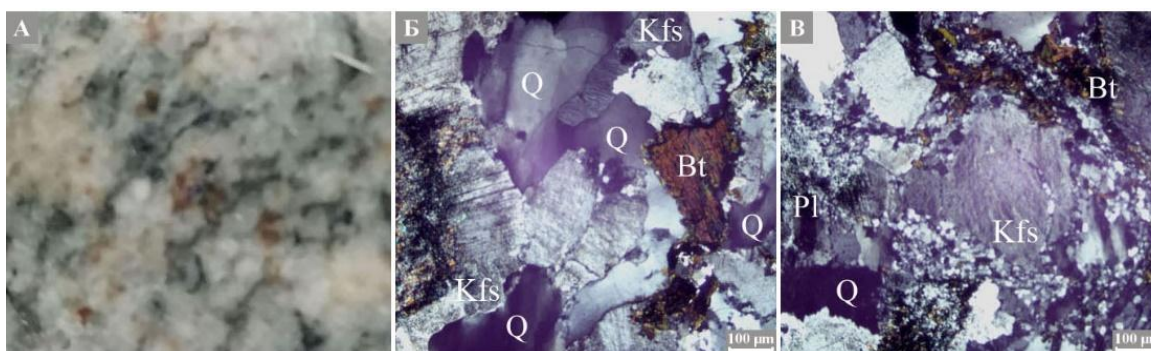


Рис. 2. Биотит Николайшорского массива. Аншлиф (А) и шлифы (Б, В с анализатором) породы. Минералы (по ФГУП «ВСЕГЕИ»): Pl – плагиоклаз, Kfs – КФШ, Q – кварц, Bt – биотит, Mu – мусковит

В изученных гранитах отчетливо диагностируются две генерации биотита, различающиеся по условиям образования, морфологии и оптическим свойствам. Первичный (магматический) биотит (рис. 2Б) представлен крупными (до 0,5–9,0 мм) изометричными чешуйками с четкими прямолинейными контурами, характеризующимися интенсивным плеохроизмом от золотисто-желтого до насыщенно-бурого или темно-зеленого. Минерал обычно располагается между зернами калиевого полевого шпата и кварца, нередко содержит включения акцессорных минералов (апатит, циркон, рутил) и имеет прямое угасание. Вторичный биотит (рис. 2В) развивается исключительно по первичному в виде неравномерных зон замещения, тяготеющих к краям зерен, трещинам спайности и участкам дробления. Слюда характеризуется ослабленным плеохроизмом, пониженным двупреломлением, часто сопровождается выделениями рудных минералов (магнетит, лейкоксен) и ассоциирует с хлоритом, мусковитом или эпидотом.

В результате проведенного исследования установлено, что первичный магматический биотит характеризуется стандартным для гранитов химическим составом: SiO₂ – 34,5–36,2

мас.%, FeO – 18,7–20,3 мас.%, MgO – 5,8–7,2 мас.%, TiO₂ – 2,8–3,5 мас.%, Al₂O₃ – 14,1–15,6 мас.%. Вторичный биотит отличается повышенными содержаниями MgO (8,5–10,2 мас.%) и пониженными FeO (16,0–17,8 мас.%), что указывает на его формирование в условиях более высокой температуры.

Температурный диапазон кристаллизации биотита определен по Ti-геотермометру Ли и Занга [11], который учитывает Fe и R и рекомендован для гранитов, в отличие от классического термометр Ti-насыщения [9], выведенного для графитсодержащих перлюминиевых метapelитов с ильменитом и рутилом. Применение геотермометра Генри к гранитам без оговорок приводит к систематическому занижению температур на 50–200 °C.

Расчёт геотермометра показал, что температура кристаллизации первичного биотита составляет 648–698 °C, тогда как для вторичного она соответствует интервалу 798–888 °C. Полученные данные свидетельствуют о том, что вторичный биотит сформировался в результате воздействия на уже затвердевший гранит высокотемпературных наложенных процессов, предположительно, связанных с глубинными флюидами.

Таким образом, в гранитах Николайшорского массива установлены две генерации биотита. Первичный биотит кристаллизовался при 648–698 °C. Вторичный биотит обогащён MgO и обеднён FeO, его температура кристаллизации составляет 798–888 °C, что указывает на воздействие высокотемпературных наложенных процессов.

Список литературы

1. Денисова Ю. В. Петрохимические особенности гранито-гнейсов Николайшорского массива (Приполярный Урал) // Известия Коми НЦ УрО РАН, № 3, 2021. С. 32–40. DOI 10.19110/1994-5655-2021-3-32-40.
2. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
3. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера, № 11, 2008. С. 25–38.
4. Удоратина О. В., Кобл М. А., Шуйский А. С., Капитанова В. А. Гранитоиды няртинского блока (Приполярный Урал): новые данные // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 9, 2019. С. 23–32. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-9-23-32.
5. Удоратина О. В., Куликова К. В., Шуйский А. С., Соболева А. А., Андреичев В. Л., Голубева И. И., Капитанова В. А. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с/
6. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
7. Barrière M., Cotten J. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites // Contr. Mineral. and Petrol, V. 70, 1979. P. 183–192. DOI: 10.1007/BF00374447
8. Douce A. E. P. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability // Chemical Geology, V. 108, 1993. 133–162.
9. Henry D. J., Guidotti C.V., Thomson J. A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // American Mineralogist, V. 90, No. 2–3, 2005. P. 316–328. DOI: 10.2138/am.2005.1498
10. Samadi R., Torabi G., Kawabata H., Miller N.R. Biotite as a petrogenetic discriminator: Chemical insights from igneous, meta-igneous and meta-sedimentary rocks in Iran // Lithos, V. 386–387, 2021. 106016.
11. Li X., Zhang C. Machine Learning Thermobarometry for Biotite-Bearing Magmas Journal of Geophysical Research: Solid Earth, V. 127, No. 9, 2022. e2022JB024137. DOI: 10.1029/2022jb024137

ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАЛЫЙ КАРАН (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГИЯ РУД И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

С.Е. Знаменский

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Золоторудное месторождение Малый Каран расположено в зоне Главного Уральского разлома на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. В настоящее время ООО «Каран-Александровское» начата его эксплуатация карьером с использованием метода кучного выщелачивания. В этой связи изучение месторождения имеет не только научное, но практическое значение.

Месторождение локализовано в пределах Малокаранско-Александровской золотоносной площади, которая в структурном отношении представляет собой узел пересечения разрывных нарушений трех возрастных групп (от ранних к поздним): 1) тектонической пластины вулканогенно-осадочных пород неизвестного возраста, ограниченной зонами серпентинитового меланжа Аушкульского и Малокумачинского взбросо-надвигов юго-восточного падения; 2) системы магматических дуплексов растяжения, относящихся к региональной Нуралино-Вознесенско-Буйдинской сдвиговой зоне близмеридионального простирания; 3) левосдвиговой зоны северо-западного направления [3]. В пределах площади известно еще несколько рудопроявлений золота близких по составу руд и окolorудных метасоматитов к месторождению Малый Каран.

Вулканогенно-осадочные породы подверглись в пределах площади интенсивным динамометаморфическим и гидротермальным изменениям. На относительно слабо дислоцированных участках они представлены кремнистыми туффитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками с обломками плагиоклаза и хлоритизированным цементом основного состава.

Магматические дуплексы выполнены телами сиенитов Балбукского комплекса позднепалеозойского возраста. Для них характерна порфировая структура, обусловленная наличием вкрапленников плагиоклаза. По-видимому, во вкрапленниках присутствовала также роговая обманка. На это указывает призматическая форма некоторых псевдоморфоз хлорита. Основная масса состоит из мелкозернистого агрегата плагиоклаза, местами содержащего биотит и крайне редко калиевый полевой шпат.

Главной рудоконтролирующей структурой Малокаранско-Александровской площади служит северо-западная зона левого сдвига. В ее пределах на ступенчатом перекрытии граничных Малокаранского и Северо-Александровского разломов образовался сдвиговой дуплекс растяжения, нарушенный серией разрывов запад-северо-западного простирания. Этот дуплекс вмещает основную часть проявлений золота площади. Месторождение Малый Каран приурочено к одноименному сдвигу. Он состоит из трех систем разрывов продольного северо-западного и диагонального запад-северо-западного и север-северо-восточного направлений, образующих разломную зону мощностью около 150 м. В морфологическом отношении разрывные нарушения представляют собой зоны интенсивного расщепления и милонитизации. К этой системе этих разрывов приурочены основные рудные тела месторождения – линейные зоны эйситов, содержащие сульфидно-карбонат-кварц-альбитовые штокверки. Следует отметить, что одним из первых исследователей месторождения Н.И. Бородаевским [1] они были выделены в качестве альбититов.

По нашим наблюдениям, эйситы образовались по расщепленным и милонитизированным породам, обогащенным плагиоклазом, главным образом, по сиенитам. На отдельных участках в них сохранились реликты сланцеватой текстуры, подчеркиваемой

распределением минералов эйситов, а также рекристаллизованные и альбитизированные фенокристаллы плагиоклаза эдукта. Скорее всего, эйситы сформировались на заключительных стадиях сдвиговых деформаций, тогда как сопровождающая их штокверковая минерализация – в период релаксации [2].

По данным оптических и электронно-микроскопических исследований, породообразующими минералами эйситов являются альбит, карбонат, кварц и апатит. К акцессорным минералам относятся монацит, рутил, фторкарбонаты, алланит и циркелит. Кроме того, в виде реликтов присутствуют калиевый полевой шпат (ортоклаз) и флогопит. Эйситы насыщены вкрапленностью пирита и повсеместно пронизаны альбитовыми, карбонат-альбитовыми и карбонат-альбит-кварцевыми прожилками и жилами с пиритом, апатитом, баритом и баритоцелестином. Пирит обычно содержит включения перечисленных выше нерудных минералов, а также галенита, халькопирита, сфалерита, самородного высокопробного золота обогащенного Ag, и иногда молибденита. Самородное золото обнаружено также в карбонат-кварцевых прожилках. Карбонат в эйситах и в прожилках представлен агрегатами кальцита и доломит-анкерита. Оценка Р-Т параметров кристаллизации парагенезиса кальцит–доломит-анкерит с помощью геотермобарометра А.С. Таланцева [6] показала, что карбонат в эйситах кристаллизовался при $T=355-316\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=1,05-0,77\text{ кбар}$, а в прожилках при $T=323-307\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=0,76-0,6\text{ кбар}$. Апатит в эйситах и сопровождающих их прожилках представлен фторсодержащей разновидностью.

Вторым типом метасоматических пород, распространенным на месторождении, являются березит-листвениты. Они сформировались позднее эйситов. Гидротермальные изменения этого типа происходили в процессе возобновившихся сдвиговых деформаций небольшой интенсивности [2]. Березит-лиственитовым изменениям подверглись в основном динамометаморфизованные породы, слагающие крылья разрывов с эйситовой минерализацией. Здесь окончательно сформировались разнообразные по составу сланцы и местами бластомилониты с полосчатой, линзовидно-полосчатой и плейчатой-полосчатой текстурой. В зонах эйситов возникли секущие прожилки хлорит-слюдистого состава. Основными минералами березит-лиственитов являются К-слюда, хлорит и кварц. В подчиненном количестве присутствует карбонат. Акцессорные минералы представлены рутилом, монацитом, апатитом и таленитом. Как правило, в березит-лиственитах присутствует вкрапленность пирита. Другие сульфиды и самородное золото в них не обнаружены.

Наиболее распространенным минералом березит-лиственитов является К-слюда, которая представлена изоморфным рядом фенгит–фуксит. В количественном отношении преобладает фенгит. Вторым по распространенности является хлорит. По химическому составу он разделяется на рипидолит, пикнохлорит и клинохлор. Температура образования рипидолита, оцененная с помощью хлоритового геотермометра [7], составляет $303-317\text{ }^{\circ}\text{C}$, пикнохлорита – $270-300\text{ }^{\circ}\text{C}$, клинохлора – $262-287\text{ }^{\circ}\text{C}$. Карбонат представлен доломит-анкеритом и крайне редко кальцитом с содержанием MgO до 0,33 %. По данным доломит-кальцитового геотермобарометра А.С. Таланцева [6], формирование карбоната происходило при $T=273\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=0,47\text{ кбар}$.

Метасоматические процессы происходили на месторождении Малый Каран в условиях «волнового» характера (по терминологии В.Н. Сазонова [4]) изменения К/Na отношения во флюиде во времени. С ранним калиевым метасоматозом связано формирование в зонах рудовмещающих разломов калиевого полевого шпата и флогопита. Масштабы проявления калиевого метасоматоза не ясны. Дальнейшая эволюция минералообразующей системы осуществлялась в условиях натриевого метасоматоза, приведшего к формированию главным образом в разломных зонах минеральной ассоциации, типоморфной для эйситов. Наиболее поздние из изученных метасоматических пород – березит-листвениты имеют площадное развитие и образовались под действием калиевых флюидов. Мы предполагаем, что

метасоматические породы месторождения Малый Каран являются производными одного флюида, состав которого в условиях падения Р-Т параметров эволюционировал во времени.

Согласно В.Н. Сазонову и В.А. Коротееву [5], промышленное золотое оруденение для эйситов Урала не характерно. Обычно они являются промежуточными коллекторами для Au. Вместе с тем на Урале известны примеры месторождений, на которых золото имеет генетическую связь с эйситами, в частности, на месторождении Кумак (Южный Урал). Судя по данным опробования, на месторождении Малый Каран именно эйситы и сопровождающая их штокверковая минерализация являются основным носителем золота. Содержание в них золота в отдельных пробах достигают 10 г/т [2]. В березит-лиственитах оно составляет первые десятки г/т. На это указывает также наличие в эйситах и прожилках свободного золота и его отсутствие в березит-лиственитах.

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0014

Список литературы

1. Бородаевский Н.И. Материалы по геологии месторождений золота и меди Учалинского и Миасского районов. Башкирский РГФ, 1933. 144 с.
2. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
3. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.) Структурный контроль и перспективы поисков золотого оруденения в зоне Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома (Южный Урал) // Георесурсы, № 1, 2016. С. 68–74.
4. Сазонов В.Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов. Екатеринбург: УрО РАН, УГГГА, 1998. 181 с.
5. Сазонов В. Н., Коротеев В. А. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала (геологическая позиция, зональность, минералогическая, химическая и текстурно-структурная трансформация эдуктов и прогностическое значение). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.
6. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.
7. Kranidiotis P., MacLean W.H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Econ. Geol., V. 82, 1987. P. 1898–1911.

ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕКОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ОБЬ-ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

П.Д. Котлер

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
e-mail: pkotler@yandex.ru*

Восточный Казахстан является одним из ключевых регионов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), где широко проявлены процессы островодужного магматизма, аккреции и коллизии, связанные с эволюцией Палеоазиатского океана. Сложное геологическое строение территории обусловлено длительным и многоэтапным развитием, включавшим формирование вулканоплутонических поясов, накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ и внедрение многочисленных интрузивных комплексов различного состава и возраста. Обь-Зайсанская или Иртыш-Зайсанская складчатая область, сформировалась при закрытии фрагмента Палеоазиатского океана (Обь-Зайсанского океана) в позднем палеозое. При этом до сих пор остаются дискуссионными вопросы взаимного

расположения континентальных блоков, размеров океанического бассейна, возраста и типа коллизии. Особое место в структуре этой складчатой системы занимает Жарма-Саурская зона, которая представляет собой палеоостроводужную зону, в которой происходили последние этапы субдукции коры Обь-Зайсанского океана непосредственно перед его окончательным закрытием. Структурно-вещественные комплексы Жарма-Саурской зоны прорываются большим количеством раннекаменноугольных и раннепермских гранитоидов. Раннекаменноугольный магматизм, который сформировался при закрытии фрагмента Палеоазиатского океана в данном регионе и объединяется в саурский комплекс или серию, будет предметом дискуссии в данной работе.

Ранее интрузивы саурской серии разделялись исследователями на 2 комплекса: саурский габбро-гранитный комплекс и бугазский гранитный комплекс. Разделение комплексов происходило в соответствии с геологическими данными, согласно которым были описаны дайковые пояса, секущие породы саурского комплекса и срезаемые гранитами бугазского комплекса [1]. Однако позднее, при проведении геологического картирования и доизучения площадей рассматриваемые породы были объединены в один саурский комплекс. Рассматриваемые массивы расположены на северо-востоке Воронцовской подзоны Жарма-Саурской зоны. Бугазский массив протяженностью более 20 км расположен на западе от Саркульского грабена. Гранитоиды Бугазского массива прорывают более ранние габброиды саурского комплекса. В состав массива так же входят дайки основного и среднего состава («межгранитный» дайковый комплекс), а также постгранитные дайки габбро-долеритового и гранит-порфирового состава, свидетельствующие о многоритмичном характере магматической активности. Курайлинский гранитный массив протяженностью всего около 4 км расположен на северо-востоке от Бугазского массива в самой западной части Воронцовской подзоны [1]. Для уточнения вопроса об объединении этих комплексов в единый саурский были отобраны образцы, относящиеся как к саурскому так и ранее существовавшему бугазскому комплексу.

По петрографическим характеристикам гранитоиды разделены на три типа: крупнозернистый кварцевый монцодиорит, порфировидный биотитовый гранит и амфибол-биотитовый порфировидный гранодиорит. Причем биотитовые граниты относятся к ранее существовавшему бугазскому комплексу, а монцодиориты и гранодиориты к саурскому. На диаграммах, построенных на основе петрохимических данных все три разновидности пород ложатся в общий тренд дифференциации. Однако по содержанию редких элементов породы ныне саурского комплекса делятся на 2 группы: (1) гранодиориты и монцодиориты; (2) граниты. Граниты характеризуются более низким содержанием РЗЭ относительно гранодиоритов и монцодиоритов. Данное разделение соответствует их принадлежности к разным комплексам: бугазскому, породы которого имеют более низкие концентрации РЗЭ и саурскому, имеющего более высокие концентрации.

Согласно результатам, U-Pb изотопного датирования циркона, массивы Воронцовской подзоны Жарма-Саурской зоны сформировались в узком временном интервале – 330–326 млн лет. Следует также отметить, что возраст формирования габброидов саурского комплекса также оказался идентичным с рассматриваемыми гранитоидами – 330±2 млн лет [2]. Согласно данным [3] этот этап соответствует времени завершения субдукционных процессов (340–370 млн лет) в пределах Жарма-Саурской дуги и, вероятнее всего отвечает началу коллизионных процессов.

Измеренные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ для гранитоидов имеют положительные значения и варьируют в пределах от +5,55 для гранита из Бугазского массива до +7,12 для Курайлинского гранодиорита. Значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ для монцонита занимает промежуточное положение между ними $\epsilon\text{Nd}(t)=+5,75$, модельный возраст которых $\text{TNd}(\text{DM})=613$ млн лет. Для гранодиорита $\text{TNd}(\text{DM})=499$ млн лет, $\text{TNd}(2\text{DM})=509$ млн лет. А для гранитов значения $\text{TNd}(\text{DM})$ от 610 до 632 млн лет, $\text{TNd}(2\text{DM})$ от 630 до 640 млн лет. Для вмещающих надсубдукционных

базальтов кояндинской свиты $\epsilon\text{Nd}(t)$ имеют также положительные значения от +4,48 до +6,76, модельные возраста $\text{TNd}(\text{DM})$ от 701 до 788 млн лет и $\text{TNd}(2\text{DM})$ от 560 до 773 млн лет. Рассмотренные гранитоиды саурского комплекса сопоставимы по изотопному составу с вмещающими их надсубдукционными вулканитами кояндинской свиты, а также осадочными породами Жарма-Саурской зоны.

Для построения петрологической модели формирования рассматриваемых гранитоидов было проведено геохимическое моделирование процессов дифференциации основных пород, входящих в саурскую серию. Численное моделирование дифференциации магматических расплавов осуществлялось при помощи программного пакета MELTS, который представляет собой термодинамическую модель, позволяющую рассчитывать равновесия жидкость–твердая фаза в силикатных системах при различных температурах и давлениях. Моделирование показало, что процесс дифференциации базитовых расплавов позволяет получить всю серию пород от габбро до гранодиорита. Однако не позволяет получить породы, соответствующие по составу гранитам, поскольку для них характерны значения SiO_2 выше 70 мас. %, а содержания в модельных расплавах составляют не более 66 масс.%. Таким образом для объяснения петрогенезиса этих гранитов требуется привлечение механизма частичного плавления коровых субстратов.

Для проведения численного моделирования частичного плавления были подобраны все известные статьи, содержащие в себе эксперименты по частичному плавлению горных пород аналогичных по составу потенциальным протолитам. Из литературных источников были выбраны 72 экспериментов по частичному плавлению, в которых происходило плавление метабазитов, схожих с предполагаемым протолитом гранитоидов. Из отобранных статей были взяты составы реститовых фаз и условия плавления для дальнейшего моделирования. Моделирование производилось согласно уравнению частичного плавления $\text{Cl} = \text{Co} / (\text{F}^* (1 - \text{Dr}) + \text{Dr})$, где Cl и Co – концентрации элемента в расплаве и источнике, F – степень плавления (количество расплава) (в частях от 1) и Dr – суммарный коэффициент распределения рестит/расплав на момент отделения расплава.

Численное моделирование показало, что гранодиориты и монцодиориты саурского комплекса сформировались в ходе магматической дифференциации базитовых расплавов при давлениях около 2 кБар, в то время как формирование гранитов бугазского комплекса связано с процессами частичного плавления габбро-кумулятов при давлениях свыше 15 кБар. Формирование гранитоидов происходило в относительно небольшой временной интервал после завершения надсубдукционного вулканизма и предшествовало появлению молассовых отложений (башкирский–московский ярусы, 323–310 млн лет) [3]. Высокое давление плавления метабазитового протолита (≈ 15 кбар) может отражать коллизионное утолщение коры до 45–50 км в результате закрытия океанического бассейна и последующей коллизии/аккреции дуги с окраиной Сибирского континента. Также плавление коры сопровождалось внедрением базитовых расплавов с их последующей дифференциацией. В качестве механизма формирования рассматриваемых пород можно предположить механизм отрыва слэба с последующим апвеллингом горячей астеносферы, что вызвало нагрев основания утолщенной коры с частичным плавлением метабазитовых пород низов островодужной коры с синхронным внедрением базитовых расплавов.

Работы выполнены при финансовой поддержке фонда РНФ (Грант № 24-77-10050).

Список литературы

1. Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.

2. Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В. Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // Геосферные исследования, № 2, 2019. С. 6–26.
3. Penkina V.A., Kotler P.D., Safonova I.Y., Khromykh S.V., Perfilova A.A., Kulikova A.V., Galimullin I.A. Evolution of the Northeastern Margin of the Kazakhstan Paleocontinent: Results of a Petro-Geochemical Study of Sedimentary and Volcanogenic-Sedimentary Rocks of the Zharm-Saur Island Arc Zone // Geotectonics, V. 58, No. 3, 2024. P. 321–343.

У-СОДЕРЖАЩИЙ ЦИРКОН ИЗ ЭКЛОГИТОВ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА: СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

Е.В. Кушманова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

e-mail: e.v.kushmanova@mail.ru

Неркаюский метаморфический комплекс расположен на восточном склоне Приполярного Урала. В его составе преобладают гранат-слюдяные кристаллические сланцы, гранат-барруазитовые амфиболиты и эклогиты, а также продукты их низкотемпературного диафтореза [1, 2]. Эклогиты сложены преимущественно омфацитом и гранатом пироп-гроссуляр-альмандинового состава; в подчиненном количестве присутствуют амфибол, кварц, альбит, эпидот, апатит, циркон и рудные минералы.

Циркон является одним из наиболее информативных акцессорных минералов метаморфических пород благодаря способности сохранять особенности состава и внутреннего строения, связанные с различными этапами их формирования и преобразования. Наряду с основными компонентами в его составе могут присутствовать Y, REE, Hf, U и Th, распределение которых используется для характеристики условий и процессов образования и преобразования циркона [3, 4]. Особый интерес представляют закономерности распределения Y и REE как в составе самого циркона, так и в ассоциирующих с ним минеральных фазах.

Цель настоящей работы — охарактеризовать химический состав и особенности строения циркона из эклогитов неркаюского комплекса, состав его минеральных включений и особенности распределения Y и Y-REE-содержащих фаз.

Изучено 70 зерен циркона из эклогитов неркаюского комплекса. Морфология, внутреннее строение, минеральные включения и типохимические особенности минерала изучались на электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитики Тропников Е.М., Шуйский А.С.). Все анализы выполнены в ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Исследованные цирконы характеризуются морфологическим разнообразием. Встречаются субдиоморфные и ксеноморфные зерна, изометричные и удлиненные фрагменты, относительно цельные кристаллы и сильно трещиноватые либо фрагментированные зерна, вплоть до мозаичных агрегатов. Степень трещиноватости и фрагментации существенно варьирует. При этом четких морфологических различий между Y-содержащими цирконами и цирконами без установленного Y не выявлено: форма, степень удлинения, трещиноватость и сохранность зерен не обнаруживают очевидной зависимости от содержания Y.

Характерной особенностью большей части исследованных цирконов является наличие разнообразных минеральных включений. Их количество и размеры варьируют от единичных относительно крупных включений до многочисленных микронных фаз, рассеянных по большей части кристалла. Среди силикатных включений установлены кварц, альбит, эпидот,

амфибол, хлорит, слюды и гранат; присутствуют также апатит, ксенотим, титанит и сульфиды. Отдельную группу образуют высококонтрастные в BSE акцессорные фазы, содержащие Y, REE, Th и U: установлены иттриалит, Th-, U-Th- и V-Th-содержащие фазы, REE-содержащий эпидот, ксенотим, а также Nb- и Y,V-содержащие разновидности титанита. Встречаются полифазные включения и тесные срастания нескольких минералов. Как Y-содержащие цирконы, так и цирконы без установленного Y могут содержать разнообразные включения; отчетливой зависимости их общего количества от содержания Y в цирконе не установлено.

Таким образом, Y и REE в исследованных цирконах связаны не с одной минеральной фазой. Наличие ксенотима, REE-содержащего эпидота и отдельных Y- и REE-содержащих Ti-фаз свидетельствует о нескольких формах концентрации этих элементов, в том числе включений иттриалита — Y-REE-содержащего силикатного минерала. Иттриалит обнаружен в значительной части исследованной выборки и нередко представлен несколькими микровключениями в пределах одного кристалла. Кроме того, его присутствие часто сочетается с повышенным содержанием Y в самом цирконе.

Иттриалит представлен преимущественно микронными включениями, хорошо различимыми в BSE благодаря высокому контрасту. В отдельных цирконах многочисленные включения рассеяны по значительной части зерна (рис. 1а). При этом закономерной приуроченности иттриалита к трещинам, границам зерен или другим нарушениям циркона не установлено.

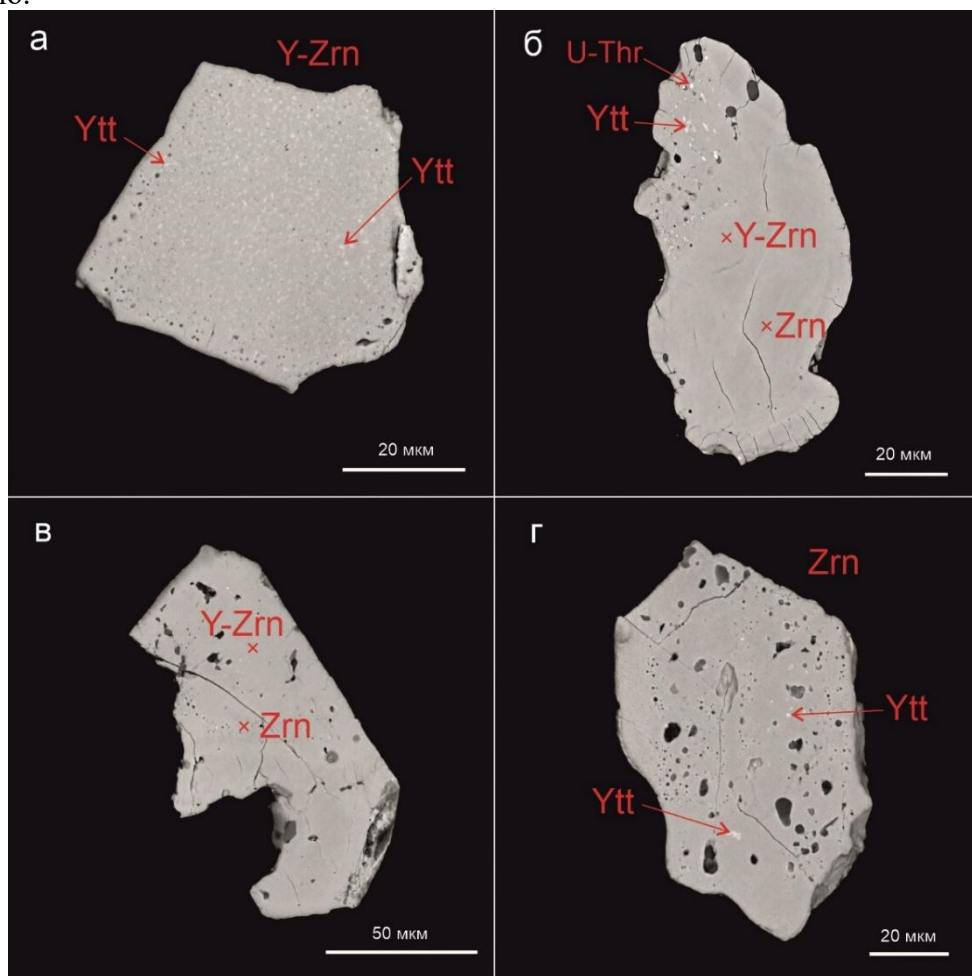


Рис. 1. Особенности строения и распределения Y и иттриалита в цирконах из эклогитов неркаюского комплекса: а — Y-содержащий циркон с многочисленными включениями иттриалита; б — циркон с Y-содержащим и без установленного Y участками и включениями иттриалита; в — циркон с Y-содержащим и без установленного Y участками, иттриалит не установлен; г — циркон без установленного Y с включениями иттриалита. Условные обозначения: Zrn — циркон; Y-Zrn — Y-содержащий циркон; Ytt — иттриалит, U-Thr — урановый торит

В связи с малыми размерами включений иттриалита электронный пучок при анализе нередко захватывал часть вмещающего циркона. Для таких анализов оценивалась доля циркона и проводился пересчет состава иттриалита с учетом состава вмещающего его зерна. После пересчета формульные коэффициенты иттриалита составляют $Si = 1,93\text{--}2,02$; $Y = 0,59\text{--}0,81$; $Th = 0,02\text{--}0,23$ а.ф.е. Для него характерно присутствие тяжелых редкоземельных элементов, в том числе Dy, Er и Yb.

Химический состав самих цирконов варьирует прежде всего по содержанию Y. В Y-содержащих разновидностях содержание Y_2O_3 составляет 0,67–3,16 мас. %, $SiO_2 = 31,05\text{--}32,75$ мас. %, $ZrO_2 = 61,33\text{--}66,32$ мас. %, $HfO_2 = 0,83\text{--}1,89$ мас. %. Y-содержащие цирконы и цирконы без установленного Y в целом близки по содержаниям основных компонентов, однако первые характеризуются большей вариабельностью состава; наиболее обогащенные Y анализы имеют пониженные содержания ZrO_2 . Отчетливой зависимости между содержаниями Y_2O_3 и HfO_2 не выявлено.

Из 70 изученных зерен 32 представлены Y-содержащим цирконом, а иттриалит выявлен в 33 зернах. Для 56 зерен определен состав самого циркона: в 22 случаях совместно установлены Y-содержащий циркон и иттриалит; в 10 – Y-содержащих зернах иттриалит не обнаружен; в 5 цирконах без установленного Y присутствует иттриалит; еще в 19 зернах не установлены ни Y в цирконе, ни иттриалит. В остальных 14 зернах состав циркона не определялся. Таким образом, Y-содержащие разновидности составляют 57,1 % проанализированных зерен, иттриалит установлен в 68,8 % Y-содержащих цирконов и в 47,1 % всей изученной выборки.

Установлена внутрикристаллическая неоднородность распределения Y. В трех зернах в пределах одного кристалла установлены Y-содержащие участки и участки, в которых Y не обнаружен. В двух таких цирконах присутствует иттриалит (рис. 1б), тогда как в одном он не установлен (рис. 1в). Следовательно, неоднородность распределения Y внутри циркона существует независимо от наличия самостоятельной Y-содержащей фазы.

Совместное присутствие Y-содержащего циркона и иттриалита в большей части Y-содержащих зерен указывает на связь между обогащением циркона Y и присутствием самостоятельной Y-REE-содержащей фазы. Однако эта связь не является однозначной: определены как Y-содержащие цирконы без иттриалита, так и цирконы без установленного Y, содержащие его включения (рис. 1г). В сочетании с внутрикристаллической неоднородностью это может свидетельствовать о перераспределении Y и REE между цирконом и самостоятельными Y-REE-содержащими фазами в ходе формирования и последующего преобразования минерала.

Таким образом, исследованные цирконы характеризуются разнообразием морфологии, степени сохранности и минеральных включений, однако морфология, трещиноватость и общая насыщенность включениями не разделяют Y-содержащие разновидности и цирконы без установленного Y. Y и REE представлены несколькими формами концентрации как в самом цирконе, так и в его включениях: Y входит в структуру циркона, иттриалита, ксенотима, REE-содержащего эпидота и других Y–REE-содержащих акцессорных фаз. Иттриалит отличается широкой распространенностью и частой ассоциацией с Y-содержащим цирконом. Неоднородное распределение Y внутри отдельных кристаллов, наличие различных Y–REE-содержащих фаз и отсутствие закономерной связи иттриалита с трещиноватостью зерен свидетельствуют о сложном характере распределения и возможного перераспределения Y и REE в ходе формирования и метаморфического преобразования эклогитов неркаюского комплекса.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия) по теме: «Глубинное строение, геодинамическая

*эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология
Тимано-Североуральского сегмента литосферы» № 122040600012-2.*

Список литературы

1. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
2. Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Потапов И.Л., Панфилов А.В. Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, Т. 238, № 10, 2014. С. 22–27.
3. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, V. 53, 2003. P. 27–62. DOI: 10.2113/0530027
4. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // Chemical Geology, V. 184, 2002. P. 123–138. DOI: 10.1016/s0009-2541(01)00355-2

ОСОБЕННОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ НА ПРИМЕРЕ МАССИВОВ БОГБАСУ, ИКЧУКА И ДЮКАЛИ

Б.Б. Левочский^{1,2}, Д.В. Левочская², Д.С. Толкачева³, Т.Ю. Якич³

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²Якутский филиал АО «Полиметалл УК», г. Хабаровск

³Томский политехнический университет, г. Томск

e-mail: yakichtu@tpu.ru

Изучение ультрабазит-базитовых массивов Хабаровского края (Центрально-Сихотэ-Алинская складчатая система) (рис. 1) представляет как значительный научный, так и практический интерес. С одной стороны, в их строении и вещественном составе зафиксированы последовательные стадии тектоно-магматической перестройки литосферы, эволюция магматических расплавов и взаимодействие мантийного субстрата с коровым материалом; с другой стороны они обладают высоким потенциалом в отношении Cu-Ni-Pt оруденения. В этой связи комплексное минералого-геохимическое изучение подобных объектов приобретает двойную значимость: во-первых, оно позволяет детализировать механизмы мантийно-корового массообмена, а во-вторых, создаёт основу для региональных металлогенических построений. При этом, невзирая на внешнее сходство минеральных ассоциаций, вопросы формационной принадлежности и оценка рудного потенциала массивов Богбасу (~ 20 км²), Икчука (~ 16 км²) и Дюкали (~ 30 км²) до сих пор не получили однозначного решения [3]. Целью настоящей работы является реконструкция условий становления этих массивов на основе анализа геохимических особенностей отдельных минералов-индикаторов.

Массивы Богбасу, Икчука и Дюкали приурочены к различным глубинным разломным структурам, контролирующим их морфологию и внутреннее строение. Массив Богбасу локализован в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (шва) левосторонней сдвиговой кинематики на сочленении Западного Сихотэ-Алинского синклиория и Центрального Сихотэ-Алинского антиклиория; ультрабазитовые тела имеют линзовидную форму и связаны с оперяющими разломами северо-восточного простирания (рис. 1). Массив Икчука пространственно и генетически сопряжён с зоной широтного Гурского разлома и на севере контактирует со складчатыми образованиями Тумнинской подзоны Восточно-Сихотэ-

Алинской структурно-формационной зоны (рис. 1). Массив Дюкали приурочен к серии сближенных взбросов близмеридионального простирания Анюйско-Таунгинской системы разломов и граничит с терригенными отложениями Анюйской подзоны Центрально-Сихотэ-Алинской и Лужинской подзоны Восточно-Сихотэ-Алинской структурно-формационных зон (рис. 1.). Все три массива датируются ранним мелом ($\approx 135\text{--}130$ млн лет) [5] и относятся по мнению ряда авторов [1; 5] к единому гурскому базит-ультрабазитовому комплексу. Вмещающими породами массивов служат сложнодислоцированные терригенные и кремнисто-терригенные толщи триас–юрского возраста, а контакты с ними повсеместно крутопадающие и тектонически осложнённые [1; 5]. Важным фактором, определившим минералого-петрографический облик изучаемых массивов, стало тепловое воздействие на них сближенных во времени и пространстве высокоглиноземистых гранитов, сопровождающих ультрабазит-базитовые серии и формирующих по мнению отдельных авторов [1] единые комплексы. Несмотря на дифференцированный характер этого влияния, обусловленный различиями в термической истории становления массивов, тепловое воздействие коровой составляющей универсальным образом отразилось на всех типах вторичного преобразования как породообразующих, так и рудных минералов.

Для определения химического состава отдельных минералов-индикаторов, отражающих особенности становления и формационной принадлежности изучаемых массивов использованы методы оптической и сканирующей электронной микроскопии с ЭДС, для количественной расшифровки минеральных ассоциаций – рентгенофазовый анализ, для молекулярно-структурной диагностики слоистых силикатов – ИК-Фурье спектроскопия на базе лабораторий Томского политехнического университета.

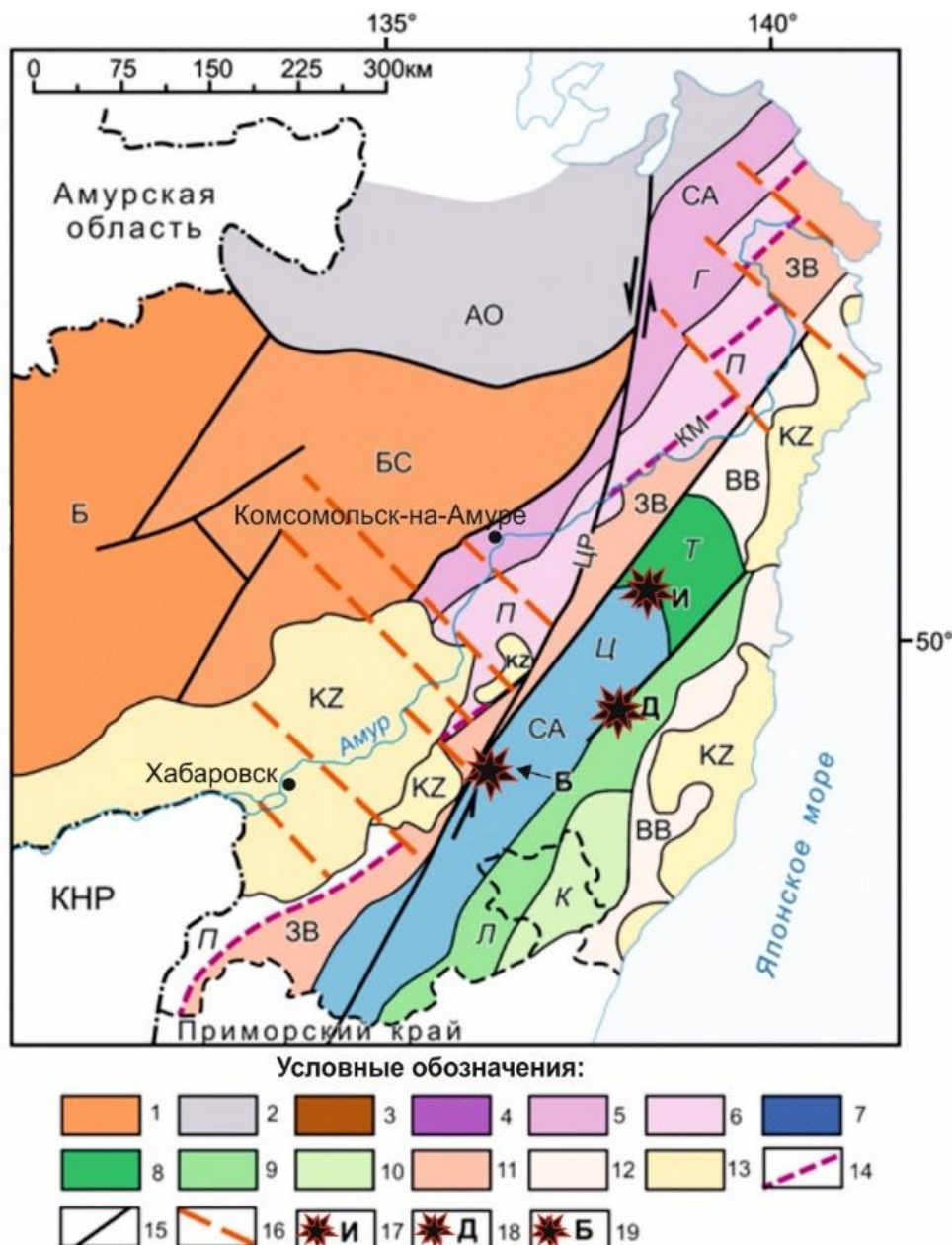


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта расположения базит-ультрабазитовых массивов Богбасу, Икчука и Дюкали в структурах Центрального Сихотэ-Алиня [4]. 1 – Буреинский срединный массив (Б); 2 – Амуро-Охотская складчатая система (АО); 3–9 – структурно-формационные зоны (СФЗ) и подзоны Сихотэ-Алинской складчатой системы (СА): 3 – Баджало-Сулукская СФЗ (БС); 4, 5 – Западно-Сихотэ-Алинская СФЗ с подзонами (4 – Горинской (Г), 5 – Приамурской (П)); 6 – Центральная СФЗ (Ц); 7–9 – Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ с подзонами (7 – Лужинской (Л), 8 – Тумнинской (Т), 9 – Кемской (К)); 10, 11 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (10 – Западная вулканическая зона (ЗВ), 11 – Восточная вулканическая зона (ВВ)); 12, 13 – кайнозойские структуры (KZ) (12 – рифтогенные впадины, 13 – поля базальтов); 14 – Кисилёвско-Маноминская сутурная зона (КМ); 15 – Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг (ЦР); 16 – поперечные зоны разломов трансформного типа; 17, 18, 19 – базит-ультрабазитовые массивы (17 – Икчука, 18 – Дюкали, 19 – Богбасу); КНР – Китайская народная республика.

Химический состав хромшпинелидов широко применяется для реконструкции петрогенетических и рудогенных процессов формирования массивов, поскольку он высокочувствителен к термической истории, скорости остывания и структурным перестройкам пород [7; 9]. Сравнительный анализ состава хромшпинелидов трех массивов показал, что хромшпинелиды массива Богбасу характеризуются аномально низкими

значениями $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})(0,08-0,27$, в среднем $\sim 0,18$), широким диапазоном $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ ($0,09-0,56$) и крайне низким $Al\# = Al/(Cr + Al)$ ($0,00-0,21$). Содержание FeO^* достигает 42–85%, что указывает на интенсивную ферритизацию первичных хромшпинелидов. Такой состав свидетельствует о значительных постмагматических преобразованиях с выносом алюминия и замещением хрома железом. Составы хромшпинелидов массива Икчука содержат наиболее магнезиальные и глиноземистые хромшпинелиды с наивысшими значениями $Mg\#$ ($0,51-0,68$), высоким $Cr\#$ ($0,42-0,68$) и максимальным $Al\#$ ($0,32-0,58$). Содержание FeO^* минимально (15–20%), MgO достигает 10–16%, Cr_2O_3 – 35–53%. Отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} наиболее высокое (5,64–10,87), что указывает на восстановительные условия кристаллизации. Массив Дюкали демонстрирует сбалансированные составы хромшпинелидов с умеренными значениями $Mg\#$ ($0,25-0,59$, в среднем $\sim 0,42$), стабильно высоким $Cr\#$ ($0,52-0,65$) и умеренным $Al\#$ ($0,35-0,48$). Содержание FeO^* составляет 21–37%, Cr_2O_3 – 34–46%, MgO – 6–12%. Такие параметры характерны для умеренно измененных высокохромистых алюмохромитов, сохранивших признаки первичных магматических составов [3]. Фигуративные точки составов хромшпинелидов изучаемых массивов нанесены на классификационные диаграммы Al_2O_3 – Cr_2O_3 и TiO_2 – Al_2O_3 (рис. 2). При этом из диаграммных построений намеренно исключены точки, соответствующие глубоко измененным хромшпинелидам массива Богбасу. Дискриминационные диаграммы (рис. 2) демонстрируют генетические различия в условиях становления и состава исходных магм изученных массивов. Компактный кластер магматических хромшпинелидов массива Дюкали свидетельствует о кумулятивной природе интрузии, тогда как рассеянное облако точек массива Икчука отражает его реститовую природу и последующую глубокую окислительную переработку [3].

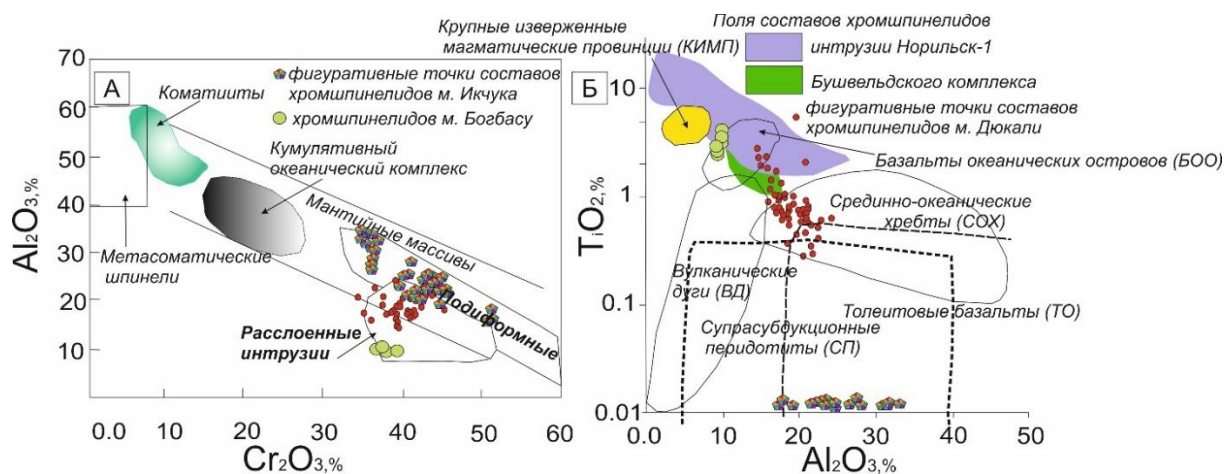


Рис. 2. Вариации химического состава хромшпинелидов массивов Икчука, Богбасу и Дюкали на бинарных диаграммах Al_2O_3 – Cr_2O_3 (А) [7]; TiO_2 – Al_2O_3 (Б) [9]. БЗБ – базальты задуговых бассейнов. Поля составов хромшпинелидов из интрузии Норильск-1 по [8] и Бушвельского комплекса по [10]

В то же время положение отдельных фигуративных точек массива Богбасу попадает в поле расслоенных интрузий (рис. 2А) и в поле базальтов океанических островов (рис. 2Б), что согласуется с составом субщелочных и щелочных базальтов, распространенных в пределах формирования массива Богбасу. В целом, в массиве Богбасу преобладает Fe–Ti оксидная рудная минерализация (ильменит-магнетитовая) с сульфидной (пирротин-халькопиритовой) компонентой. Присутствие эмульсионных структур распада твёрдого раствора титаномagnetита (с выделениями ламелл ильменита в магнетите свидетельствует о кристаллизации первичной рудной фазы при магматических температурах ($\approx 900-1100$ °C) из эволюционированного базальтового расплава с последующим субсолидным распадом при остывании интрузии с сохранением относительно высоких температур. Эти данные

подтверждаются сравнительной оценкой данных рентгенофазового анализа (РФА) полиморфных модификаций серпентиновой группы. В массиве Икчука количественно доминируют низкотемпературные фазы – лизардит-1Т, возникающий при серпентинизации в низкотемпературных условиях (<400°C). В массиве Дюкали доминирующей фазой выступает высокотемпературный антигорит-8М (22,4–50,6 мас.%), что соответствует интервалу стабильности 480–650°C и типично для медленно остывающих расслоенных интрузий. Во всех изученных образцах массива Богбасу достоверно диагностируется антигорит (0,5–17,1 мас.%), что также указывает на интрузивную природу массива и факт его медленного магматического остывания, аналогично массиву Дюкали. Однако в отличие от массива Дюкали, в массиве Богбасу антигорит сосуществует с доминирующими количествами актинолита (14,5–43,6 мас.%), талька (до 25,6 мас.%) и хлорита (до 35,7 мас.%), а также реликтами высокотемпературных пироксенов (до 42,7 мас.%) и форстерита (до 29,2 мас.%). Таким образом, массивы Богбасу и Дюкали представляют собой интрузивные комплексы, в отличие от реститового ультрабазитового массива Икчука.

Магнезиальность оливина ($Mg\# \approx 0,89–0,92$) в ультрабазитах массива Дюкали весьма высокая и чуть ниже она установлена для массива Богбасу ($Mg\# \approx 0,80–0,88$), в массиве Икчука первичный оливин практически не сохранился и полностью преобразован вторичными процессами. В отличие от массива Дюкали, где авторами фиксируются переходные плагиоперидотитовые реакционные зоны с более низкими значениями магнезиальности оливина ($Mg\# \approx 0,76$), являющиеся главными носителями малосульфидного типа ЭПГ-минерализации [2; 3], в массиве Богбасу такие зоны авторами установлены не были, а состав оливина демонстрирует более широкий разброс значений $Mg\#$ без выраженной зональности. Возможно, отсутствие реакционных зон в массиве Богбасу обусловлено внедрением базальтовой магмы в уже консолидированный ультрабазитовый субстрат (либо ускоренным остыванием в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома), что исключило процесс диффузионного обмена расплавов и впоследствии преобразовано интенсивным ретроградным метасоматозом, перекристаллизовавшим первичные минеральные ассоциации. Также более низкая магнезиальность $Mg\#$ оливина массива Богбасу может указывать на его формирование в условиях большей магматической эволюции и возможного взаимодействия с коровыми расплавами, что отличает его от примитивных ультрабазитов массива Дюкали. Отсутствие реакционных зон в массиве Богбасу, в отличие от Дюкали, наиболее вероятно связано с разной хронологией магматических событий. Дополнительным фактором могла быть более интенсивная тектоническая активность в зоне, ускорившая остывание массива и способствовавшая последующему метасоматическому изменению пород.

Список литературы

1. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение / под. ред. Я.А. Галушко. М.: Наука, 1967. 382 с.
2. Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Левочская Д.В., Шалдыбин М.В., Бестемьянова К.В., Кириллов В.Е. Малосульфидный ЭПГ-тип оруденения в базит-ультрабазитовом массиве Дюкали (Хабаровский край): минералы - спутники и их роль в расшифровке петрогенезиса // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, Т. 337. № 2, 2026. С. 251–265.
3. Левочский, Б.Б., Якич, Т.Ю., Тимкин, Т.В., Левочская, Д.В., Толкачева, Д.С. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика и рудный потенциал мафит-ультрамафитовых массивов Икчука и Дюкали (Хабаровский край) // Литосфера, Т. 26, № 3, 2026. С. 745–780.
4. Петров О.В., Киселёв Е.А., Шпикерман В.И., Змиевский Ю.П. Прогноз размещения месторождений золото-медно-порфирового типа в вулканоплутонических поясах восточных

районов России по результатам работ составления листов Госгеолкарты-1000/3. // Региональная геология и металлогения, Т. 80, 2019. С. 50–74.

5. Юрченко Ю.Ю., Добкин С.Н. Отчёт о результатах работ по объекту «Проведение в 2017-2019 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (южные районы). ГДП-200 (2-3 этапы) листа М-54-ХІІІ (Гурская площадь). 2020. № 27809.

6. Arai S. Characterization of spinel peridotites by oliv- ine–spinel compositional relationships: Review and in- terpretation // Chemical Geology, V. 113, No. 3–4, 1994. P. 191–204.

7. Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // Journal of Petrology, V. 42, 2001. P. 2279–2302.

8. Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Abersteiner A., Lobastow B.M., Yakich T.Yu. Hybrid nature of the Platinum Group Element chromite-rich rocks of the Norilsk 1 Intrusion: genetic constraints from Cr spinel and spinel-hosted multiphase inclusions // Economic Geology, V. 115, No. 6, 2020. P. 1321–1342.

9. Kamenetsky V.S., Crawford A.J. Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks // Journal of Petrology, V. 42, 2001. P. 655–671.

10. Yudovskaya M.A., Kinnaird J.A. Chromite in the Platreef (Bushveld Complex, South Africa): Occurrence and evolution of its chemical composition // Mineralium Deposita, V. 45, 2010. P. 369–391.

ПИРИТ ИЗ ФЛЮОРИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРАН (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.В. Мичурин, А.А. Шарипова

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: s_michurin@mail.ru

В суранской свите нижнего рифея Башкирского мегантиклинория формирование селлаит-флюоритового месторождения Суран, открытого Н.Н. Ларионовым 1980-х годах [3], объясняется развитием гидротермально-метасоматических процессов с участием морских поровых вод из вмещающих пород и захороненных подогретых эвапоритовых рассолов [4]. Согласно этой наиболее обоснованной в настоящее время генетической модели [2], источником фтора при образовании субсогласных с вмещающими породами жил флюорита, выступали и осадочные отложения суранской свиты, накапливавшиеся в эвапоритовых условиях, и среднерифейские рифтогенные гранитоиды Машакского грабена. Между тем многие вопросы происхождения месторождения остаются на сегодняшний день до конца не решенными. В частности, неизвестной в процессе флюоритообразования остается роль сульфидов, нередко являющихся слабо золотоносными [4]. Это диктует необходимость более детальных исследований флюоритовой и ассоциирующей с ней сульфидной минерализации. Для выяснения последовательности и температурных условий сульфидообразования, возможного участия постмагматических флюидов нами проведено изучение минералогических, геохимических и термоэлектрических особенностей пирита, встречающегося как во вмещающих осадочных породах месторождения, так и в габбродолеритах и флюоритах [5].

Минералогические особенности. В глинистых сланцах пирит разделяется на 4 генерации. Самая ранняя из них генерация пирита-1 образует редкую вкрапленность с размером зерен обычно менее 0,1 мм, а также линзы (1–1,5 х 6–8 см), сложенные крипто- и тонкозернистыми сегрегациями, расположенными согласно слоистости на границе слоев. Такие морфологические особенности типичны для осадочно-диагенетического пирита [6].

В линзах, затронутых процессом перекристаллизации, развивается пирит-2. Он представлен мелко- и среднезернистыми редкими кубическими кристаллами размером до 1,5 мм и их небольшими скоплениями, тяготеющими к краевым частям линз.

Секреционные гнезда пирита-3, выполненные доломит-пиритовыми зональными линзовидными сегрегациями размером 1,5–2,5 x 5–6 см, состоят из разномасштабных кристаллов от тонко- до среднекристаллических размером до 1,5 мм. В гнездах прожилки и сегрегации пирита-3 перемежаются с радиально-лучистыми выделениями крупнозернистого доломита. В центре гнезд по сравнению с краями мощность пиритовых прожилков больше и достигает 4 мм. Морфология выделения крупнокристаллических агрегатов пирита-3 указывает на их эпигенетическое формирование или значительные преобразования пирит-доломитовых секреционных гнезд, возможно, при складчатых деформациях.

Пирит-4 слагает почти непрерывные цепочки кристаллов размером от менее 0,1 до 0,7 мм и фиксируется в тонких (до 1 мм) пирит-карбонатных прожилках, секущих под острым углом слоистость пород. Прожилки пирита-4 выполняют присдвиговые трещины и имеют син-/посттектоническую природу.

В габбродолеритах пирит представлен редкими зернами или в виде скоплений кристаллов размером от тонко- до среднекристаллических (<3 мм).

В зеленых флюоритах пирит размером до 3 мм распределяется, как правило, зонально вдоль границ с фиолетовыми или светло-серыми полупрозрачными флюоритами, где обычно выделяется в виде прерывистых и иногда параллельно расположенных через 1–2 см цепочек.

Геохимические особенности. По данным рентгенофлуоресцентного анализа (X-Calibur, Израиль) наиболее высокие содержания суммы халько- (Cu, Zn, As) и сидерофильных (Co, Ni) элементов-примесей фиксируются в пирите-1 (2613 г/т) и -2 (3828 г/т), которые в поздних генерациях пирита-3 и -4 снижаются до 1312 и 2235 г/т. Осадочно-диагенетические фрамбоидальные пириты могут иметь значительные концентрации Cu, Zn, As, Co и особенно Ni суммарно до 2025–5299 г/т [6]. Кроме того, пириты кальцит-барит-флюоритовой формации среди других рудных формаций отличаются одними из максимальных концентраций Cu до 2898 г/т [7]. В месторождении Суран сравнимые содержания Cu установлены в ранних генерациях пирита-1 и -2 (797 и 2117 г/т). Наряду с этим в них же фиксируются минимальные концентрации As, равные соответственно 70 и 290 г/т, а пирит-3 из секреционных гнезд и пирит-4 из секущих прожилков, напротив, характеризуются значительно большими содержаниями As – 393, 678 и 611 г/т соответственно. Пирит из зеленых флюоритов содержит 199 г/т As.

Co/Ni-отношение в ранних генерациях пирита-1 (0,40) и -2 (0,34) соответствует осадочно-диагенетическим сульфидам, в которых оно составляет не более 0,7 и колеблется, как правило, от 0,1 до 0,5 [5, 6]. Исключение по этому параметру составляет генерация пирита-3 (2,70 и 3,31) из секреционных гнезд, что свидетельствует, вероятно, о переработке линзовидных стяжений осадочно-диагенетического пирита гидротермальными постмагматическими или метаморфическими флюидами. В гидротермально образованных пиритах отношение этих сидерофильных элементов обычно составляет около или более 1,5 [7]. В габбродолеритах месторождения Суран высокие значения Co/Ni-отношения (1,57–2,89) сходны с таковыми в пиритах магматического происхождения [7]. Пирит из зеленых флюоритов по этому параметру (0,75) близок к осадочно-диагенетическим сульфидам ранних генераций, что может указывать на мобилизацию Co и Ni без существенного изменения их соотношения из вмещающих глинистых сланцев. Вероятнее всего, перекристаллизация пирита-1 и образование как пирита-2, так и пирита во флюоритах происходили из одного и того же флюида/флюидов не магматической природы.

Отмечается прямая зависимость между содержанием As и величиной Co/Ni-отношения в пиритах из глинистых сланцев (рис. 1). По сравнению с пиритами-1 и -2 в пиритах-3 и -4 сильно увеличиваются содержания As (в ~2,5–3 раза) и Co/Ni-отношение (в ~2–10 раз).

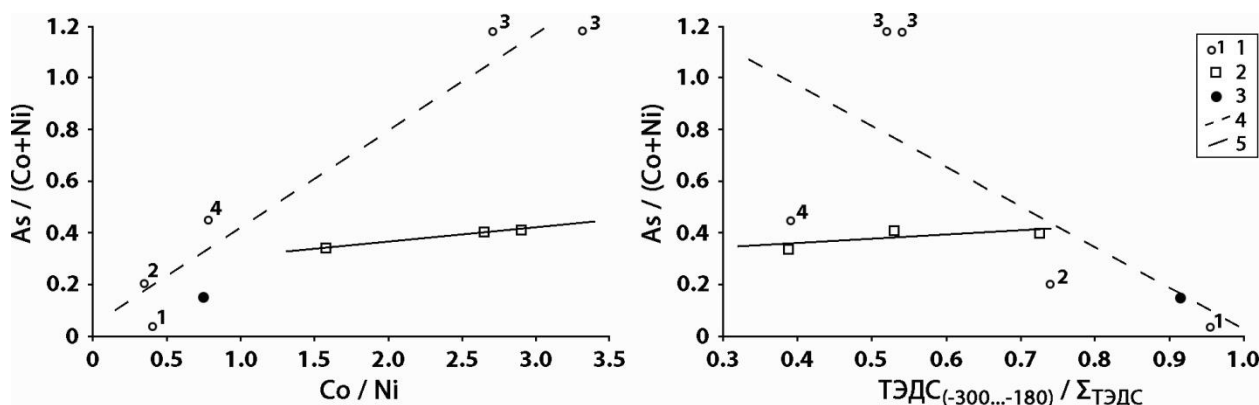


Рис. 1. Диаграммы $Co/Ni - As/(Co+Ni)$ и $TЭДС_{-300...-180} / \Sigma TЭДС - As/(Co+Ni)$ для пирита из глинистых сланцев, габбродолеритов и зеленых флюоритов
 1 – глинистые сланцы различных генераций пирита, 2 – габбродолериты, 3 – флюорит, 4–5 – линии тренда: 4 – глинистые сланцы, 5 – габбродолериты

Повышенные концентрации As в пирите-3 и пирите-4 указывают на их формирование или преобразование в обстановке, обогащенной As и Co, что характерно для гидротермальных систем и в месторождении Суран, возможно, связанной с единым флюидным импульсом. Примечательно, что максимальное содержание As при высоком Co/Ni-отношении в месторождении зафиксировано в пиритах из габбродолеритов. Это может говорить о поступлении Co и As вместе с постмагматическими флюидами и формировании пирита-3 и -4 в связи с внедрением габброидных интрузий. Для случаев образования пиритов на заключительных этапах минералообразования, когда в поздних метаморфогенных сульфидах источником элементов выступает осадочно-диагенетический пирит, отмечается противоположная картина со значительным снижением в них содержаний всех микроэлементов, в том числе Co и As [6].

Термоэлектродвижущая сила (ТЭДС). Пирит-1 и -2 из глинистых сланцев характеризуются только электронным *n*-типом проводимости (ТЭДС (мкВ/°C) от –300 до –120 и от –400 до –90 соответственно, средние –240 и –230), который в целом типичен для низкотемпературных осадочно-диагенетических пиритов [1]. Аналогичные значения этого параметра фиксируются в пирите из зеленых флюоритов (от –310 до –120, среднее –240).

При этом в раннем тонкозернистом пирите-1 фиксируется минимальный диапазон отрицательных значений ТЭДС преимущественно от –300 до –180 мкВ/°C по сравнению с более поздними разномасштабными генерациями пирита в глинистых сланцах. Пирит-3 из секреционных гнезд и пирит-4 из секущих прожилков демонстрируют уже смешанный тип проводимости, в котором наряду с преобладающим *n*-типом (89–97 отн. %) фиксируются единичные зерна дырочной проводимости (*p*-тип) (3–11 отн. %). В этих генерациях против пирита-1 и -2 еще больше увеличивается интервал отрицательных значений ТЭДС (мкВ/°C) от –700...–400 до –30 при средних величинах в пирите-3 (–290 и –220) и в пирите-4 (–230). Положительные значения ТЭДС (мкВ/°C) *p*-типа в пирите-3 и -4 варьируют от +20...+60 до +280...+600, а их средние величины – от +130 до +170.

Увеличение во вторичных генерациях пирита (-2, -3 и -4) интервала значений ТЭДС обусловлено изменением количества и соотношения в них элементов-примесей (As, Co, Ni, Cu), которое подтверждается геохимическими данными и связано с различной природой или эволюцией минералообразующих флюидов. Появление положительной ТЭДС (*p*-тип) связано с высокотемпературными магматогенными или метаморфогенными гидротермальными процессами, которые приводят к дефициту электронов в кристаллической решетке пирита [10].

Согласно данным исследователей [9], формирование пирита с дырочной проводимостью обусловлено температурами минералообразующих растворов выше 250–300 °С.

Полное отсутствие *p*-типа в пирите из зеленых флюоритов месторождения Суран указывает на то, что этот пирит был сформирован при температурах ниже 250–300 °С. На рис. 1 видно, что величины Co/Ni , $As/(Co+Ni)$ и $TЭДС_{-300...-180}/\Sigma TЭДС$, первые из которых отражают рост, а последняя показывает уменьшение доли гидротермально образованного пирита [5], между собой имеют обратную зависимость. При этом пирит из зеленых флюоритов на обеих представленных диаграммах всегда располагается в непосредственной близости от пиритов ранних генераций глинистых сланцев, пирита-1 и -2, которые демонстрируют наименьшие вторичные гидротермальные изменения.

В глинистых сланцах *p*-тип фиксируется только в пирите-3 и 4, что, вероятно, связано с более высокой температурой флюидов, циркулировавших при тектонических дислокациях. При этом распределение ТЭДС в пиритах этих генераций во многом сходно с таковым в пиритах из габбродолеритов (*n*-тип – 74–98 отн. % от –600 до –30 мкВ/°С, средние от –220 до –200 мкВ/°С, *p*-тип – 2–26 отн. % от +30 до +500 мкВ/°С, средние от +30 до +320 мкВ/°С).

Монофракции пирита в месторождении содержат Au (до 12,4 г/т) и Ag (44,3 г/т) [4]. Согласно нашим результатам, наиболее перспективными в отношении золота являются пириты, в которых наряду с электронной появляется дырочная проводимость. Наличие зон *p-n* переходов в пирите-3 и -4 из глинистых сланцев и пирите из габбродолеритов при смешанном типе проводимости является одним из наиболее благоприятных факторов для сорбции золота, поскольку в сульфидах присутствие отдельных доменов *p-n*-проводимости приводит к электрохимическим реакциям осаждения Au из растворов [8].

Выводы. В глинистых сланцах ранние генерации пирита (-1 и -2) имеют осадочно-диагенетическую природу, которая подтверждается их морфологией (линзовидные сегрегации согласно слоистости пород), низкими значениями отношения Co/Ni (0,34–0,78), электронным типом проводимости (*n*-тип) с преимущественными значениями ТЭДС от –300 до –180 мкВ/°С. Формирование этих сульфидов происходило при температурах ниже 250–300 °С без существенного участия постмагматических флюидов. Поздние генерации пирита-3 из секреционных гнезд и пирита-4 из секущих прожилков характеризуются смешанным электронно-дырочным типом проводимости (доля *p*-типа до 11 %), повышенными содержаниями As (до 678 г/т) и аномально высокими значениями Co/Ni -отношения (до 3,31). Эти особенности, наряду с морфологией выделений (прожилки, «кокардовые» структуры) и приуроченностью к участкам тектонических деформаций, указывают на гидротермально-метасоматическое происхождение пирита-3 и пирита-4 с возможным участием постмагматических флюидов при температурах выше 250–300 °С, связанных с внедрением габброидных интрузий. Предполагается, что эти генерации, а также пирит из габбродолеритов, являются наиболее перспективными в отношении золотоносности благодаря наличию *p-n*-переходов, способствующих электрохимическому осаждению Au.

Пирит из зеленых флюоритов обнаруживает значительное сходство с пиритом-1 и пиритом-2 из глинистых сланцев по следующим параметрам: *n*-тип проводимости, значения ТЭДС главным образом от –300 до –180 мкВ/°С, сравнительно низкое отношение Co/Ni 0,75, тяготение фигуративных точек на диаграммах $Co/Ni - As/(Co+Ni)$ и $TЭДС_{-300...-180}/\Sigma TЭДС - As/(Co+Ni)$ к кластеру ранних генераций пирита из глинистых сланцев. Это свидетельствует о том, что пирит в зеленых флюоритах унаследовал характеристики осадочно-диагенетического пирита и не претерпел значимых гидротермальных преобразований.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0017.

Список литературы

1. Горячев Н.А., Мишунин В.И., Горячева Е.М., Соцкая О.Т., Тарасова Ю.И., Будяк А.Е. Термо-ЭДС сульфидов: возможности метода и значение для минералогических исследований (на примере изучения пирита и арсенопирита золоторудных месторождений восточного и южного обрамления Сибирского кратона) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, № 3, 2022. С. 41–55. DOI: 10.34078/1814-0998-2022-3-41-55.
2. Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л. Природа фтора и рудообразующих растворов флюоритового месторождения Суран (Башкирский мегантиклинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений и Sr-Nd систематики // Литосфера, № 5, 2012. С. 126–144.
3. Ларионов Н.Н. История открытия Суранского селлаит-флюоритового месторождения (Южный Урал) // Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах / Всероссийская научная конференция с международным участием, посвященная 55-летию Башкирского отделения Российского минералогического общества. М.: Перо, 2024. С. 54–58.
2. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 352 с.
3. Мичурин С.В., Шарипова А.А., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М. Геохимические и термоэлектрические особенности пирита из флюоритов и вмещающих пород месторождения Суран (Южный Урал) // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 2026. (в печати)
4. Шевкунов А.Г., Масленников В.В., Ларж Р.Р., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В. Геохимические особенности разновидностей пирита золоторудного месторождения Кумтор, Кыргызстан // Минералогия, Т. 4, № 4, 2018. С. 22–40.
5. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука, 2003. 369 с.
6. Du B., Deng J., Santosh M., Wang Z., Shen Y., Liu S., Yang H., Xu K. Role of impurities in the semiconducting properties of natural pyrite: Implications for the electrochemical accumulation of visible gold and formation of hydrothermal gold deposits // American Mineralogist, V. 110, No. 2, 2025. P. 189–216. DOI: 10.2138/am-2023-9187.
7. Li C.-L., Li L., Yuan M.-W., Alam M., Li S.-R., Santosh M., Deng C.-Z., Liu H., Xu G.-Z. Study on pyrite thermoelectricity, ore-forming fluids and H-O-Rb-Sr isotopes of the Yongxin gold deposit, Central Asian Orogenic Belt: Implications for ore genesis and exploration // Ore Geology Reviews, V. 121, 2020. 103568. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2020.103568.
8. Wang S., Shen J., Du B., Xu K., Zhang Z., Liu C. The relationship between natural pyrite and impurity element semiconductor properties: A case study of vein pyrite from the Zaozigou gold deposit in China // Minerals, V. 11, 2021. 596. DOI: 10.3390/min11060596.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ СЕВЕРА УРАЛА: НОВЫЕ НАХОДКИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

К.С. Поввасев, О. В. Гракова
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
e-mail: kspovvasev@geo.komisc.ru

Минералогия редкоземельных элементов и редких металлов на севере Урала остается недостаточно изученной, особенно в низко- и среднетемпературных метаморфических и гидротермально-метасоматических породах. Основное внимание традиционно уделяется эндогенным щелочно-гранитным и карбонатитовым комплексам, тогда как экзогенное и метаморфогенное минералообразование практически не рассматривается [3,4]. Объектом исследования послужили докембрийские метаморфизованные породы Харбейско-Марункеуского блока, хр. Енганэ-Пэ на Полярном Урале и Ляпинского антиклинория на

Приполярном Урале, включающие углеродистые сланцы, метапелиты, метариолиты и метабазиты. В этих породах нами впервые для региона установлен широкий спектр РЗЭ-содержащих минералов.

Изучение минерального состава выполнено с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитики Тропников Е. М., Шуйский А.С.). Анализы выполнены в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

На Приполярном Урале в гранатосодержащих кристаллических сланцах няртинского комплекса (PR₁?) диагностированы анкилит-(Ce), гидроксилбастнезит-(Ce), Ce-содержащий ферросапонит; в кварц-альбит-эпидот-хлоритовых сланцах пуйвинской свиты (RF₃) – гидроксилбастнезит-(La), в метариолитах саблегорской свиты (RF₃-V₁) – бастнезит-(Ce), кайнозит-(Y), эшинит-(Y). На Полярном Урале в углеродсодержащих сланцах харбейского комплекса (PR₁?) обнаружен РЗЭ-содержащий торит, рабдофан-(Ce), РЗЭ-содержащий браннерит и РЗЭ-содержащий циркон; в альмандиновом эклогите марункеуского комплекса (PR₁?) – Ce-содержащий ферросапонит, в вулканогенно-осадочных породах манюкуяхинской свиты (RF₃) хр. Енганэ-Пэ – кайнозит-(Y), в метапелитах из той же свиты – синхизит-(Ce) и РЗЭ-содержащий торит. Большая часть из вышеописанных минералов для арктических территорий Урала установлена впервые (табл. 1).

В результате проведенных исследований, был сделан вывод о том, что анкилит-(Ce), гидроксилбастнезит-(Ce) и гидроксилбастнезит-(La) из протерозойских пород образовались на поздних метаморфогенно-гидротермальных этапах за счет присутствия минералов, содержащих редкоземельные элементы и при участии растворов углекислого состава. Для метариолитов позднерифей-вендского возраста была предложена следующая схема формирования: редкоземельный титанониобат – эшинит-(Y) формируется на постмагматическом этапе преобразования риолитов в присутствии в остаточном расплаве повышенных концентраций редких и редкоземельных металлов – Zr, Nb, Y и РЗЭ. Приблизительно на этом же этапе в результате аутометаморфизма, по алланиту-(Ce) образуется бастнезит-(Ce). Наиболее поздним минералом в метариолитах является кайнозит-(Y) который сформировался за счет перекристаллизации алланита-(Ce) и бастнезита-(Ce) во время распада эшинита-(Y) при участии гидротермальных растворов [1].

Ce-содержащий ферросапонит из метабазитов севера Урала является поздним минералом и образовался в результате гидротермально-метаморфических преобразований.

Полевые шпаты и биотит были поставщиками калия и алюминия, а роговые обманки, пироксены, эпидот – основные поставщики магния и железа. Медь, никель и редкоземельные металлы могли быть заимствованы из замещенных сульфидов и при участии минералов, содержащих редкие земли (алланит, апатит и др.) привнесены под воздействием флюидов.

Таблица. 1
РЗЭ-содержащие минералы в докембрийских породах севера Урала

Минерал	Порода	Стратифицированное подразделение	Район
анкилит-(Ce)	кристаллические сланцы	няртинский комплекс	Приполярный Урал
гидроксилбастнезит-(Ce)	кристаллические сланцы	няртинский комплекс	Приполярный Урал
гидроксилбастнезит-(La)	кварц-альбит-эпидот-хлоритовые сланцы	пуйвинская свита	Приполярный Урал
бастнезит-(Ce)	метариолит	саблегорская свита	Приполярный Урал
кайнозит-(Y)	метариолит	саблегорская свита	Приполярный Урал
	вулканогенно-осадочные породы	манюкуяхинская свита	Полярный Урал
эшинит-(Y)	метариолит	саблегорская свита	Приполярный Урал
	альмандиновый эклогит	марункеуский комплекс	Полярный Урал

Се-содержащий ферросапонит	гранат-амфибол-биотит-плагноклаз-кварцевый сланец	няртинский комплекс	Приполярный Урал
синхизит-(Се)	метапелиты	манюкуяхинская свита	Полярный Урал
РЗЭ-содержащий торит	метапелиты	манюкуяхинская свита	Полярный Урал
	углеродсодержащие метапелиты	харбейский комплекс	
рабдофан-(Се)	углеродсодержащие метапелиты	харбейский комплекс	Полярный Урал
браннерит	углеродсодержащие метапелиты	харбейский комплекс	Полярный Урал
РЗЭ-содержащий циркон	углеродсодержащие метапелиты	харбейский комплекс	Полярный Урал

В качестве основных минералов-концентраторов РЗЭ и Th в метапелитах манюкуяхинской свиты хр. Енганэ-Пэ Полярного Урала выступают циркон и алланит. Безводный фторкарбонат редких земель синхизит-(Се) и торит, вероятно, образовались позднее, в результате замещения циркона и алланита под воздействием растворов, содержащих повышенные концентрации As, РЗЭ, Р в процессе гидротермально-метаморфических преобразований [2].

Формирование редкоземельной минерализации в углеродсодержащих сланцах няровейской серии харбейского комплекса, по нашему мнению, происходило в несколько этапов. Первоначально накапливались обломочные: циркон, апатит и браннерит. В ходе гидротермально-метаморфических преобразований в восстановительной обстановке при участии органического вещества кристаллизовались монацит-(Се), ксенотим-(Y), уранинит и торит, а также происходила перекристаллизация циркона с захватом U, Th, РЗЭ, Р, Fe и Са. На заключительной гидротермальной стадии сформировался рабдофан-(Се).

Выявленное видовое разнообразие гидротермальной редкоземельной минерализации в метаморфизованных толщах севера Урала обосновывает необходимость целенаправленного поиска РЗЭ-содержащих минералов.

Список литературы

- Гракова О.В., Попвасев К.С. Редкоземельные минералы в докембрийских породах северной части Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) // Литосфера, Т. 24, № 4, 2024. С. 661–674. DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-4-661-674.
- Гракова О.В., Попвасев К.С. Условия формирования РЗЭ-содержащих минералов в неопротерозойских углеродсодержащих метаморфических породах хребта Енганэ-Пэ, Полярный Урал // Природные ресурсы Арктики и Субарктики, Т. 30, № 2, 2025. С. 186–204. DOI: 10.31242/2618-9712-2025-30-2-186-204.
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С. Минералого-геохимические аспекты поведения редкоземельных элементов при метаморфизме (на примере верхнедокембрийских структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория, Южный Урал) // Георесурсы, №2, 2020. С. 56–66. DOI: 10.18599/grs.2020.2.56-66.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А. Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал) // Литосфера, №5, 2023. С. 910–929. DOI:10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА В БАЗАЛЬТАХ БЕРЁЗОВСКОЙ И ГРЕХОВСКОЙ СВИТ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

И.Р. Рахимов

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Раннекарбонный магматизм Магнитогорской мегазоны (ММЗ) Южного Урала характеризуется смешанными геохимическими признаками внутриплитных и надсубдукционных обстановок, в связи с чем интерпретация источников и механизмов формирования магм чрезвычайно дискуссионна [5, 6 и мн. др.]. Базитовый вулканизм был приурочен, главным образом, к Магнитогорской рифтогенной структуре (по-другому, к Магнитогорско-Богдановскому грабену). На раннем этапе (C_{1t2-v_1}) проявлялся вулканизм, связанный с ареальными излияниями лав дифференцированного состава. При этом объёмы основных и кислых продуктов магматизма в целом сопоставимы, реже встречаются вулканиды среднего состава. Вся совокупность этих пород, характеризующихся общим субщелочным уклоном и повышенной глинозёмистостью, отнесена к берёзовской свите [4]. Позднее ($C_{1v_1-v_2}$) на субмеридиональный пояс стратовулканов была наложена система раздвигов северо-восточного простирания, по которым в основном извергались субщелочные высокотитанистые базальты и андезибазальты, и в меньшей мере – трахидациты и субщелочные риолиты, относимые к греховской свите [2].

Несмотря на многолетние исследования продуктов вулканизма раннего карбона ММЗ, проблемы источника магматизма и процессов дифференциации расплава изучены недостаточно, а геодинамические обстановки проявления этих вулканидов и по сей день остаются дискуссионными. Не ясна связь ареального и трещинного вулканизма в контексте эволюции единого мантийного резервуара. С целью уточнения источников магм автором впервые организованы изотопно-геохимические исследования базальтов.

Берёзовская свита (C_{1t2-v_1}) впервые была выделена Л.С. Либровичем в береговом разрезе р. Урал близ пос. Берёзовский. Она представлена контрастно дифференцированными базальт-риолитовыми толщами, перемежающимися с различными по составу вулканокластическими и терригенными отложениями. Вулканиды берёзовской свиты являются продуктами извержений стратовулканов и залегают в виде лавовых потоков, покровов и куполов. Соотношения пород основного, среднего и кислого состава составляют 37/26/37. Мощность свиты достигает 1500 м.

Греховская свита ($C_{1v_1-v_2}$) выделена В.М. Мосейчуком с коллегами из берёзовской свиты. Она согласно залегает на берёзовской свите и также сложена вулканогенным, вулканокластическим, терригенным, терригенно-карбонатным материалом. Вулканиды являются продуктами трещинных извержений, приуроченных к структурам северо-восточного направления. Породы залегают в виде быстро выклинивающихся лавовых потоков, кислые образования встречаются в виде экструзивных тел. Соотношения пород основного, среднего и кислого состава составляют 68/20/12. Мощность свиты варьирует в больших пределах – 100–3300 м.

Большая часть проб берёзовской и греховской свит отвечают субщелочной серии (трахибазальты). Породы греховской свиты отличаются гораздо более высоким содержанием титана ($TiO_2 \approx 2,7\%$) в сравнении с берёзовской ($TiO_2 \approx 1,4\%$). К тому же, породы греховской свиты существенно более железистые ($Fe_2O_3^t$ 13 % против 9 %), а также менее глинозёмистые ($Al_2O_3 \approx 15,2\%$ против 16,3 %) и менее калиевые ($K_2O \approx 1,0\%$ против 1,4 %) [3]. Индекс магнезиальности $Mg\#$ в базальтах берёзовской свиты в среднем равен 45,7, а в греховской – 32,2. По типу щёлочности (Na/K) берёзовские породы относятся к калий-натриевому, а греховские – к натриевому ряду. Микроэлементный состав исследуемых базальтоидов характеризуется высокими концентрациями ряда крупноионных литофильных (Ba, Th, U, Pb, Sr) и высокозарядных (Zr, Hf, Y, REE) элементов. По уровню накопления высокозарядных элементов породы близки к базальтам океанических островов (кроме Nb и Ta), отличаясь

более высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов, но обычно не достигающими уровня базальтов внутриконтинентальных рифтов. От базальтов островных дуг породы берёзовской и греховской свит отличаются ещё значительно, превышая уровни концентраций многих крупноионных и высокозарядных элементов (кроме Cs, Sr). Примечательной особенностью изучаемых пород является положительная аномалия свинца. В греховской свите в целом выше концентрации переходных элементов (Sc, V, Cr, Zn), чем в берёзовской. Распределение РЗЭ в породах слабо дифференцировано: $(La/Yb)_N=3,8$ в берёзовской свите и $(La/Yb)_N=3,2$ в греховской свите.

Изотопный состав Sr и Nd определялся в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, аналитик Н.Г. Солошенко) на термоионизационном масс-спектрометре Triton Plus (Thermo Finnigan, США). Для измерений использовалась выборка из наименее метасоматизированных образцов – 6 шт. из берёзовской и 5 шт. из греховской свиты. Для расчёта первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ был выбран возрастной уровень 350 млн лет (близ границы турнейского и визейского веков).

Величина $ISr_{(350)}$ в изученных образцах варьирует очень широко – от 0,70045 (обр. 625/2011, долерит берёзовского комплекса, субвулканическая фация) до 0,70706 (обр. 335/2010, пилотакситовый базальт греховской свиты). Большинство же проб (82 %) находится в диапазоне ISr 0,7032–0,7054. Значение первичного отношения $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{350}$ в габброидах, напротив, очень стабильно и варьирует в очень узком диапазоне 0,51243–0,51258. Величина $\epsilon Nd_{(350)}$ (относительно хондритовой модели) для всей выборки находится в диапазоне от +4,75 до +7.69.

На диаграмме $ISr-\epsilon Nd$ (рис. 1) фигуративные точки берёзовской и греховской свит значительно отклонены вправо от линии мантийной последовательности, что предполагает существенный коровый вклад радиогенного стронция. Положение точек отвечает производным изотопно-деплетированного источника, контаминированным веществом коры. Образец 625/2011, взятый из субвулканического тела, с аномально низким содержанием радиогенного стронция, требует отдельного разбора. В целом, изотопный состав Sr и Nd в базальтах берёзовской и греховской свит близок как к габбро раннекарбонowego куйбасовского комплекса, интрузии которого также распространены в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена, так и к раннекарбонowym габбро Западно-Магнитогорской зоны, например к утлыкташскому комплексу с U-Pb возрастом 333 млн лет [1]. Таким образом, раннекарбоновые базиты Магнитогорской мегазоны имеют идентичные характеристики и по микроэлементному составу, и по изотопному составу Sr и Nd, что свидетельствует о едином типе их мантийного источника. Предполагается, что таким источником мог быть продукт взаимодействия литосферной и астеносферной мантии.

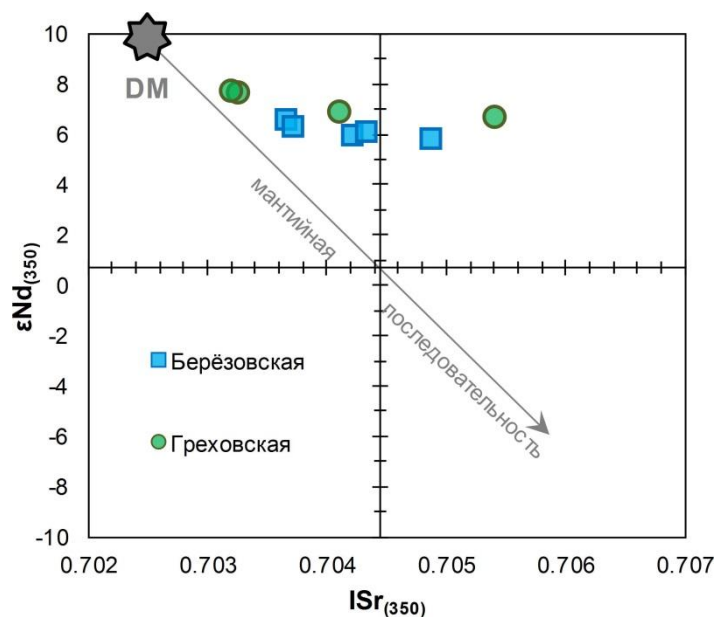


Рис. 1. Sr-Nd изотопные диаграммы для базальтов берёзовской и греховской свит Магнитогорской мегазоны. Пересчитано на 350 млн лет с использованием данных [7]. DM = деплетированная мантия.

Работа выполнена за счёт Госзадания ИГ УФИЦ РАН № № FMRS-2025-0015.

Список литературы

1. Кунаккузин Е.Л., Рахимов И.Р., Баянова Т.Б. Петрогенезис утлыкташского синколлизийного габбрового комплекса на Южном Урале: особенности формирования магм в контексте мантийно-корового взаимодействия // Геология и геофизика, Т. 67, № 5, 2026. С. 606–626.
2. Правикова Н.В. Раннекаменноугольный вулканизм Южного Урала Дис... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 173 с.
3. Рахимов И.Р., Салихов Д.Н. Петрология раннекаменноугольных базальтов ареального и трещинного вулканизма Магнитогорской мегазоны // Вестник Воронежского гос. ун-та. Серия: Геология, № 4, 2019. С. 57–65.
4. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария Уфа, 1992. 138 с.
5. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулканогинтрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера, №5, 2014. С. 33–56.
6. Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Приуралья // Очерки по региональной тектонике. М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 213–247.
7. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Planet. Sci. Lett, V. 87, No. 3, 1988. P. 249–265.

ЭВОЛЮЦИЯ РОДОЧАЛЬНЫХ РАСПЛАВОВ СРЕДНЕДЕВОНСКОЙ ГАББРО-НОРИТОВОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УРАЛА ПО ДАННЫМ LA-ICP-MS ИЗУЧЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

И.Р. Рахимов¹, Е.И. Михеев^{2,3}

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
e-mail: mikheev@igm.nsc.ru

В настоящее время в мире накапливаются данные о микроэлементном составе породообразующих, рудных и акцессорных минералов из многих типов изверженных пород. Прежде всего, это связано с развитием таких локальных методов, как вторично-ионная масс-спектрометрия (ВИМС) и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (ЛА ИСП-МС). Эти методы исследования позволяют лучше понять условия кристаллизации и механизмы дифференциации магм. Для ультрамафит-мафитов наиболее динамично накапливаются данные по составу клинопироксена, оливина, плагиоклаза, амфибола, тогда как по ортопироксену это происходит существенно менее интенсивно [1,2,3]. Данное обстоятельство можно связать как с меньшим распространением ортопироксена в доступных непосредственному наблюдению породы в природе, так и со сложностью микроэлементного исследования из-за структурных особенностей ортопироксена и низкого потенциала к концентрированию микроэлементов. Кроме того, ортопироксен является одним из наименее резистентных минералов при вторичных преобразованиях пород. Поэтому появление новых данных о геохимических особенностях ортопироксена из различных формаций представляет большую ценность для петрологии ультрабазит-базитов.

В структуре Магнитогорского островодужного террейна выявлена среднедевонская габброноритовая серия, образующая пояс из конкордантных и дискордантных интрузий. Её формирование произошло при амальгамации Учалино-Сибайской и Ирендыкской островных дуг, эффузивные аналоги габброноритовой серии не выявлены. Серия включает два комплекса (наурузовский и фэйзуллинский), источником родоначальных расплавов которых являлась надсубдукционная мантия (метасоматизированный лерцолит) с незначительным участием древнего корового субстрата [4].

Проведённые минералогические исследования габброноритов показали, что в составе породообразующих минералов (ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза) не выражены явные признаки изменения условий кристаллизации. Образование кристаллов происходило после полного смешения расплава с ассимилянтами. Ассимиляция кремнистых пород и фракционирование клинопироксена могло обусловить ортопироксен-плагиоклазовую котектику в расплаве вместо оливин-плагиоклазовой. Низкое $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношение в габброноритах (0,46 в наурузовском комплексе и 0,45 в фэйзуллинском комплексе), низкое содержание MgO и низкие концентрации сидерофильных элементов (Cr , Ni , Co) были обусловлены главным образом фракционированием клинопироксена (до 21 %) в промежуточной камере. Клинопироксен является главным концентратором редкоземельных элементов среди породообразующих минералов и характеризуется $\text{La}/\text{Yb}_n = 0,2\text{--}0,7$ и $\text{Gd}/\text{Yb}_n = 1,04\text{--}1,8$. Расчёты показали, что клинопироксен находился в равновесии с расплавом. По данным микроэлементного состава орто- и клинопироксена, а также расчётного расплава каждого из комплексов предложены новые коэффициенты распределения Нернста, которые могут быть использованы при изучении богатых калием островодужных толеитов.

Сопоставление геохимических характеристик ортопироксена, и в особенности клинопироксена габброноритовой серии с другими магматическими формациями мира показали, что эти минералы из островодужных комплексов имеют достаточно узнаваемые геохимические черты, интерпретация которых особенно может быть полезна при изучении сильно изменённых изверженных пород или терригенных пород.

Исследования выполнены в рамках государственных заданий Института геологии УФИЦ РАН № FMRS-2025-0015 и Института геологии и минералогии СО РАН (FWZN-2026-0009).

Список литературы

1. Рахимов И.Р., Самигуллин А.А., Дьякова С.А., Куликова А.В., Юлдашбаева В.Ф. Среднедевонская габброноритовая серия как отражение коллизии дуга-дуга в истории Магнитогорского островодужного террейна Южного Урала. // *Литосфера*, 2026, принято в печать.
2. Bedard J.H. Trace element partitioning coefficients between orthopyroxene and melt: Parameterizations of D variations and an improved Lattice Strain Model for rare Earth elements // *Chemical Geology*, V. 681, 2025. 122710.
3. Cooper G.F., Davidson J.P., Blundy J.D. Plutonic xenoliths from Martinique, Lesser Antilles: evidence for open system processes and reactive melt flow in island arc crust. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 171, No. 87, 2016.
4. Hellebrand E., Snow J.E., Mostefaoui S., Hoppe P. Trace element distribution between orthopyroxene and clinopyroxene in peridotites from the Gakkel Ridge: a SIMS and NanoSIMS study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 150, 2005. P. 486–504.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ТРАВЕРТИНОВ ТОМСКОГО РАЙОНА

М.Ш. Садиров, И.В. Вологодина, Е.М. Асочакова
Томский государственный университет, г. Томск
e-mail: sadirovmuhriddin02@gmail.com

Травертины представляют собой одну из интереснейших групп карбонатных отложений, формирующихся в результате осаждения карбоната кальция из природных вод. Они широко распространены как в областях современной гидротермальной активности [3], так и в зонах разгрузки холодных источников [2,5]. Травертины являются не только уникальными геологическими памятниками природы, но и важными объектами для палеогидрогеологических реконструкций, поскольку их состав и строение отражают физико-химические условия среды осаждения – минералообразования [3].

В пределах Томского района широко развиты травертины, приуроченные к зонам разрывных нарушений [7]. Здесь подземные воды имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав с минерализацией 0,4–0,7 г/л и околонеutralной средой [1,2,5]. Эти воды равновесны с карбонатными минералами, что создаёт благоприятные условия для осаждения травертинов из холодных углекислых источников.

Территория исследований расположена в Томском районе в северо-восточной части Колывань-Томской складчатой зоны. Она входит в Центрально-Западно-Сибирскую (Обь-Зайсанскую) складчатую систему, на востоке и юго-востоке ограничена Томским надвигом. Колывань-Томская складчатая зона в Томском районе представлена Томским прогибом – это крупный синклиний, выполненный терригенными флишевыми отложениями девона-карбона мощностью около 6 км [4]. Томский прогиб состоит из серии крупных линейных складок, разделённых системой продольных надвигов, сбросов и взбросов, также широко проявлены поперечные и диагональные системы нарушений. Район характеризуется системой

тектонических трещин западного и северо-западного простирания, к которым приурочены дайки «томских диабазов» и долины рек Тугояковка, Басандайка, Ушайка и Киргизка, а также холодные источники, образующие карбонатные травертины [5,7].

Настоящая работа является продолжением комплексных исследований, посвящённых изучению минералообразующей способности гидрогеохимических сред пресных подземных вод и диагностике парагенетичных им минеральных осадков [1,6].

Материалы для исследования отобраны из двух объектов, расположенных в Томском районе (рис. 1а). Всего изучено 9 образцов: 4 из них отобраны из травертиновых построек «Таловские чаши» и 5 образцов – из постройки «Звёздный ключ».

Объект №1 – травертиновые постройки «Таловские чаши», расположенные в 40 км к юго-востоку от г. Томска, в верховьях реки Басандайки. На данной территории отмечается несколько известковых чаш различных форм и размеров, сформировавшихся в местах выхода родников на поверхность. Стенки чаш протягиваются вдоль по потоку на некоторое расстояние. Наиболее крупная травертиновая чаша «Удивительная» имеет площадь 2 м², высоту стенок около 1 м, толщину 20–30 см и заполнена водой (рис. 1б). Дебит источника, вокруг которого сформирована чаша «Удивительная», составляет около 1 л/с (июль – август). Родник зимой не замерзает, температура воды составляет 4–5 °С. Для определения минерального состава из чаши «Удивительная», отобрано 2 образца из разных участков (№1 и 2), образец №3 отобран из чаши меньшего размера, №4 отобран из чаши, сформированной ниже по течению в 20 м от источника родников.

Объект №2 – травертиновые постройки «Звёздный ключ», расположенные в 30 км к югу от г. Томска на склоне высокой террасы правого берега р. Тугояковка. Он приурочен к склону водораздельной равнины, полукругом огибающей древний меандр р. Тугояковка на её правом берегу, перед выходом реки в пойму р. Томи. Родник представляет собой водопад высотой около 2 м, вытекающий из грота и ниспадающий каскадом по ступеням прямоугольной формы, сформированным травертиновыми образованиями, покрытых мхом (рис. 1с). Отобрано 5 образцов: непосредственно из источника (№1) и далее вниз по склону (№2 и 3), 4 и 5-й образцы, отобраны на расстоянии 40 метров от источника.

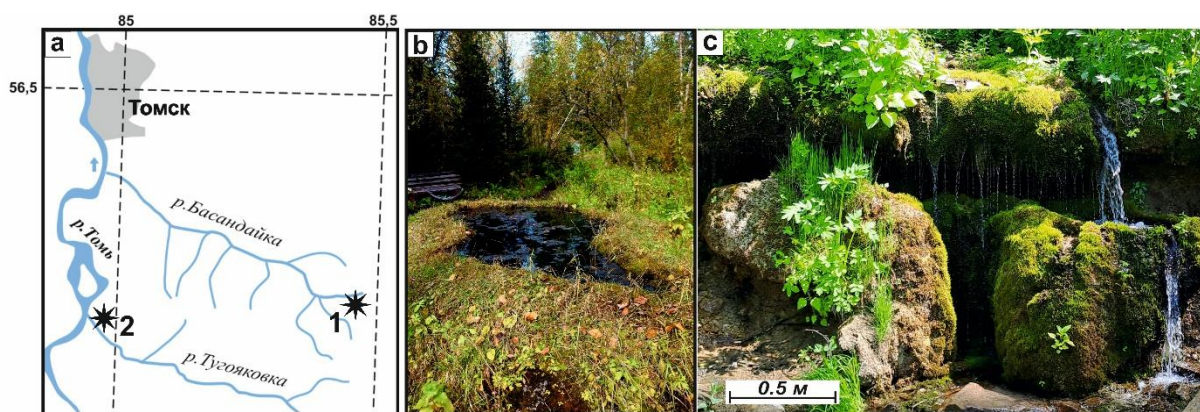


Рис. 1. Объекты исследования: а – 1 – Таловские чаши; 2 – Звёздный ключ.
Травертиновые постройки: б – чаша Удивительная; с – чаши постройки «Звёздный ключ»

Аналитические исследования выполнены с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования (ТГУ). Химический состав образцов определён методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) на спектрометре iCAP 7400 Duo. Диагностика общего минерального состава проводилась с использованием методов рентгенофазового анализа (РФА) на дифрактометре X'Pert PRO фирмы PANalytical (Нидерланды). Минералы группы карбонатов определены методом ИК-спектроскопии. Микростроения травертинов изучены с помощью

аналитического комплекса сканирующего электронного микроскопа (РЭМ) TESCAN Mira III LMU в сочетании с системой анализа элементного состава AZTEC ADVANCED (Аналитик: Корбовяк Е. В).

По результатам анализа ИСП-АЭС (табл. 1) в составе травертинов «Таловских чаш» и «Звёздного ключа» преобладает SiO₂ (2,2–14,9 %). По мере удаления от источников вдоль потока наблюдается увеличение SiO₂ (до 14,9 %), что связано с накоплением терригенного материала.

Отмечается увеличение содержания Fe₂O₃ в образцах, отобранных на удалении от источников до 1,86–2,09 % по сравнению с образцами у источников, где содержание Fe₂O₃ составляет 0,15–0,32 %. Это связано с процессом постепенного окисления железа, выносимого подземными водами, при контакте с атмосферным кислородом, что приводит к осаждению гидроксидов железа и окрашиванию травертинов в желтовато-бурые тона. Также фиксируется увеличение содержания Al₂O₃ в удалённых образцах (до 1,9 %). Таким образом, в результате дифференцированного осаждения химических элементов, примеси обломочного материала по мере удаления от источника химический состав травертинов изменяется.

Повышенные концентрации MnO (до 10,71 %) характерны для образцов «Таловских чаш» (№2 и 3). В образцах «Звёздного ключа» содержание MnO не превышает 0,05 %.

По данным рентгенофазового анализа (РФА) и ИК-спектроскопии, во всех исследованных образцах карбонатная составляющая представлена кальцитом. Травертины имеют преимущественно кальцитовый состав, его содержание варьирует от 84 до 99 %. В качестве второстепенных минералов в обоих объектах отмечается примесь кварца (1–16 %), а также глинистых минералов (<1 %) в образцах, отобранных на удалении от источников. Характерной особенностью травертинов «Таловских чаш» является присутствие бернессита – марганцевого оксидного минерала, содержание которого варьирует от 1 до 7 %.

В образцах, отобранных непосредственно у источников, содержание кальцита составляет 96–99 %, доля кварца – 1–4 %. В образцах, отобранных на удалении от источников (обр. 4–5 по «Звёздному ключу» и обр. 4 по «Таловским чашам»), содержание кальцита снижается до 84–87 %, а доля кварца возрастает до 10–16 %. Глинистые минералы (<1 %) появляются только в удалённых образцах, что свидетельствует о поступлении терригенного материала с поверхности.

Таблица 1
Химический и минеральный состав травертинов

№пр	Таловские чаши				Звёздный ключ				
	1	2	3	4	1	2	3	4	5
Химический состав, об.% по данным ИСП-АЭС									
SiO ₂	2,2	2,48	2,63	9,22	2,86	3,53	6,75	10,1	14,9
Al ₂ O ₃	0,1	0,09	0,33	1,9	0,12	0,11	1,41	1,46	1,11
Fe ₂ O _{3общ}	0,15	0,2	0,36	2,09	0,32	0,3	0,48	0,79	1,86
MnO	0,16	10,71	6,61	5,61	0	0,01	0,02	0,02	0,05
MgO	0,53	0,43	0,62	0,6	0,26	0,25	0,35	0,35	0,8
CaO	53,02	46,61	49,36	46,6	54,2	57,2	52,7	48,2	41
Na ₂ O	0,02	0,04	0,06	0,21	0,03	0,04	0,09	0,21	0,2
K ₂ O	-	0,03	0,03	0,23	0,02	0,03	0,14	0,2	0,09
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,14	0,01	0,02	0,11	0,11	0,08
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,04	0,13	0,21	0,24	0,13	0,2	0,14
S	0,06	0,06	0,04	0,04	0,31	0,04	0,04	0,04	0,09
ППП	43,26	38,95	39,54	32,91	41,3	37,8	37,3	38	39,4
Сумма	99,56	99,64	99,64	99,68	99,66	99,59	99,58	99,64	99,7
Минеральный состав, об.% по данным РФА									
Кальцит	97	90	97	87	99	99	96	89	84
Кварц	1	3	1	10	1	1	4	11	16

Бернессит	2	7	2	1	-	-	-	-	-
Доломит	-	-	-	2	-	-	-	-	-
Глинистые минералы	-	-	-	<1	-	-	-	<1	<1

На основе данных РЭМ установлены особенности микростроения травертинов. В образцах из постройки «Таловские чаши» бернессит образует изолированные глобулярные скопления размером до 100 мкм, обособленные от карбонатного матрикса. Агрегаты бернессита состоят из сфероидальных частиц диаметром до 20 мкм, сросшихся между собой (рис. 2а). В образцах из постройки «Звёздный ключ» минеральные агрегаты представлены пластинчатыми и ромбоэдрическими кристаллами кальцита размером 10–20 мкм, толщиной до 2 мкм (рис. 2б).

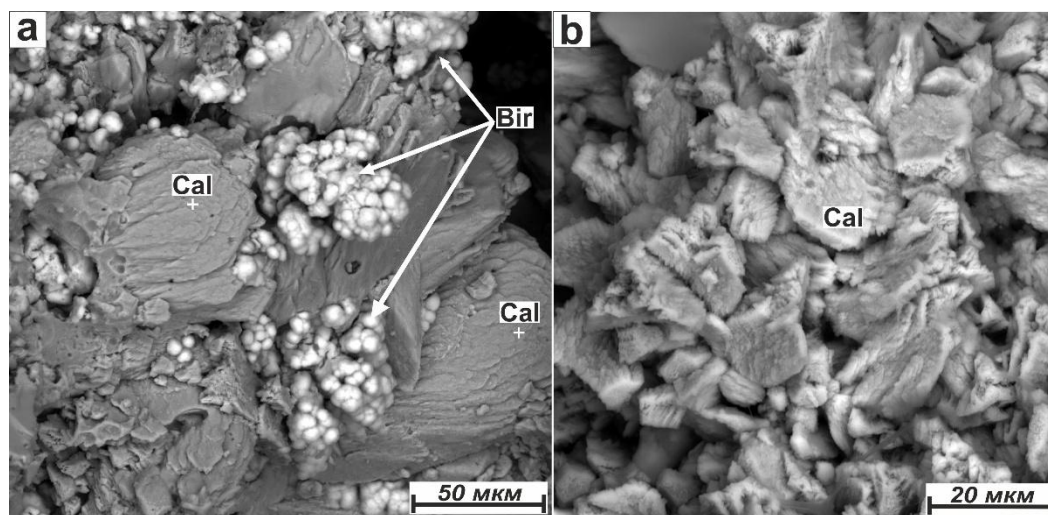


Рис. 2. Строение и состав травертинов: а – в карбонатной массе глобулярные агрегаты бернессита (Таловские чаши); б – агрегаты из пластинчатого и ромбоэдрического кальцита (Звездный ключ). РЭМ-снимки получены в режиме BSE. Условные обозначения: Cal – кальцит, Bir – бернессит

Полученные результаты показывают, что в пределах Томского района формируются травертины с кальцитовой и бернессит-кальцитовой минерализацией. Источником питания родников является палеозойский водоносный комплекс, где и происходит обогащение воды марганцем и кальцием при растворении девонских известняков и мергелей [8].

Список литературы

1. Садиров М.Ш., Вологодина И.В., Дутова Е.М. и др. Геохимические особенности подземных вод и вещественный состав травертинов Таловских чаш (Колывань-Томская складчатая зона, Западная Сибирь) // Геосферные исследования, № 4, 2025. С. 90–105. DOI 10.17223/25421379/37/6.
2. Дутова Е.М. Геохимия подземных вод и процессы вторичного минералообразования на Северо-Западном Салаире // Известия Томского политехнического университета, Т. 304, № 1, 2001. С. 244–261.
3. Лаврушин, В. Ю. Травертины Северного Кавказа / В. Ю. Лаврушин, В. Н. Кулешов, О. Е. Киквадзе // Литология и полезные ископаемые, № 2, 2006. С. 154–182.
4. Парначёв В.П., Парначёв С.В. Геология и полезные ископаемые окрестностей города Томска: Материалы к полевой геологической экскурсии: Справочное пособие. Томск: Томский государственный университет, 2010. 144 с.
5. Петрова О.Е., Копылова Ю.Г., Мартынова Т.Е. Геохимические условия травертинообразования (на примере бассейна р. Тугояковка) // Известия ТПУ, №6, 2002. С. 304–319.

6. Садиров, М. Ш. Педогенные карбонаты в автоморфных почвах подтаежной зоны Юго-Восточной части Западной Сибири / М. Ш. Садиров, Э. Ш. Туробов // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Серия: Науки о Земле, Т. 38, № 2, 2025. С. 27–39. – DOI 10.25587/2587-8751-2025-1-27-39. – EDN BQUONF.
7. Удодов П.А., Паршин П.Н., Левашов Б.М. и др. Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны. Томск: Изд-во ТГУ, 1971. 283 с.
8. Уткин Ю.В. Томские памятники природы: Тугояковский травертиновый каскад // Проблемы геологии и географии Сибири: материалы науч. конф. Томск, 2003. С. 113–116.

МИНЕРАЛОГИЯ ХРОМИТИТОВ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Д.Е. Савельев, Т.Д. Шабутдинов, Р.А. Гатауллин, Е.Н. Савельева

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: sav171@mail.ru

Ранее нами было рассмотрены строение и вещественный состав ультрамафитов из массивов Восточно-Уральской мегазоны, включая Варшавский, Верблюжьегорский, Татищевский, Успенковский и некоторые другие более мелкие массивы [2;3]. На основе данных петрографического состава, геохимии редкоземельных элементов и состава акцессорных хромшпинелидов показано, что все мафит-ультрамафитовые массивы района относятся к офиолитовой ассоциации и обладают значительным сходством между собой. Геохимические данные свидетельствуют в пользу отнесения ультрабазитов к реститам, образовавшимся в верхней мантии под областями океанического либо задугового спрединга. Породы всех массивов подверглись интенсивному метаморфизму в условиях земной коры с образованием преимущественно антигоритовых серпентинитов и заняли свое современное положение после значительных тектонических перемещений в относительно холодном состоянии.

В данной работе описаны минералогические особенности хромититов, образующих мелкие месторождения и рудопроявления в пределах упомянутых массивов. Наиболее хромитонесущими массивами Восточно-Уральской мегазоны являются Верблюжьегорский, Варшавский и Татищевский. На Верблюжьегорском массиве детальные работы проводились в 1930-е годы [1;4;5], когда были выявлены практически все месторождения, часть из них отрабатывалась. На территории Татищевского и Варшавского массивов поиски хромититов проводились неоднократно [Колодкин, 1929ф; Зотов, 1930ф; Горланов, 1933ф], были выявлены небольшие месторождения. Позднее, в 2000-х годах поисковые работы позволили обнаружить новые рудные тела в восточной части Варшавского и на Татищевском массиве [Иванушкин, 2006ф]. В пределах Наследницкого массива небольшие тела хромититов обнаружены работами 1930-х годов [5], на Успенковском часть месторождений выявлена работами 2000-х годов [Иванушкин, 2006ф].

В пределах всех трех массивов строение месторождений и рудопроявлений во многом сходно. Выделяются три главных морфологических типа залежей: 1) линзообразные, 2) столбообразные и 3) изометричные (шпиро- и гнездообразные). Чаще всего рудные тела представлены в различной степени уплощенными и удлинёнными линзами и гнездами с резкими контактами. Размеры тел варьируют в широких пределах: длина по простиранию изменяется от 1–2 до 163 м, средняя мощность 0,5–7,1 м, протяженность по падению составляет от 1,5 до 34 м. Наиболее распространены крутопадающие тела до вертикальных, реже встречаются пологие и субгоризонтальные.

Рудообразующие минералы изученных хромититов представлены хромшпинелидами, которые по классификации [9] соответствуют преимущественно хромиту и алюмохромиту, реже – феррихромиту и хроммагнетиту. Зерна хромшпинелидов зональные с постепенным увеличением содержания Fe от центральной части к периферии. Химический состав: MgO 6,70–30,12 мас.%; FeO 6,91–22,12; Cr₂O₃ – 43,51–65,82; Al₂O₃ – 1,95–24,33; Fe₂O₃ 1,12–30,12; TiO₂ 0,16–1,09; V₂O₃ 0,14–0,29; MnO 0,28–1,12. Магнезиальность (#Mg) варьируется в диапазоне 0,35 – 0,83; хромистость (#Cr) – 0,56–0,94.

Моноклинный пироксен, обнаруженный внутри рудообразующего хромшпинелида, сохранился в виде реликтов и относится к диопсиду. Химический состав: CaO 22,14–26,33 мас.%; Na₂O 0,21–1,73; MgO 16,15–20,45; FeO 0,35–1,78; Al₂O₃ 0,27–4,36; Cr₂O₃ 0,53–2,09; TiO₂ 0,15–0,61; SiO₂ 51,42–54,89. Единичное включение ромбического пироксена, ассоциирующего с амфиболом соответствует энстатиту. Химический состав: CaO 0,69–0,89 мас.%; MgO 35,66–35,78; FeO 4,35–4,39; Al₂O₃ 1,55–1,57; Cr₂O₃ 1,06–1,17; SiO₂ 56,46–56,99.

Серпентин, занимающий интерстиции между зёрнами рудообразующего хромшпинелида и развивающийся по пироксену, по классификации [8] представлен антигоритом. На это указывает магнетит, как развитый по хромшпинелиду, так и формирующий отдельные включения. Химический состав серпентина: MgO 38,91–41,21 мас.%; FeO_{общ} 2,14–2,36; NiO 0,35; Al₂O₃ 0,97–1,56; Cr₂O₃ 0,33–0,45; SiO₂ 43,65–44,09. Хлорит, занимающий интерстиции между рудообразующим хромшпинелидом и ассоциирующий с такими экзотическими минералами как барит и цирконолит, по классификации соответствует клинохлору. Содержание MgO 26,37–40,44 мас.%, FeO_{общ} 0,89–5,66; CaO 0,19–0,47; NiO 0,22–0,55; Al₂O₃ 8,25–22,39; Cr₂O₃ 2,01–19,46; SiO₂ 21,30–40,16. Гранаты, обнаруженные как внутри рудообразующего хромшпинелида, так и в интерстициях, представлены минералами ряда уваровит-гроссуляр. Химический состав: MgO 0,15–3,20 мас.%; FeO_{общ} 1,83–4,99; CaO 33,81–37,39; Al₂O₃ 5,03–17,77; Cr₂O₃ 1,05–22,60; SiO₂ 34,62–37,93; TiO₂ 0,24–1,49. Сульфиды, встреченные в хромититах изученных массивов по химическому составу соответствуют галениту, миллериту, полидимиту и халькозину, арсениды – орселиту и никелину, сульфоарсениды - герсдорфиту, оксиды – магнетиту. Экзотические минералы, обнаруженные в интерстициях представлены англезитом, баритом, голландитом, цирконолитом.

Амфиболы, встреченные в виде самостоятельных включений внутри хромшпинелида и развивающиеся по первичным минералам разнообразны и варьируются от паргасита и магнезио-сиданагаита до эденита и тремолита. Оксидный состав: Na₂O 0,49–3,12 мас.%; K₂O 0,14 – 0,61; CaO 11,82–13,63; MgO 19,24–23,77; FeO 1,16–2,38; NiO 0,18–0,22; Al₂O₃ 1,71–12,11; TiO₂ 0,13–1,46; SiO₂ 44,96–56,42. На дискриминационных диаграммах Si–Ca+Na+K [7] и Al₂O₃–TiO₂ в мас.% [6] рассчитанные формульные коэффициенты попадают преимущественно в поле магматических амфиболов и имеют мантийный, либо корово-мантийный источники.

В изученных аншлифах хромититов были обнаружены редкие зерна минералов платиновой группы, всего в 24 аншлифах обнаружено 26 зерен размером от 1 до 19,6 мкм. По массивам находки распределены следующим образом (кол-во зерен/кол-во аншлифов): Верблюжьегорский (4/4), Варшавский (3/5), Татищевский (5/9), Наследницкий (6/3), Успенковский (8/3). МПГ чаще включены в зерна хромшпинелидов, несколько реже они приурочены к раздробленным участкам либо интерстициальному пространству, заполненному серпентином и/или хлоритом. В редких случаях МПГ включены в более крупные выделения сульфидов и арсенидов. Как следует из приведенных выше данных, наибольшая распространенность МПГ отмечена в хромититах Успенковского и Наследницкого массивов, но именно эти хромититы представлены наименее метаморфизованными разностями. Наиболее изменены и корродированы рудные зерна Варшавского и Татищевского массивов.

Из других закономерностей необходимо отметить наибольшее распространение среди МПГ лаурита (как правило он локализован внутри зерен хромита и обладает кристалломорфными очертаниями), реже встречается ирарсит (чаще приурочен к

интерстициям и ксеноморфен), еще реже встречались «сплавы» состава Ru-Os-Ir, которые вероятнее всего представлены десульфуризированным и окисленным лауритом. Последние чаще всего расположены в зонах дробления и интерстициях хромитовых зерен.

Таким образом, изученные хромититы Верблюжьего, Татищевского, Варшавского, Успенковского и Наследницкого массивов характеризуются богатым минеральным составом. В соответствии с порядком образования минералов, они могут быть подразделены на три группы ассоциаций. Первая группа включает минералы, сформировавшиеся на высокотемпературной стадии в условиях верхней мантии: хромшпинелид, моноклинный и ромбический пироксены. Вторая - ассоциация минералов, сформировавшихся в коровых низкотемпературных условиях (ниже 500°C) при проработке хромититов флюидами, представлена серпентином, хлоритом, гранатами (уваровитом, гроссуляром), сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами Ni, Fe, Cu, реже – Pb (миллеритом, полидимитом, галенитом, халькозином, никелином, орселитом, герсдорфитом), магнетитом, сульфатами Ba и Pb (баритом, англезитом), цирконолитом, голландитом. Третья группа включает в себя минералы с неоднозначным генезисом. В изученных хромититах это амфиболы и минералы платиновой группы (МПГ). Для более точных выводов необходимо провести дополнительные исследования.

Работа выполнена в рамках Госбюджетной темы ИГ УФИЦ РАН №FMRS-2025-0014

Список литературы

1. Кашин С.А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале) // Хромиты СССР, Т. 1, 1937. С. 251–338.
2. Савельев Д.Е. Хромитонность гипербазитовых массивов Южного Урала: дисс. д-р геол.-мин. наук: 25.00.11: дис. ... д-ра геол.-минер. наук / Савельев Д.Е. Пермь, 2012. 409 с.
3. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Рыкус М.В. Габбро-гипербазитовые массивы Тогузак-Аятского района (Южный Урал) // Нефтегазовое дело, № 1, 2010. С.15–28.
4. Соколов Г.А., Вахромеев С.А., Кашин С.А., Сиднеева Н.Д. Геолого-геохимические исследования на горе Верблюжьей. М.: Изд-во СОПС АН, 1936. 115 с.
5. Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожевников К.Е. Уральские месторождения хромита. Труды ВИМС. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. №85. 240 с.
6. Changyi J., Sanyuan A. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance // Journal of Mineralogy and Petrology, V. 3, 1984. P. 1–9.
7. Czamanske G.K., Wones D.R. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicate // Journal of Petrology, V. 14, No.3, 1973. P. 349–380.
8. D'Antonio M., Kristensen M.B. Serpentine and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 196, Site 1200): Inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle // Mineralogical Magazine, V. 68, 2004. P. 887–904. <https://doi.org/10.1180/0026461046860229>
9. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Harlow, UK, 1992. 695 p.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ ТУЛОМОЗЕРСКОЙ СВИТЫ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СЕГОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ: ВЛИЯНИЕ НА ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА

**О.М. Силаева^{1,2,*}, Б.Г. Покровский², А.В. Самсонов^{1,3}, К.Г. Ерофеева^{1,3}, А.В. Степанова¹,
М.А. Суханова^{1,4}, В.В. Устинова¹, А.А. Фатеева¹**

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: om.silaeva@gmail.com

Введение. Одним из наиболее ярких эпизодов в истории Земли является период 2,5–2,1 млрд лет, за который произошли самые радикальные изменения во внешних земных оболочках. Среди этих событий особенно выделяется Великое Окислительное событие (ВОС), в значительной степени связанное с другими явлениями, такими как развитие эукариотов, исчезновение масс-независимого фракционирования изотопов серы, распространение красноцветных осадочных формаций, глобальные оледенения и формирование карбонатов с положительной С-изотопной аномалией [4]. Последнее из перечисленных событий проявлено в карбонатных разрезах палеопротерозоя по всему миру и называется Ломагунди-Ятулий. Причины, амплитудные значения, временные рамки и синхронность этого изотопного события являются предметом научных дискуссий [3]. При изучении этих вопросов первостепенной задачей является оценка сохранности первичного изотопного состава углерода в породах.

На территории Фенноскандинавского щита, где палеопротерозойские осадочные породы развиты в рифтогенных структурах, карбонатные породы с аномально высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ относятся к туломозерской свите ятулийского надгоризонта (2,3–2,1 млрд лет). Эти породы детально изучены по скважинам, пробуренным в разных частях Онежской структуры [4]. Исследования авторов сосредоточены на расположенной в 40 км к северо-западу от ОС Сегозерской структуре, в которой представлен полный разрез ятулийского надгоризонта с сохранившимися первичными структурами и текстурами осадочных пород [1]. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах туломозерской свиты Сегозерской структуры ранее не изучался.

В юго-западной части структуры на берегу оз. Сегозеро обнажается разрез мощностью более 110 м, включающий metabазальты медвежьегорской свиты и перекрывающие терригенные породы аллювиально-дельтового комплекса [1] туломозерской свиты. Верхняя часть этого разреза содержит согласно залегающую на песчаниках 10-метровую пачку доломитов, которую с размывом перекрывают волнисто-слоистые красноцветные алевролиты. Для получения первых изотопных данных по карбонатам туломозерской свиты в Сегозерской структуре и их сопоставления с аналогичными данными, полученными по керну скважин в Онежской структуре, доломитовая пачка была изучена комплексом методов.

Образцы и методы. В верхней части берегового разреза на юго-западе Сегозерской структуры было отобрано 12 образцов доломитов, равномерно распределенных по пачке мощностью 10 м, и образец песчаника преимущественно с кальцитовым цементом, отобранный из кровли подстилающих пачку песчаников. Все образцы изучены в шлифах с помощью поляризационного микроскопа Axiolab Pol в Геологическом институте РАН (ГИН РАН). Содержание петрогенных элементов в породах определялось на рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B.V.) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Для уточнения состава образец из верхней части разреза с максимальными

содержаниями SiO₂, MgO и Mn проанализирован на электронном микроскопе Tescan Vega 3 с микрозондовой приставкой Aztec (ускоряющее напряжение 20 кВ) в ГИН РАН. Определения изотопного состава произведены с помощью комплекса аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающего масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II в ГИН РАН.

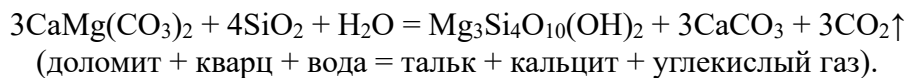
Результаты. Согласно петрографическим данным, доломитовая пачка сложена розовато-белыми доломитами локально с перекристаллизованным вторичным кальцитом; на выветрелой поверхности пород пачки наблюдаются строматолитовые структуры. Терригенная примесь (до 10%) представлена угловатыми зернами кварца (до 90%) и калиевого полевого шпата (до 9%), а также редкими зернами апатита. Повсеместно в доломитах присутствуют аутигенные минералы: рассеянный тонкодисперсный гематит, скопления талька, иногда с хлоритом, и часто ассоциирующий с ними аутигенный кварц, представленный гранулярными агрегатами. Количество талька увеличивается вверх по разрезу, в нижней части этот минерал отсутствует. Данные микрозондового анализа показали также наличие фенгита, флогопита, единичных зерен барита и трех генераций доломита с различным содержанием Mn и Fe. Зерна доломита с минимальными концентрациями примесей представлены массивными обособленными округлыми образованиями, прорывающимися и содержащимися в массе пористого доломита с повышенными содержаниями Mn и Fe (до 0,72 мас. % и 0,72 мас. % соответственно). Последний приурочен к многочисленным микротрещинам и является преобладающей генерацией доломита в анализируемом шлифе. Доломит с максимальными концентрациями Mn и Fe (до 1,9 мас. % и 0,5 мас. % соответственно) так же пористый и приурочен к трещинам, однако имеет четкие границы с доломитом с повышенными концентрациями Mn и Fe.

Химический анализ показал, что доломитсодержащие породы имеют повышенные содержания SiO₂ до 31%, высокие концентрации Mn (от 1442 до 6997 мкг/г) и низкие – Sr (от 33 до 142 мкг/г) и Na₂O (менее 0,1 мас. %). Отношение CaO/MgO варьирует от 0,61 до 1,65, за исключением образца из средней части разреза (CaO/MgO = 3,26). Валовый химический состав доломитовых карбонатных пород закономерно изменяется вверх по разрезу: увеличивается содержание SiO₂, Fe₂O₃, MgO, Mn, Zn, Co, Ni и Sc и уменьшаются концентрации CaO и Na₂O. Данные закономерности более убедительны без учета образца песчаного доломита с наибольшим содержанием терригенной примеси, который геохимически более близок к образцу подстилающего песчаника с кальцитовым цементом.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, полученные по карбонатной составляющей пород (доломит + кальцит), варьируют в широких пределах от 9,8 до 15,1‰ и от –15,4 до –10,6‰ соответственно. Вверх по разрезу происходят увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$ и уменьшение величин $\delta^{13}\text{C}$.

Обсуждение. Изученная доломитовая пачка терригенно-карбонатной туломозерской свиты является маркером быстрой, но постепенной смены терригенного типа осадконакопления на карбонатный, на что указывает наличие маломощного (~20 см) слоя песчаников с преимущественно кальцитовым цементом между терригенными и карбонатными породами. Вероятно, эта смена вызвана прекращением действия речного стока либо миграцией русла. Карбонатные породы первоначально имели строматолитовое строение, структуры которых не сохранились на микроуровне вследствие перекристаллизации и аутигенного образования кварца, талька и других минералов. Доломит с минимальными содержаниями Mn и Fe, скорее всего, был первичным и испытал метеорный диагенез, при котором происходит увеличение концентраций Mn и Fe в карбонате и уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, что было показано на современных известковых осадках (для доломитов подобные исследования не проводились) [2]. Таким образом мог быть образован пористый доломит с повышенными содержаниями Mn и Fe, на что также указывают его приуроченность к микротрещинам и низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (до –15,4‰). На этой же стадии теоретически могли произойти обеднение доломитов ^{13}C и кальцитизация [2].

Следующий ярко выраженный этап преобразований доломитов обусловил появление метаморфических минералов (талька, хлорита, флогопита). Закономерное увеличение вверх по разрезу доли этих минералов и гранулярных агрегатов кварца, а также уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ указывает на действие реакции декарбонатизации:



При данной реакции образуется углекислый газ, обогащенный тяжелым изотопом углерода, при удалении которого из объема породы происходит уменьшение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ общей карбонатной составляющей (доломит + кальцит) [5]. Отсутствие в изучаемых доломитах типичных минералов зеленосланцевой фации метаморфизма (тремолита, форстерита, волластонита) свидетельствуют об относительно низкой температуре протекания реакции ($<300^\circ\text{C}$). Как показали экспериментальные данные [7], в системе $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ с участием водного флюида с растворенным кремнеземом реакция декарбонатизации идет даже при температуре ниже 200°C . Этот же флюид мог обусловить формирование опаловых образований, которые при дальнейшем метагенезе приобрели вид гранулярных агрегатов кварца. Отсутствие кальцита в шлифе, исследованном с помощью микрозондовой приставки, указывает на его полную доломитизацию либо на его растворение и удаление из системы вместе с флюидом. Наиболее вероятной представляется модель доломитизации, при которой источником Mg был Mg-содержащий флюид, обусловивший также низкие отношения CaO/MgO и, при дальнейшем повышении температуры, образование флогопита. Также возможно, что именно новообразованный доломит имеет максимальные концентрации Mn и Fe. Увеличение вверх по разрезу содержания талька свидетельствует о наиболее интенсивном действии флюида (или флюидов) в верхней части пачки; следовательно, в нижней части пачки залегают породы с изотопным составом углерода максимально близким к исходному (15,1‰).

Выводы. Исследованные доломиты туломозерской свиты на юго-западе Сегозерской структуры испытали минимум два постседиментационных процесса, которые повлияли на конечный изотопный состав углерода и кислорода в породах. Ранний метеорный диагенез мог существенно (на несколько промилле) снизить исходные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ [2]. Из-за отсутствия информации о длительности этого процесса количественные оценки невозможны. На стадии метагенеза доломитовые породы подверглись действию флюида с растворенным кремнеземом, который обусловил реакцию декарбонатизации с образованием талька, кальцита (обеденного ^{13}C) и углекислого газа (обогащенного ^{13}C) [5, 7], постоянно удалявшегося из системы. В результате этой реакции так же были уменьшены величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и при трансформации вторичного кальцита в доломит процесс декарбонатизации может быть количественно рассчитан по модели релеевской дистилляции [6].

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00260-П.

Список литературы

1. Силаева О.М., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Фатеева А.А., Устинова В.В., Суханова М.А., Бессмертный К.Н. Предыстория события Ломагунди-Ятулий на Карельском кратоне: литология терригенных пород ятулия Сегозерской структуры // Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 34, № 1, 2026. С. 1–29.
2. Gavish E., Friedman G.M. Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: sequence and time scale // Journal of Sedimentary Petrology, V. 39, 1969. P. 980–1006.
3. Hodgskiss M.S.W., Crockford P.W., Turchyn A.V. Deconstructing the Lomagundi-Jatuli Carbon Isotope Excursion. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, V. 51, 2023. P. 301–330.

4. Melezhik V.A., Prave A.R., Fallick A.E., Hanski E., Lepland, A., Kump L., Strauss H. Reading the archive of earth's oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project. Springer, 2013. 503 p.
5. Melezhik V.A., Prave A.R., Fallick A.E., Hanski E., Lepland, A., Kump L., Strauss H. Reading the archive of earth's oxygenation. Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project. Springer, 2013. 521 p.
6. Valley J. W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: Valley J. W., Taylor H. P., O'Neil J. R. (eds.). Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy, Vol. 16. Washington, DC: Mineralogical Society of America, 1986. P. 445–490.
7. Wan Y., Wang X., Chou I.M., Hu W., Zhang Y., Wang X. An experimental study of the formation of talc through $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ interaction at 100–200°C and vapor-saturation pressures // *Geofluids*, 2017. 3942826.

ГРАНАТИТЫ В ВЫСОКОГРАДНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ (УРАЛ И БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)

С.Г. Скублов, Л.И. Салимгареева, А.В. Березин, Д.Е. Белоножкина, Н.Г. Ризванова
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
e-mail: skublov@yandex.ru

Гранатиты (породы с содержанием граната не менее 50%) довольно часто встречаются в метаморфических комплексах высокого давления (ссылки в [3]). Экспериментально было подтверждено, что эклогиты полностью трансформируются в гранатиты при давлениях около 15 ГПа, что реализуется при субдукции океанической коры. Однако гранатиты также были установлены среди гранулитов в shear-зонах в Хабаровинском мафит-ультрамафитовом массиве на Южном Урале, и в гранулитах Кондалитового пояса Северо-Китайского кратона, испытавших анатексис. Гранатиты являются характерными образованиями для гигантского месторождения полиметаллов Брокен Хилл, для которого их появление объясняют метаморфическими процессами, достигающими параметров гранулитовой фации при активном участии флюидов.

Природа происхождения гранатитов до сих пор остается дискуссионным вопросом. Наиболее распространенная точка зрения на их генезис – образование гранатитов вследствие первично магматической дифференциации базитов на железо-титанистую (протолит гранатита) и магнезиальную (протолит комплементарного с гранатитом метабазита) части. Существуют также предположения об образовании гранатита в результате метаморфической дифференциации при активной инфильтрации флюида и при метасоматозе с образованием метасоматической колонки. Во многих гипотезах в процесс образования гранатитов вовлекается значительное количество флюидов, обеспечивающих мобильность ряда компонентов. Авторами продолжается исследование гранатитов из двух мобильных поясов – Беломорского и Уральского.

В северо-западной части Беломорского подвижного пояса масштабные проявления гранатизации эклогитовых тел в виде линейных полос, вплоть до появления мономинерального гранатита, были установлены в салминских эклогитах, возраст которых был определен как палеопротерозойский, около 1900 млн лет. На опорном участке салминских эклогитов, в карьере месторождения Куру-Ваара, было детально изучено тело массивных эклогитов размером до 10 м в поперечнике, которое залегает в мигматизированных гнейсах, пронизанных многочисленными жилами керамических пегматитов. На контакте с вмещающими гнейсами эклогиты сильно амфиболизованы с образованием каймы

мощностью 1–2 м, представленной гранатовыми амфиболитами. Прослой гранатита мощностью до 60 см находится между каймой амфиболитизации и эклогитом. В результате исследования было установлено, что образование гранатита было оторвано во времени от процесса эклогитизации и произошло одновременно с внедрением пегматитовых жил около 1840 млн лет назад. Формирование гранатита сопровождалось метасоматическим привносом LREE и других высокозарядных элементов (Y, Zr, Hf и Th), зафиксированным изменением состава циркона и ряда породообразующих минералов [2].

Показательным объектом для установления влияния титанита на геохимию сосуществующего циркона являются метасоматические жильные гранатиты в составе Кийостровского массива метабазитов, магматический возраст протолита которого составляет 2420–2425 млн лет, возраст метаморфизма амфиболитовой фации и сопутствующих метасоматических процессов – около 1890 млн лет [Астафьев, Воинова, 2020; Скублов и др., 2026]. Тела гранатитов на о. Фаресов, входящим в Кийостровский архипелаг, представлены многочисленными извилистыми («z-образными») жилами и линзами северо-западного простирания. Видимая мощность самой протяжённой жилы (64°00'22" с.ш., 37°51'33" в.д.) варьирует от 10 см до 1 м, наблюдаются многочисленные «пережимы», ее длина составляет примерно 50 м, видимая мощность линз местами достигает 60 см. Также жила гранатита, участками с появлением цоизита, наблюдалась на западном побережье о. Кий (63°59'50" с.ш., 37°53'16" в.д.). Мощность варьирует от 2 до 15 см, границы извилистые, но чёткие, а видимая протяжённость составляет около 15 м. Состав жилы меняется от практически мономинерального гранатитового в северной оконечности до мономинерального цоизититового в южной, соединяются они через тонкую (до 2 см) зону смешанного состава. Вмещающими породами в обоих случаях выступают плагиоамфиболиты. Для более детального изучения гранатитов и их взаимоотношения с вмещающими породами была выбрана серия проб с о. Фаресов: обр. 2510 – вмещающий плагиоамфиболит, обр. 2511 – плагиоамфиболит в контакте с жилой гранатита, обр. 2512 – жила гранатита. Минеральный состав жилы (обр. 2512) представлен гипидиоморфным мелкозернистым (около 1-2 мм) гранатом ($\pm 60\%$) и ксеноморфным кварцем в интерстициях ($\pm 40\%$), среди акцессорных минералов (содержание $\leq 1\%$) установлены титанит, апатит и циркон. В зоне контакта с вмещающими породами (обр. 2511) наблюдается укрупнение размеров граната размером до 5 мм ($\pm 15\%$) и находится он в более меланократовой матрице, состоящей из средне-крупнозернистого амфибола ($\pm 65\%$), плагиоклаза ($\pm 15\%$) и кварца ($\pm 5\%$), среди акцессориев наблюдаются циркон и апатит ($\leq 1\%$). Состав вмещающей породы (обр. 2510): более мелкозернистый амфибол ($\pm 50\%$), плагиоклаз ($\pm 25\%$), кварц ($\pm 25\%$). В серии обр. 2510 – обр. 2512 идёт отчётливое изменение минерального состава: во вмещающей породе в минеральном составе практически отсутствует гранат и превалирует амфибол, в зоне контакта гранат появляется в виде крупных редких зерен в матрице из средне-крупнозернистого амфибола, а в жиле гранат слагает равномернозернистый агрегат, где амфибол отсутствует. Укрупнение размеров зёрен и изменение минерального состава свидетельствует о воздействии метасоматического флюида, в результате которого образовалась жила гранатита.

По данным XRF обр. 2511 характеризуется пониженным содержанием кремнезёма (46,8 мас.%) в отличие от обр. 2510 (мас. 51,0%), и повышенным содержанием Fe_2O_3 (17,42 мас.%), MgO (мас. 7,18%) и K_2O (мас. 0,84%). При этом для гранатита обр. 2512 характерно наибольшее содержание SiO_2 – 62,25 мас. % и содержание Fe_2O_3 практически равное содержанию в обр. 2511 – 17,43 мас. %. Также следует отметить, что в сравнении с обр. 2511 в гранатите понижено содержание Al_2O_3 , MgO , Na_2O и K_2O . Распределение REE в породах слабо дифференцированное, для обр. 2510 характерны значения от 35 до 6 хондритовых отношений, для обр. 2511 – от 30 до 12 и для обр. 2512 на уровне 60–30 хондритовых отношений. Содержание HREE в гранатите наибольшее, по сравнению с вмещающими плагиоамфиболитами. Во всех породах наблюдается отчётливое преобладание LREE над

HREE. В обр. 2511 и 2512 в равной степени слабо проявлена отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,79$). Содержание HREE в приконтактовой зоне ниже, чем в гранатите, однако значительно выше, чем во вмещающем амфиболите, где гранат отсутствует или встречается в виде единичных зёрен до 1–2 мм. Содержание LREE в гранатите выше (около 54,4 ppm), чем в обр. 2510 и 2511 (около 23,3 ppm). Вероятно, концентратором LREE выступает другой минерал – апатит и/или титанит.

Всего было проанализировано 8 зерен циркона (11 точек), образующих единый конкордантный кластер с одинаковым U-Pb возрастом. 5 точек циркона имеют сходный характер распределения REE, отвечающий гидротермально-метасоматическому типу циркона, со слабо дифференцированным характером спектров за счет повышенного количества LREE, сильно редуцированными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями, и для нескольких точек – выпуклой формой спектра в области средних REE. Суммарное содержание легких REE в этих точках составляет диапазон 6–37 ppm, в среднем 19 ppm. В других 6 точках спектры распределения резко обеднены легкими REE – не более 1 ppm, в среднем 0,6 ppm. Положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалии также сильно редуцированы. Спектры распределения REE, не смотря на их дифференцированность, не отвечают типичным магматическим. По другим редким элементам значимое отличие между двумя группами циркона проявлено только в содержании Ti. В группе с повышенным содержанием LREE содержится 5–30 ppm Ti, в среднем 15 ppm; в группе с дефицитом LREE – 1,7–3,4 ppm, в среднем 2,6 ppm. Обе группы характеризуются умеренным содержанием Y, около 50 ppm, и HREE – около 20 ppm, что говорит о равновесии с гранатом, количество которого в гранатите значительное. Особенность состава второй группы циркона может быть объяснена перераспределением Ti и легких REE в сосуществующий титанит, кристаллизация которого началась позже образования первой группы циркона ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст титанита составляет около 1885 млн лет, данные ID-TIMS). Рассмотренный случай является редким примером доминирования титанита над цирконом при перераспределении REE при второстепенной роли граната.

Эклогитовый комплекс Марун-Кеу на Полярном Урале до сих пор является малоизученным, относительно других эклогитовых комплексов мира, объектом. Характер протолитов, возраст и условия образования эклогитов Марун-Кеу (известный под названием Слюдяная Горка) являются предметом дискуссий. Гранатиты, широкое распространение которых среди эклогитов Слюдяной Горки было отмечено еще одним из первых исследователей эклогитов Полярного Урала Н.Г. Удовкиной, остались вне объектов изучения всех последующих работ.

Комплексная минералого-геохимическая характеристика (XRF, ICP-MS, SEM-EDS, SIMS методы) гранатитов и их протолитов из комплекса Марун-Кеу позволила установить, что протолитами, по которым развиваются гранатиты, являются две разновидности пород: это ультраосновные (в большинстве случаев) и основные породы. Общей тенденцией для гранатитов является рост суммарного содержания REE по сравнению с протолитами. Все проанализированные гранатиты демонстрируют существенное падение, по сравнению с протолитом, содержания Cr, Ni и Co. Содержание V в гранатитах также уменьшается относительно протолитов, но менее масштабно. В целом, гранаты из гранатитов, развивающихся по перидотитам, характеризуются резко повышенным (относительно гранатов из гранатитов, развивающихся по порфирирам), содержанием Rtr минала и пониженным – Alm минала, что вероятнее всего, определяется магнезиальностью протолита. В гранатитах по перидотитам установлен гранат с нетипичным недифференцированным спектром REE со значительной положительной Eu-аномалией, который может быть объяснен эффектом наследования гранатом спектра REE от минерала-предшественника, в данном случае – плагиоклаза. Наблюдаемые на исследованном участке Слюдяная Горка эклогиты и гранатиты, вероятно, образовались из основных и ультраосновных пород океанической коры в процессе

их выведения на более верхние уровни разреза при воздействии на них корового флюида, проникающего по зонам трещиноватости [3].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 26-17-00078, <https://rscf.ru/project/26-17-00078/>.

Список литературы

1. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Климовский метасоматический комплекс Беломорского подвижного пояса: состав, возраст, геологическая позиция // Геотектоника, № 1, 2020. С. 23–40.
2. Мельник А.Е., Березин А.В., Скублов С.Г. Возраст (U-Pb, Sm-Nd) и геохимические особенности гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // Записки Российского минералогического общества, № 6, 2014. С. 17–33.
3. Салимгараева Л.И., Березин А.В. Гранатиты из эклогитового комплекса Марун-Кей (Полярный Урал): геохимия и проблемы образования // Записки Горного института, Т. 262, 2023. С. 509–525.
4. Скублов С.Г., Салимгараева Л.И., Белоножкина Д.Е., Румянцева Н.А., Ли С.Х., Ли Ч.Л. Первые изотопные данные для циркона из метасоматитов Кийостровского массива как доказательство обогащения легким кислородом пород юго-восточной части Беломорского подвижного пояса // Геохимия, Т. 71, 2026 (в печати).

РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ЗИЛАЙРСКОЙ СВИТЫ (РАЗРЕЗ БЕЛОРЕЦКИЙ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

***А.В. Сначёв¹, В.Э. Баширов^{1,2}, М.А. Рассомахин³, З.Р. Биктимерова¹, Д.В. Киселёва⁴,
В.С. Игошева⁴***

¹ *Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

² *Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа.*

³ *Южно-Уральский ФНЦ минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс*

⁴ *Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
e-mail: SAVant@rambler.ru*

Район исследований находится в зоне сочленения северной части Зилайрского синклинория и Уралтауского мегантиклинория. Разрез углеродистых сланцев, обнаженных в 6 км юго-восточнее г. Белорецк вдоль автомагистрали Белорецк – Магнитогорск на водоразделе р.р. Ятва и Укшук, ранее условно относился к Уралтаускому мегантиклинорию [3]. На данный момент возраст данной толщи является дискуссионным. По результатам последних геолого-съёмочных работ рассматриваемые отложения отнесены к зилайрской свите (D₃-C_{1z}) Зилайрского мегасинклинория [2].

Рассматриваемый разрез протяженностью более 150 м представлен чередованием тёмносерых тонкоплитчатых углеродистых и слюдисто-углеродистых сланцев. В его пределах выделены четыре зоны смятия и рассланцевания пород шириной порядка 10 м. Сланцы смяты в изоклинальные складки юго-восточного простирания, в них широко развиты плойчатость, флексурные изгибы слоёв и кливаж. Зоны интенсивного дробления чаще всего залечены жилами и прожилками кавернозного кварца. Сульфидная минерализация отмечается практически по всему разрезу, но её интенсивность явно повышается в зонах смятия. Встречаются как густовкрапленные линзовидные и полосовидные обособления пирита

мощностью 3–4 см, так и отдельные кристаллы, в размере достигающие 2 см. Сланцы часто содержат пустоты выщелачивания по пириту или окисленные его кристаллы.

Углеродистые сланцы имеют пльчатую текстуру, которая обусловлена микропльчатостью основной массы хлорит-мусковит-кварцевой матрицы. Структура лепидо-гранобластовая, обусловлена наличием гломер кварца неправильной, вытянутой, линзовидной формы. По минеральному составу в породе преобладают: кварц, мусковит, хлорит, углеродистое вещество, гидроокислы железа, кальцит. Кварц в породе наблюдаются в виде двух основных генераций – тонкозернистый в основной массе породы и тонко-мелкозернистый, гломеробластовый. Мусковит развит в виде тонких чешуй, микролейст, концентрирующихся в чешуйчатые агрегаты, в ассоциации с углеродистым веществом. Хлорит развит неравномерно и слагает чешуйчатые агрегаты неправильной, гнездовидной, миндалевидной, линзовидной формы. Гидроокислы железа развиты в виде зернистых агрегатов неправильной формы, приуроченные к гломеробластам кварца и пустотам, которые являются реликтами выщелоченных рудных минералов. Кальцит в виде редких реликтов – зернистых агрегатов неправильной формы, частично выщелоченных, сопряжённых с пустотами.

Содержание общего органического углерода (ТОС) составляет 1,0–4,4% (нормальный углеродистый тип) [4], а изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C/PDB}$ (от -21,4 до -22,4‰) указывает на его биогенное происхождение. Согласно данным термического анализа, породы претерпели метаморфизм в условиях хлорит-серицитовый субфации зеленосланцевой фации. По петрохимическим параметрам сланцы относятся к терригенно-углеродистой формации [1] и попадают в поле железистых сланцев, что свидетельствует о значительной доле вулканогенного материала и его минимальном переносе [5]. Корреляция щелочного модуля с общим содержанием органического вещества (ТОС) указывает на поступление углерода в мелководный седиментационный бассейн совместно с мафическим вулканогенным материалом.

Нами были проанализированы атомно-абсорбционным методом 70 проб, отобранных из всех разновидностей пород разреза. Содержание золота в сульфидизированных и окварцованных углеродистых сланцах, по данным штуфного опробования, колеблется от 0,06 до 4,64 г/т. Содержание серебра варьирует от 0,1 до 0,5 г/т, однако отмечены ураганно-высокие его концентрации, достигающие 25 г/т. Содержания палладия и платины в целом невысокие и достигают максимум 0,38 г/т. При этом соотношение Pd/Pt положительно коррелирует с содержаниями золота и составляет в среднем 2,5 ед, что характерно для углеродистых сланцев других структурно-формационных зон Южного Урала (5-10 ед.) [6].

Помимо благородных металлов, нами в углеродистых сланцах данного разреза была отмечена также редкоземельная минерализация. Редкоземельные элементы в углеродистых сланцах практически не накапливаются, их суммарное содержание имеют прямую корреляцию с количеством терригенной примеси, поступающей в бассейн осадконакопления. Нормированные содержания большинства редкоземельных элементов к PAAS (Post-Archean Average Australian Shale) стабильно меньше 1. На сканирующем электронном микроскопе были отмечены следующие минералы-концентраторы РЗЭ: рабдофан-(Ce), алланит-(Ce), монацит-(Ce), ксенотим-(Y).

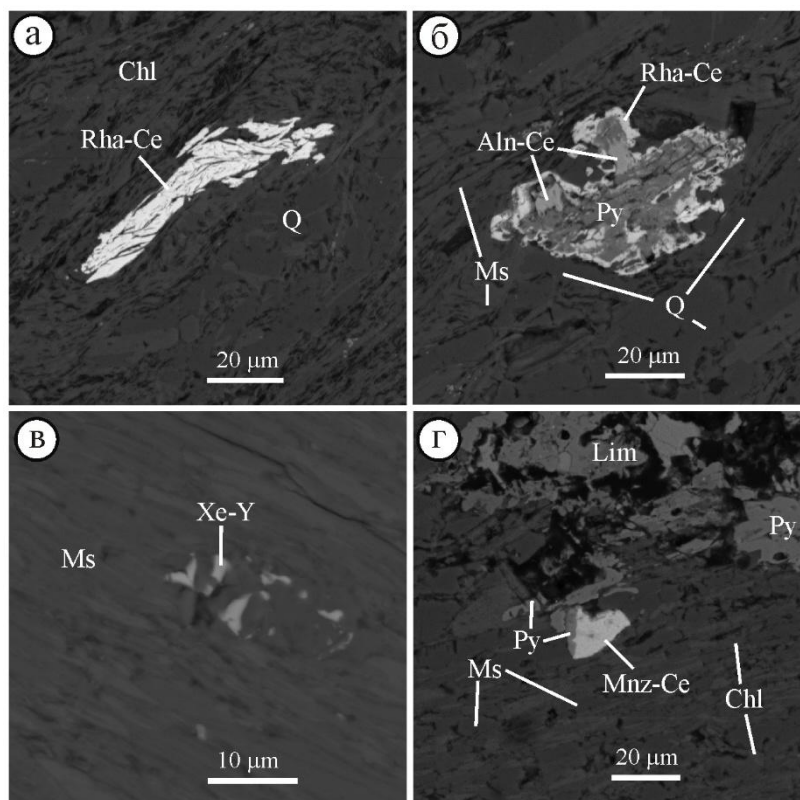


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения минералов-концентратов РЗЭ в углеродистых сланцах зилаирской свиты (разрез Белорецк).

Примечание: Rha-Ce - Рабдофан-(Ce), Xe-Y - Ксенотим-(Y), Aln-Ce - Алланит-(Ce), Mnz-Ce - Монацит-(Ce), Chl – Хлорит, Ms – Мусковит, Py – пирит, Lim - лимонит, Q - кварц [7].

Алланит-(Ce) встречается в виде ксеноморфных зёрен размером до 40 мкм среди мусковита и кварца. В его составе среди лантаноидов преобладает содержание церия до 11,92 мас.% (остальные лантаноиды: La_2O_3 – 7,54; Pr_2O_3 – 1,62; Nd_2O_3 – 3,76 мас.%). Монацит-(Ce) представлен уплощенными зернами размером до 25 мкм располагающимися в межзерновом пространстве. Монацит относится к цериевому ряду с содержанием Ce_2O_3 от 25,14 до 32,33 мас.%. Ксенотим-(Y), представлен мелкими зернами неправильной формы (до 5 мкм). Ксенотим относится к иттриевому ряду с содержанием Y_2O_3 от 38,05 до 49,61 мас.% и от 3,86 до 4,85 мас.% Yb_2O_3 . Среди остальных редкоземельных элементов, закономерно замещающих иттрий преобладают эрбий (Er_2O_3 – 3,23 – 4,33 мас.%), диспрозий (Dy_2O_3 – 2,46–3,09 мас.%) и гадолиний (Gd_2O_3 – 2,46 мас.%). Также в составе ксенотима наблюдается примесь урана (1,07 мас.%). Рабдофан-(Ce) образует акцессорные волокнистые агрегаты вытянутой формы размером 45 мкм и заполняет межзерновое пространство хлорита и кварца. Характеризуется низкой аналитической суммой. Кроме Ce, La, Nd и Pr, отмечается заметное количество Sm (Sm_2O_3 – 1,91).

Таким образом, в результате комплексного изучения углеродистых сланцев зилаирской свиты в зоне сочленения Зилаирского синклиория и Уралтауского мегантиклинория установлено, что они принадлежат к терригенно-углеродистой формации, сформированной в мелководном бассейне. Углеродистое вещество имеет биогенное происхождение и являлось металлогеническим барьером, способным сорбировать и удерживать тонкодисперсные благородные металлы. Породы претерпели метаморфизм хлорит-серицитовая субфации зеленосланцевой фации и последующие интенсивные тектонические деформации, выраженные в зонах смятия и рассланцевания. Именно к этим зонам сульфидизации и окварцевания приурочено комплексное благороднометалльное оруденение с концентрациями золота до 4,64 г/т и серебра до 25 г/т. Относительно невысокие концентрации металлов

платиновой группы при устойчивом соотношении Pd/Pt (в среднем 2,5 ед.) отражают палладиевую специализацию, типичную для черносланцевых комплексов Южного Урала. Специфической чертой разреза является также выявление собственной редкоземельной минерализации, представленной акцессорными минералами-концентраторами цериевой (алланит-(Ce), монацит-(Ce), рабдофан-(Ce)) и иттриевой групп (ксенотим-(Y)).

Геологические работы осуществлены в рамках государственного задания FMRS-2025-0014 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Определение содержаний благородных элементов методом ААС проведено в рамках государственного задания № 123011800012-9 (ЦКП «Геоаналитик» ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург). Микрозондовый анализ полированных препаратов выполнен в рамках государственного задания 125020601683-2 (ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, г. Миасс).

Список литературы

1. Горбачёв О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука. 1985. С. 46–57.
2. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначёв В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N–40 Уфа, СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. С. 512.
3. Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А., Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части Уралтау. Уфа: БГУ, 2002. С. 268.
5. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. М., Берлин: Директ-Медиа, 2015. С. 272. DOI: 10.23681/428042
6. Herron, M.M. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data // Journal of Sedimentary Petrology, V. 58, 1988. P. 820–829.
7. Snachev A.V., Rassomakhin M.A. Gold and Platinum Group Element Occurrence Related to Black Shale Formations in the Southern Urals (Russia): A Review // Minerals, V. 14, 2024. P. 1283. <https://doi.org/10.3390/min14121283>
8. Warr L. IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine. V. 85, No. 3, 2021. P. 291–320. DOI: 10.1180/mgm.2021.43

ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА, КАК АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ ИНСТРУМЕНТ ТРАДИЦИОННЫМ МЕТОДАМ ДЕЛЕНИЯ ДОБЫЧИ

Е.О. Тягаев, М.А. Терёхин

*Обособленное подразделение Филиала ООО «РН-ГИР» в г. Уфе –
БашНИПИнефть (г. Самара)*

e-mail: TyagaevEO@rn-gir.rosneft.ru, TerekhinMA@rn-gir.rosneft.ru

В условиях необходимости повышения эффективности эксплуатации многопластовых скважин одной из ключевых задач становится получение объективной информации о долевом составе притока из различных эксплуатационных объектов. Решение данной задачи позволяет оптимизировать процессы управления разработкой, принимать обоснованные технологические решения по регулированию обводнённости, проводить обоснованный выбор мероприятий по воздействию на пласт и, в конечном итоге, повышать нефтеотдачу и рентабельность разработки месторождений.

Поскольку каждый тип нефти обладает уникальным набором геохимических маркеров, геохимический анализ является эффективным инструментом для определения долевого

состава притока нефти из разных пластов. С целью изучения химического состава нефти, добываемой из различных пластов, выбрано 55 скважин.

На предварительном этапе проведено детектирование образцов скважинного материала, выбраны реперные скважины (монопластовые эксплуатирующие один пласт). Отличие одного пласта от другого достигается за счёт разницы в значениях диагностических соотношений между пластами, чем оно больше, тем более вероятно использование данного соотношения в качестве характеристического. Выявленные закономерности могут быть использованы для индивидуальной оценки пластовых флюидов разных месторождений.

Разработанный подход был проверен на 24 диагностических скважинах (многопластовые эксплуатирующие совместно два пласта).

В исследуемых образцах определено содержание каждого репера/биоиндикатора, с использованием линейной модели смешения рассчитан долевого состав притока из каждого пласта.

Полученные значения сравнили с данными, предоставленными недропользователем. Показано, что для 50% исследованных скважин разница доли добычи между результатом лабораторного исследования и данными, предоставленными недропользователем не превышает 10%.

По оставшимся двенадцати скважинам разница доли добычи предлагаемого подхода и данных от недропользователя, составила более 10%. Однако по шести скважинам отклонения от данных МЭР (месячный эксплуатационный рапорт) находятся в диапазоне от 10 до 20%, что является свидетельством того, что при расширении базы данных по реперным скважинам и уточнении величин диагностических отношений можно будет повысить достоверность проведенных исследований по этим скважинам.

Таким образом, предложенный подход может быть использован для определения долевого состава притока нефти из разных пластов. Однако, для повышения точности и представительности анализа необходимо расширять базы геохимических паспортов, верифицировать данные МЭР и актуализировать геолого-физические характеристики пластов.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ U-Pb ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МЕТАМОРФИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА: ОТРАЖЕНИЕ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ

Г.Ю. Шардакова, Е.В. Пушкарев, А.О. Симанкова, Н.А. Антонишин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Геологическая история Уральского подвижного пояса связана с трансформацией океанического бассейна, к закрытию которого вели активные конвергентные процессы – субдукция, аккреция и коллизия. При этом докембрийские образования на Урале довольно широко распространены, приурочены к так называемым общеуральским антиклинорным зонам: Башкирскому, Центрально-Уральскому, Восточно-Уральскому и Зауральскому поднятиям [2-8 и др.]. Возраст, природа и геодинамическая связь образований, составляющих древние блоки, до сих пор активно обсуждаются. По составу и строению такие блоки крайне гетерогенны. Например, в состав александровского комплекса (Южный Урал), вероятно, входят породы разного генезиса и возраста: метапироксениты израндинского комплекса (AR?), гранитоиды битимского комплекса (См), гнейсы и амфиболиты уфалейской серии (PR1?), ортоамфиболиты кусинско-копанского комплекса (RF2), в разной степени тектонизированные

и милонитизированные [1]. Породы, объединенные в тараташский комплекс, тоже сильно варьируют по облику и составу. Для многих образований, включаемых в состав двух последних комплексов, определения возраста дают неоднозначные результаты. Это относится к некоторым породам александровского комплекса (АК). В частности, для израндитов горы Карандаш разными методами получены датировки: K-Ar $3,300 \pm 0,1$ и $4,2 \pm 0,150$ млрд лет [4]; в единичном зерне циркона определен U-Pb (SHRIMP-II) возраст $2,697 \pm 0,013$ млрд лет [2], интерпретируемый как возраст протолита. Ранее было показано, что израндиты АК имеют высокую величину $Ca/Al > 1$ и минеральный состав, сближающие их с анкарамитами — производными метасоматизированной мантии [5]. Исходя из этого предположения, важно понять: насколько древними были их протолит, процессы, ведущие к формированию расплава, когда затем породы были преобразованы. Для этого мы применили косвенный способ: датирование обломочных цирконов (Zrn) из верхней части рыхлых отложений непосредственно со склона горы Карандаш, на высоте 547 м, в 40 м восточнее израндитовой скалы, полагая, что источник их сноса должен быть местным.

Определение U-Pb возраста обломочных Zrn (ПЕ-3161) проводилось в ЦКП ГИН РАН на ИСП/МС-спектрометре ELEMENT2 с блоком лазерного пробоотбора LA-NWR-E2 (213 нм). По детритовым Zrn (ПЕ-3161) получено 140 датировок, из них 120 строго конкордантны, $D < 5\%$. По данным построена гистограмма с кривой относительной вероятности: главный максимум на кривой отвечает 2000 млн лет. На гистограмме в интервале 2000–1950 млн лет лежат 86 замеров, наблюдаются слабые пики 1950–1900, 2050–2000 млн лет (PR1, orosirian) (по МСШ [9]). Также фиксируются 4 датировки в интервале 1374–1358 млн лет (PR2, Ectasian, по уральской СШ — средний рифей), 4 — 1900–1800 млн лет, все остальные (111 шт.) — древнее 1900, из них 2 зерна имеют Pb-Pb возраст 2594 (AR4) и 2890 млн лет (AR3). Кембрийский возраст имеет единственное зерно Zrn (кайма) — 503 млн лет.

Этапы преобразования пород тараташского и александровского комплексов описаны А.В. Тевелевым, Ю.Л. Ронкиным, А.А. Краснобаевым, А.М. Пыстиным и др. [2, 3, 6, 7]. В работе [7] приведены датировки Zrn бельдишского комплекса, который приурочен к зоне между тараташским и александровским блоками и представлен диафторитами, мигматитами и бластомилонитами разной основности. В возрасте Zrn всех трех указанных выше комплексов фиксируется главный пик 2100–1900 млн лет [6, 7 и др.]. Именно в это время на западной границе (будущего) Уральского подвижного пояса протекали активнейшие тектоно-термальные процессы.

Анализ U-Pb возраста детритовых Zrn со склона горы Карандаш, а также Zrn из израндитов этой горы и тектонитов обрамляющего АК бельдишского комплекса показывает, что возрастные кластеры четко фиксируют этапы тектоно-термальной активности: 500–550 млн лет, 1300–1400 млн лет, 1600–1700 млн лет, максимум значений — интервал 1900–2100 млн лет. Это не вносит определенности в датировку израндитов, но дополняет представления о диапазоне архейских возрастов, и самая древняя датировка (2890 млн лет) может быть возрастом протолита для израндитов АК. Важно отметить также, что в датировках как описанных здесь детритовых, так и Zrn из пород тараташского, александровского и бельдишского комплексов незначительно проявлены возрасты «тиманского» интервала (600–500 млн лет), в отличие, например, от Zrn из пород лежащего восточнее АК Уфалейского блока, где такие Zrn преобладают. Вероятно, это связано с процессами субширотного давления более западных структур на Уфалейский блок, которые протекали на границе венда и кембрия наиболее интенсивно.

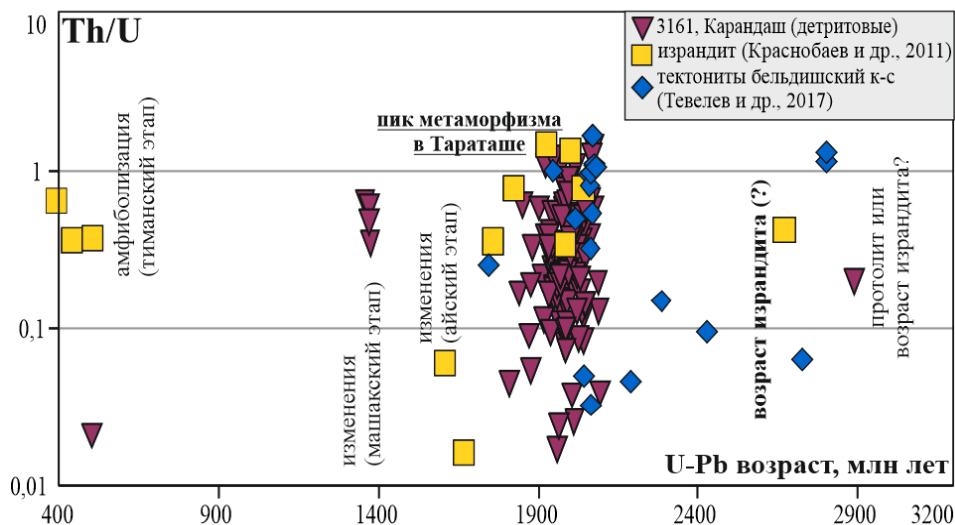


Рис. 1. U-Pb возраст детритовых цирконов из отложений склона горы Карандаш, Zrn из пород ряда близлежащих объектов и возрастные этапы тектоно-термальных событий в исследуемом секторе (западный склон Урала).

Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. II издание. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-VI (Куса). Объяснительная записка (электр. ресурс). МПР, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ООО НТПП «Геопоиск». М.: МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022.
2. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Козлов В.И., Пресняков С.Л. Цирконология израндитов (Южный Урал) // Докл. АН, Т. 439, № 3, 2011. С. 394–398.
3. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента земной коры // Труды КНЦ РАН, № 7, 2015. С. 3–18.
4. Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. О древнейшей глубинной породе Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 200–209.
5. Пушкарёв Е.В. Островодужные анкармиты Урала и их аналоги в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урала // Металлогения древних и современных океанов-2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017. С. 23–28.
6. Тевелев Ал. В., Кошелева И.А., Тевелев Арк. В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов // Вестник МГУ, Сер. 4, № 1, 2015. С. 27–42.
7. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк. В., Федорчук В.А., Хотылев А.О. Тараташский индентор и его роль в строении Урала // Вестник МГУ, Сер 4, Геология, 2017. С. 3–13.
9. Удоратина О.В., Куликова К.В., Шуйский А.С., Соболева А.А., Андреичев В.Л., Голубева И.И., Капитанова В.А. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с.
10. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes, V. 36, 2017. P. 199–204.

ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЙ (Cu–Au–Ag) ТВЕРДЫЙ РАСТВОР ИЗ ХРОМИТИТОВ МАССИВА СЫУМ-КЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А.Н. Юричев

*Томский государственный университет, г. Томск
e-mail: juratur@yandex.ru*

На Урале сконцентрировано большое число проявлений золото-серебряной минерализации, в основном мелких по своим масштабам и локализованных, преимущественно, в измененных ультраосновных породах. Их распространенность характеризуется неравномерностью – большинство связано с массивами рифейских и раннепалеозойских альпинотипных ультрамафитов и лишь в небольшой степени они находятся в зональных и стратиформных мафит-ультрамафитовых комплексах. Проявления данной минерализации в массивах альпинотипных ультрамафитов наиболее широко представлены на Южном Урале и, наоборот, на Среднем и Северном Урале – они известны в единичных случаях. Однако, в последних распространены промышленные золотоносные россыпи водотоков, дренирующих ультраосновные породы [1].

Находки золото-серебряной минерализации в хромититах из реститовых ультрамафитов – достаточно редкое и крайне слабо изученное явление, которое в отдельных случаях позволяет с достаточной степенью надежности говорить об особенностях их генезиса.

Массив Сыум-Кеу является самым северным ультрамафитовым массивом Полярного Урала и, в отличие от соседних массивов уральского ультрамафитового пояса, до сих пор остается слабо изученным. К настоящему времени в нем выявлены более 100 мелких рудопроявлений хромитовых руд, большая часть из которых обнаружена в элювиальных развалах. Они связаны с различными структурно-вещественными комплексами (СВК) и отличаются по составу рудообразующего хромшпинелида: высокоглиноземистые хромититы связаны с гарцбургитовым СВК, хромистые хромититы – с дунит-гарцбургитовым и дунит-верлит-клинопироксенитовым СВК [3].

В настоящей работе в аншлифах изучены образцы хромититов из минералогической коллекции старшего научного сотрудника ФГБУ «ВИМС» Никольской Н.Е., отобранные в южной части массива. В процессе диагностики вещественно состава акцессорной рудной минерализации на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Mira 3 LMU» с энергодисперсионным детектором UltimMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск) автором был выявлен трехкомпонентный (Au–Cu–Ag) твердый раствор. Он отмечается в виде единичных обособленных микровключений размером до 5 мкм в зернах хромшпинелида, отвечающего по составу алюмохромиту ($Al_2O_3=8-16$ мас. %, $Cr_2O_3=52-57$ мас. %). Включения имеют неправильную, комковатую форму, с вмято-пластичной, чешуйчатой скульптурой отдельных индивидов (рис. 1). В химическом составе преобладает золото (56,8–60,6 мас. %) и медь (29,2–35,2 мас. %), постоянно отмечается примесь серебра (7,1–11,3 мас. %) (табл. 1). В отношении других элементов выявленная триада является «стерильной». Отмечено, что по мере увеличения содержания серебра в твердом растворе, в нем происходит уменьшение содержания меди.

Охарактеризованное ранее в литературе акцессорное золото из подформных хромититов относится к беспримесному [9], Au–Ag-твердым растворам [10–11], Cu–Au–Ag-твердым растворам [2, 5, 7], а также Au–Cu-интерметаллидам [6]. Такие находки часто ассоциируют с сульфидами меди и никеля и связываются с наложенными на хромититы процессами антигоритовой серпентинизации, актинолитизации или хлоритизации [4]. Однако, в отдельных работах отмечается синхронность самородного золота и хромшпинелида [2, 7, 9]. Выявлено, что принадлежность самородного золота к различным парагенетическим

ассоциациям согласуется с различным его составом: трехкомпонентным (Cu–Au–Ag) в первичной ассоциации и беспримесным – во вторичной ассоциации [2].

Таблица 1

Химический состав Cu–Au–Ag микровключений из рудных хромшпинелидов, мас. %

№ п/п	Образец	Au	Cu	Ag	Сумма	Формула
1	48/3-5	57,41	35,19	7,11	99,71	$\text{Cu}_{0,61}\text{Au}_{0,32}\text{Ag}_{0,07}$
2	48/3-6	56,84	34,29	7,76	98,89	$\text{Cu}_{0,61}\text{Au}_{0,32}\text{Ag}_{0,08}$
3	50/2-8	58,98	33,20	7,61	99,79	$\text{Cu}_{0,58}\text{Au}_{0,34}\text{Ag}_{0,08}$
4	50/2-10	57,94	34,57	7,41	99,93	$\text{Cu}_{0,60}\text{Au}_{0,32}\text{Ag}_{0,08}$
5	50/4-27	58,54	32,43	9,12	100,09	$\text{Cu}_{0,57}\text{Au}_{0,33}\text{Ag}_{0,10}$
6	50/4-28	60,61	29,20	10,27	100,08	$\text{Cu}_{0,53}\text{Au}_{0,36}\text{Ag}_{0,11}$
7	50/4-29	59,63	29,84	10,05	99,52	$\text{Cu}_{0,54}\text{Au}_{0,35}\text{Ag}_{0,11}$
8	50/4-31	57,50	31,22	10,36	9,08	$\text{Cu}_{0,57}\text{Au}_{0,32}\text{Ag}_{0,11}$
9	50/4-35	57,31	30,86	11,29	99,46	$\text{Cu}_{0,55}\text{Au}_{0,33}\text{Ag}_{0,12}$

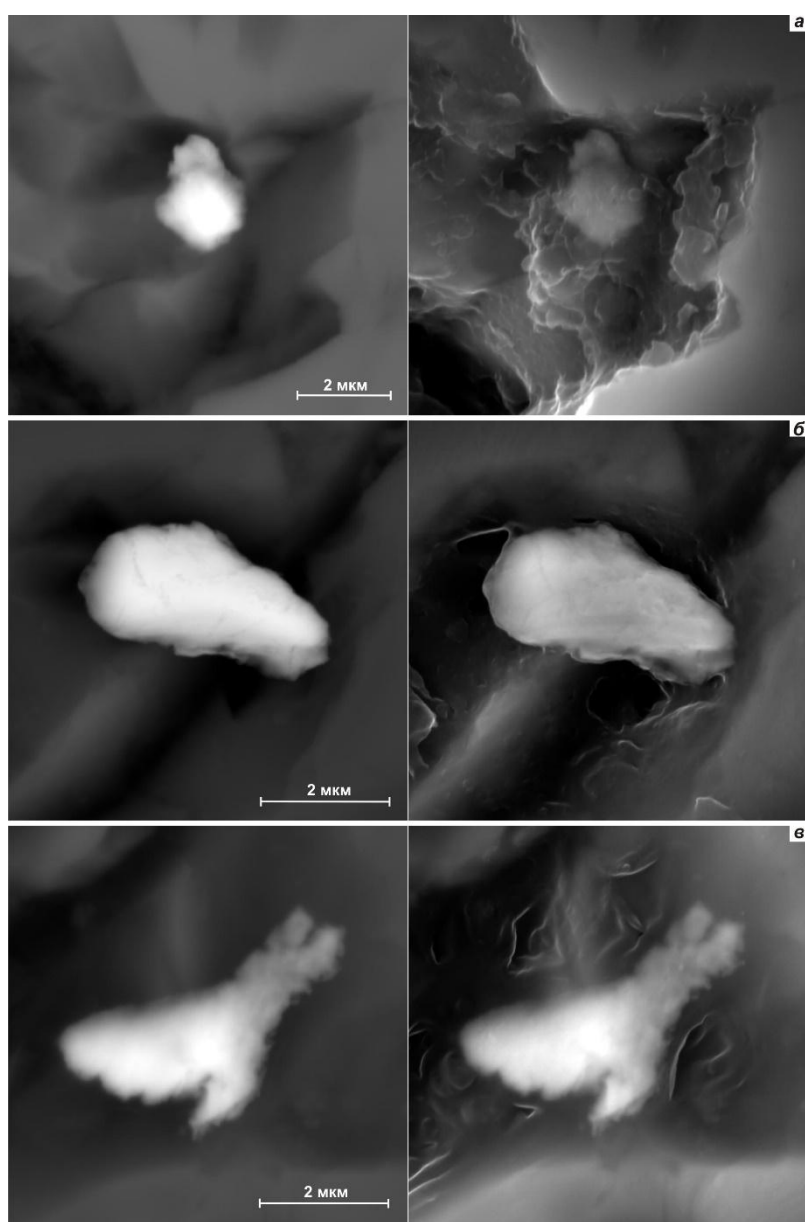


Рис. 1. Микрофотографии Cu–Au–Ag включений в рудном хромшпинелиде массива Сыум-Кеу в режиме обратно-рассеянных (BSE, слева) и вторичных (SE, справа) электронов

По мнению автора, не исключено, что выявленные в изученных хромититах акцессорные микровключения, отвечающие трехкомпонентному Cu–Au–Ag гомогенному твердому раствору, могут относиться к первично мантийной высокотемпературной ассоциации. Такой вывод основывается на том, что данные включения обнаруживаются исключительно в зернах хромшпинелида, которые, в свою очередь, имеют преимущественно выдержанный и неизменный химический состав и хорошую сохранность (не подвержены дроблению и растаскиванию). Это обстоятельство, очевидно, позволило полностью сохранить «в запечатанном виде» медистое золото при его захвате хромшпинелидом и транспортировке из верхней мантии в верхние этажи земной коры.

Также ранние исследования указывают на высокотемпературную (>900°C) природу триады Cu–Au–Ag, при которой золото и серебро образуют с металлической медью гомогенные сплавы. Понижение температуры ведет к их распаду на бинарные и самостоятельные фазы Cu, Ag и Au [5; 8].

Таким образом, первичные геохимические характеристики трехкомпонентного твердого раствора (количественные содержания элементов-примесей в составе описанных золотин) могут нести ценную информацию о специфике генезиса родоначального рестита, а также позволяют использовать их в качестве маркерных минералов для сравнительного анализа с аналогичными объектами на этой территории и в пределах других провинций.

Список литературы

1. Мурзин М.В. Золотое оруденение в ультрамафитах Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург, 2009. С. 61–64.
2. Мурзин В.В., Малич К.Н., Баданина И.Ю., Варламов Д.А., Чашухин И.С. Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал) // Литосфера, Т. 23, № 5, 2023. С. 740–765.
3. Никольская Н.Е., Казеннова А.Д., Николаев В.И. Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд. М.: ФГБУ «ВИМС», 2021. 238 с.
4. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера, № 4, 2002. С. 63–77.
5. Чудненко К.В., Пальянова Г.А. Термодинамические свойства твердых растворов в системе Ag–Au–Cu // Геология и геофизика, Т. 55, № 3, 2014. С. 449–463.
6. Шайбеков Р.И., Кузнецов С.К., Гайкович М.М., Шевчук С.С. Сульфидная и благороднометалльная минерализация в хромовых рудах Латоргинско-Кершорской площади Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Литосфера, № 1, 2015. С. 75–85.
7. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбояк Е.В. К вопросу происхождения акцессорного медистого золота в подиформных хромититах // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Матер. XII Всеросс. петрограф. конф. с междунар. участием. Томск: Изд-во ООО «Вайар», 2025. С. 170–176.
8. Knight J. Phase relations in the system Au-Cu-Ag at low temperatures, based on natural assemblages // Can. Mineralogist, V. 39, 2001. P. 889–905.
9. Kojonen K., Zaccarini F., Garuti G. First finding of native gold in the chromitites of the Ray-Iz ophiolitic complex, Polar Urals // Geophys. Res. Abstracts, V. 5, 2003. P. 08352–08352.
11. Malitch K.N., Melcher F., Muhlhans H. Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Kraubath, Austria // Mineral. Petrol., V. 73, 2001. P. 247–277.
12. Yang J., Meng F., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck M., Griffin W.L., Cliff J. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals // Gondw. Res., V. 27, № 2, 2015. P. 450–485.

4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КИСЛОТНОГО ДРЕНАЖА В ПРИРОДНЫХ ГЕОСИСТЕМАХ МИСХАНО-ЗАНГЕЗУРСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Н.А. Аббасов

Бакинский Государственный Университет, Баку.
E-mail: nuraddinabbasov@bsu.edu.az

Мисхано-Зангезурская металлогеническая провинция является одним из крупнейших рудных регионов Малого Кавказа, где интенсивная разработка медно-молибденовых и полиметаллических месторождений сопровождается активизацией процессов образования кислотного дренажа (Acid Mine Drainage, AMD). Окисление сульфидных минералов в природных выходах руд, отвалах вскрышных пород и хвостохранилищах приводит к формированию кислых вод, обогащенных сульфатами и тяжелыми металлами, что представляет серьезную угрозу для поверхностных и подземных вод, почвенного покрова и природных экосистем [2].

Целью исследования является разработка концептуальной модели формирования кислотного дренажа и выявление основных путей миграции тяжелых металлов в природных геосистемах Мисхано-Зангезурской металлогенической провинции. Концептуальная модель основана на анализе геологического строения региона, минералого-геохимических особенностей рудных объектов, процессов окисления сульфидных минералов, гидрогеологических условий и механизмов переноса загрязняющих компонентов в системе «источник – транспорт – геохимический барьер – аккумуляция».

Развитие горнодобывающей промышленности сопровождается возрастающим воздействием на окружающую среду, одним из наиболее значимых проявлений которого является образование кислотного дренажа рудников (Acid Mine Drainage, AMD). Кислотный дренаж представляет собой кислые воды, формирующиеся в результате окисления сульфидных минералов при их контакте с атмосферным кислородом и водой. Этот процесс сопровождается образованием серной кислоты, снижением pH природных вод и мобилизацией широкого спектра потенциально токсичных элементов, включая железо, медь, цинк, свинец, кадмий, никель, кобальт, мышьяк и марганец. Благодаря высокой устойчивости процессов окисления сульфидов и способности загрязняющих компонентов мигрировать на значительные расстояния кислотный дренаж рассматривается как одна из наиболее серьезных экологических проблем горнодобывающих регионов мира.

Образование AMD оказывает комплексное воздействие на природные геосистемы. Кислые воды изменяют гидрохимический состав поверхностных водотоков, ухудшают качество подземных вод, способствуют деградации водных экосистем и загрязнению почвенного покрова. В условиях низких значений pH значительно возрастает растворимость большинства тяжелых металлов и металлоидов, что приводит к их активному переносу речными и подземными водами. В дальнейшем загрязняющие вещества могут аккумулироваться в донных отложениях, пойменных почвах и биоте, создавая долговременные очаги вторичного загрязнения и повышая экологические риски для природных и хозяйственных систем.

Особенно высокая интенсивность формирования кислотного дренажа характерна для районов распространения медно-молибденовых и полиметаллических месторождений, где рудные тела содержат значительное количество сульфидных минералов. Пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит и галенит являются основными минералами, окисление которых сопровождается образованием кислых растворов и высвобождением тяжелых металлов [1]. Существенное влияние на масштабы этих процессов оказывают минералогический состав руд, степень трещиноватости пород, гидрогеологические условия, климатические особенности и интенсивность техногенного воздействия, связанного с разработкой месторождений.

Мисхано-Зангезурская металлогеническая провинция относится к числу наиболее крупных рудоносных территорий Малого Кавказа и входит в состав Альпийско-Гималайского металлогенического пояса [3]. Здесь сосредоточены многочисленные медно-порфировые, медно-молибденовые, полиметаллические и золоторудные месторождения, освоение которых ведется на протяжении нескольких десятилетий. Разработка карьеров, накопление вскрышных пород, функционирование хвостохранилищ и наличие естественных выходов сульфидных минералов создают благоприятные условия для формирования кислотного дренажа и распространения загрязняющих веществ в природной среде. Высокая расчлененность рельефа, развитая гидрографическая сеть и значительная трещиноватость вулканогенных и интрузивных пород способствуют переносу загрязненных вод как по поверхности, так и по подземным гидрогеологическим системам.

Геоэкологические проблемы провинции проявляются в ухудшении качества поверхностных и подземных вод, накоплении тяжелых металлов в донных отложениях и почвах, трансформации гидрохимического режима рек и потенциальном воздействии загрязнения на населенные пункты, сельскохозяйственные угодья и природные экосистемы. В условиях продолжающегося освоения минерально-сырьевых ресурсов возрастает необходимость комплексной оценки процессов формирования кислотного дренажа, выявления факторов, определяющих интенсивность миграции загрязняющих компонентов, и прогнозирования зон экологического риска.

В последние годы вопросам образования кислотного дренажа посвящено значительное количество исследований, в которых рассматриваются механизмы окисления сульфидных минералов, роль микроорганизмов, гидрогеохимические особенности миграции металлов, процессы сорбции и осаждения, а также методы прогнозирования и предотвращения загрязнения. Разработаны различные концептуальные и численные модели формирования AMD для горнопромышленных районов Северной и Южной Америки, Европы, Австралии и Центральной Азии. Вместе с тем большинство существующих моделей ориентировано на отдельные месторождения или техногенные объекты и недостаточно учитывает региональные особенности геологического строения, тектоники, гидрогеологических условий и пространственной организации природных геосистем.

Для Мисхано-Зангезурской металлогенической провинции исследования преимущественно посвящены геологии месторождений, минералогии руд, геохимии отдельных водных объектов и экологическому состоянию территорий, прилегающих к горнодобывающим предприятиям. Однако комплексная концептуальная модель, объединяющая источники образования кислотного дренажа, механизмы его формирования, пути миграции тяжелых металлов, влияние геохимических барьеров и особенности взаимодействия поверхностных и подземных вод в масштабе всей провинции, до настоящего времени практически отсутствует. Недостаточно изучены пространственные закономерности переноса загрязняющих веществ, роль тектонических нарушений в формировании гидрогеохимических потоков и влияние природных факторов на распределение загрязнения в различных ландшафтно-геохимических условиях (рис. 1).

Разработка концептуальной модели формирования кислотного дренажа имеет важное научное и практическое значение. Такая модель позволяет систематизировать процессы генерации кислых вод, определить основные источники загрязнения, установить ведущие пути миграции тяжелых металлов и выявить участки их возможного накопления. Кроме того, концептуальная модель служит основой для построения гидрогеохимических моделей, оценки экологических рисков, организации системы мониторинга и разработки природоохранных мероприятий, направленных на минимизацию негативного воздействия горнодобывающей деятельности.



Рис. 1. Концептуальная модель формирования кислотного дренажа и путей миграции тяжелых металлов в природных геосистемах Мисхано-Зангезурской металлогенической провинции.

Предложенная концептуальная модель позволяет систематизировать взаимосвязи между геологическими, гидрогеохимическими и техногенными факторами формирования кислотного дренажа, определить наиболее уязвимые зоны загрязнения и оценить направления миграции тяжелых металлов в природных геосистемах (Рис. 1). Полученные результаты могут служить научной основой для прогнозирования экологических рисков, совершенствования систем геоэкологического мониторинга и разработки мероприятий по снижению негативного воздействия горнодобывающей деятельности на окружающую среду в пределах Мисхано-Зангезурской металлогенической провинции.

Установлено, что ключевыми источниками кислотного дренажа являются зоны интенсивного окисления пирита и других сульфидных минералов, вскрышные породы, карьерные выработки и хвостохранилища. Основными путями миграции тяжелых металлов служат поверхностный сток, инфильтрация в подземные воды, русловой перенос взвешенного и растворенного вещества, а также сорбционно-десорбционные процессы в почвах и донных отложениях. Существенную роль в пространственном распределении загрязняющих компонентов играют литологический состав пород, тектоническая нарушенность, климатические условия, кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные

характеристики среды, а также геохимические барьеры, определяющие мобилизацию или иммобилизацию металлов.

Список литературы

1. Аббасов Н.А. Корреляционная зависимость между некоторыми индикаторными элементами на медно- и молибден-порфировых месторождениях Ордубадского рудного района (ЮВ часть Малого Кавказа) // Сборник БГУ. Серия естественных наук. Баку, № 2. 2000.
2. Баба-заде В.М., Рамазанов В.Г., Аббасов Н.А. и др. К золотоносности медно-порфировых руд Ордубадского рудного района // Вестник Бакинского университета. Серия естественных наук. Баку: Изд-во БГУ, 1992. № 2. С. 105–111.
3. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1986. С. 48–67.

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ОТБОРА ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ВОДОЗАБОРОВ (НА ПРИМЕРЕ АХАНГАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Д.Н. Андреев

*Государственное учреждение «Институт гидрогеологии и инженерной геологии»
Университета геологических наук Министерства горнодобывающей промышленности и
геологии Республики Узбекистан
e-mail: dima.andreev.uz@gmail.com*

Подземные воды являются одним из наиболее надежных источников хозяйственно-питьевого, промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения [1]. Рациональное использование эксплуатационных ресурсов невозможно без правильного выбора типа водозаборного сооружения, который определяется гидрогеологическими условиями территории, фильтрационными свойствами водоносных пород, глубиной залегания водоносных горизонтов, требуемыми объемами водоотбора и качеством подземных вод [1, 2]. В связи с ростом потребности в водных ресурсах и изменением природных условий особую актуальность приобретает научное обоснование применения различных типов водозаборов.

Основными сооружениями для отбора подземных вод являются колодцы, скважины и галерейные водозаборы [2]. Каждый из этих типов имеет собственную область эффективного применения, определяемую природными и эксплуатационными факторами.

Колодцы являются наиболее простыми и экономичными водозаборными сооружениями, предназначенными преимущественно для эксплуатации неглубоких безнапорных водоносных горизонтов. Их преимуществами являются простота строительства, невысокая стоимость, автономность эксплуатации и возможность использования в небольших населенных пунктах. Вместе с тем область применения колодцев ограничивается небольшой глубиной, сравнительно низкой производительностью, зависимостью от сезонных колебаний уровня грунтовых вод и высокой вероятностью загрязнения поверхностными источниками. Поэтому их использование целесообразно лишь при наличии устойчивых запасов грунтовых вод и небольших потребностях в водоснабжении [2].

Наиболее распространенным способом эксплуатации подземных вод являются скважинные водозаборы. Их применение позволяет получать значительные объемы воды из глубоких водоносных горизонтов, характеризующихся более стабильными гидродинамическими условиями и лучшей естественной защищенностью от загрязнения.

Современные скважины обеспечивают высокий уровень автоматизации эксплуатации, возможность регулирования режима отбора воды и проведения постоянного мониторинга технического состояния водозабора. Несмотря на значительные первоначальные затраты на бурение и оборудование, в долгосрочной перспективе скважинные водозаборы являются наиболее эффективным решением для централизованного водоснабжения [3].

Одновременно интенсивная эксплуатация скважин требует постоянного контроля состояния водоносных горизонтов, поскольку чрезмерный водоотбор способен вызвать формирование депрессионных воронок, снижение уровней подземных вод, ухудшение качества воды и возникновение неблагоприятных экологических последствий. Поэтому проектирование скважинных водозаборов должно сопровождаться комплексными гидрогеологическими исследованиями и расчетами эксплуатационных запасов [1, 3].

Галерейные водозаборы занимают особое место среди сооружений для отбора подземных вод. Они используются преимущественно в долинах рек и районах распространения высокопроницаемых аллювиальных отложений, где обеспечивается естественное питание подземных вод. Распределенный характер водоотбора способствует более равномерной нагрузке на водоносный горизонт, снижает вероятность образования локальных депрессионных воронок и позволяет получать устойчивые объемы воды при благоприятных гидрогеологических условиях. Вместе с тем эффективность галерейных водозаборов существенно зависит от устойчивости питания водоносного горизонта, уровня подземных вод и гидродинамического режима территории, что ограничивает область их применения.

Для количественного обоснования возможности эксплуатации подземных вод выполнен анализ влияния фильтрационных свойств водоносных пород на величину подземного стока в пределах Ахангаранской долины. В качестве основного расчетного аппарата использован закон Дарси, позволяющий установить зависимость расхода подземных вод от водопроницаемости пород, гидравлического уклона и ширины водоносной зоны. Расчеты проведены для верхнего, среднего и нижнего участков долины.

Полученные результаты показали наличие прямой линейной зависимости между величиной водопроницаемости и расходом подземных вод. При увеличении водопроницаемости в десять раз величина удельного расхода возрастает пропорционально на всех исследованных участках. На верхнем участке долины, характеризующемся минимальным гидравлическим уклоном, удельный расход изменяется в зависимости от ширины долины. Полученные зависимости отражают закономерное усиление интенсивности движения подземных вод по направлению к нижним участкам долины и свидетельствуют о значительном влиянии фильтрационных характеристик пород на формирование эксплуатационных ресурсов подземных вод.

Результаты исследования показывают, что выбор типа водозаборного сооружения должен осуществляться с учетом комплекса гидрогеологических факторов. При небольших потребностях в воде и неглубоком залегании водоносного горизонта наиболее рациональным решением являются колодцы. Для централизованных систем водоснабжения и эксплуатации глубоких водоносных горизонтов наибольшую эффективность обеспечивают скважинные водозаборы. Галерейные водозаборы являются оптимальными в пределах речных долин и высокопроницаемых аллювиальных отложений при наличии устойчивого естественного питания.

Таким образом, фильтрационные свойства водоносных пород, гидравлический уклон и условия питания подземных вод являются определяющими факторами при выборе типа водозабора и оценке возможности эксплуатации месторождений подземных вод. Их комплексный учет позволяет повысить эффективность использования водных ресурсов, обеспечить устойчивое водоснабжение и минимизировать негативные последствия интенсивной эксплуатации подземных вод.

Проведенное исследование показало, что эффективность эксплуатации подземных вод определяется правильным выбором типа водозаборного сооружения с учетом природных и гидрогеологических условий территории. Колодцы целесообразно использовать при эксплуатации неглубоких безнапорных водоносных горизонтов и небольших объемах водопотребления. Скважинные водозаборы обеспечивают наиболее надежное и производительное водоснабжение при эксплуатации глубоких водоносных горизонтов, тогда как галерейные водозаборы являются эффективными в пределах речных долин и высокопроницаемых аллювиальных отложений при наличии устойчивого естественного питания.

Расчеты, выполненные для Ахангаранской долины, подтвердили линейную зависимость величины подземного стока от водопроницаемости водоносных пород и гидравлического уклона. Полученные результаты могут быть использованы при проектировании новых водозаборных сооружений, оценке эксплуатационных запасов и разработке мероприятий по рациональному использованию и охране ресурсов подземных вод.

Список литературы

1. Биндеман Н. Н. Основы гидрогеологических расчетов. М.: Недра, 1970.
2. Куделин Б. И. Гидрогеология месторождений подземных вод. М.: Недра, 1988.
3. Шестаков В. М. Гидрогеодинамика. М.: Издательство МГУ, 1995.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОИНДИКАТОРОВ И ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ ОПОЛЗНЕВОЙ ОПАСНОСТИ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Э.С. Басальямова, А. Д. Крутиков

*Государственное учреждение «Институт гидрогеологии и инженерной геологии»,
г. Ташкент, Узбекистан
e-mail: basalyamova@gmail.com, andrey_dk@mail.ru*

В работе рассмотрен подход к пространственному моделированию оползневой опасности на основе комплексного использования данных дистанционного зондирования Земли, цифровых моделей рельефа и геоиндикаторов активизации склоновых процессов. Исследование выполнено для территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта в пределах верховьев бассейнов рек Кашкадарья и Джинидаарья. В результате геоинформационного анализа выделены зоны различной степени оползневой опасности и определены ключевые факторы формирования склоновых деформаций. Показано, что геоиндикаторы, представленные трещинами деформации, подмывом основания склонов и повторяемостью оползневых смещений, являются эффективным инструментом оценки и верификации прогнозных моделей.

Оползневые процессы являются одним из наиболее опасных экзогенных геологических явлений, представляющих угрозу для населения и объектов инфраструктуры горных районов [1, 3–6]. Для территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта проблема особенно актуальна вследствие сочетания сложного рельефа, высокой тектонической активности и интенсивных эрозионных процессов.

Целью исследования являлась разработка методики пространственной оценки оползневой опасности с использованием данных дистанционного зондирования и геоиндикаторов развития склоновых процессов.

В качестве исходных данных использованы цифровая модель рельефа ASTER GDEM, спутниковые данные Sentinel-2, материалы геологических и тектонических карт, каталог оползней Республики Узбекистан, а также архив космических снимков высокого разрешения. Подход основан на современных методах геоинформационного анализа оползневой опасности [2, 3, 5]. В среде ГИС были рассчитаны морфометрические параметры рельефа (уклон, индекс топографического положения, показатели поверхностного стока и расчленённости рельефа) и спектральные индексы (NDVI, TNDVI, SAVI, MSI, WBI). После нормализации факторов выполнено их ранжирование и построена интегральная модель вероятности активизации оползневых процессов.

Результаты моделирования позволили выделить пять классов оползневой опасности (табл. 1). Наиболее опасные участки приурочены к зонам активной речной эрозии, тектонических нарушений, повышенного увлажнения и древним оползневым массивам (рис. 1) [5]. Проверка модели показала, что более 78 % зарегистрированных оползней располагаются в пределах зон высокой и очень высокой опасности.

Таблица 1

Классы вероятности активизации оползневых процессов

Класс	Интервал индекса	Вероятность	Степень опасности
I	18-26	< 20%	Очень низкая
II	27-35	20–40%	Низкая
III	36-44	40–60%	Средняя
IV	45-54	60–80%	Высокая
V	55-60	> 80%	Очень высокая

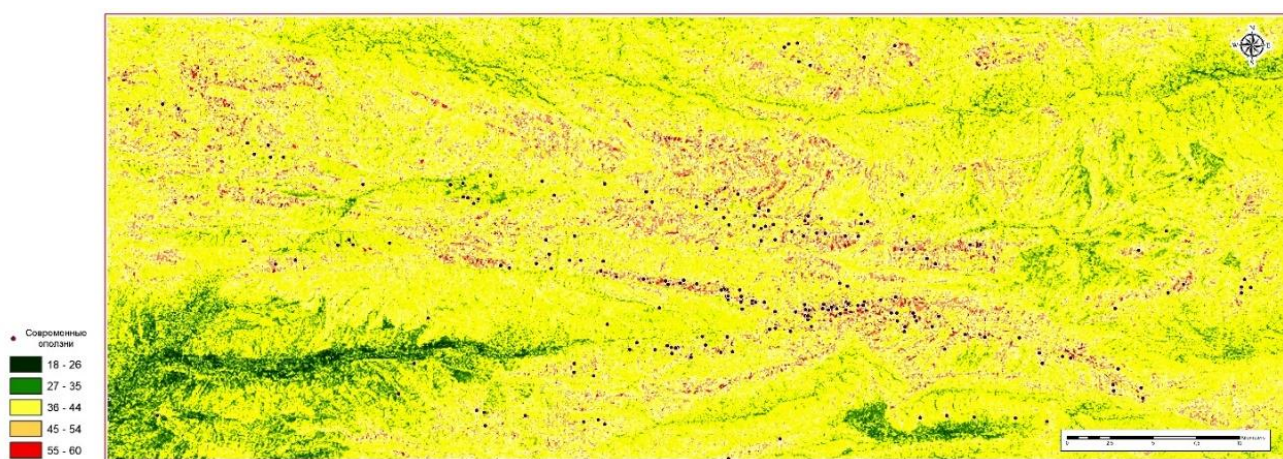


Рис.1 Карта пространственного распределения зон оползневой опасности в пределах исследуемой территории

Особое внимание уделено анализу геоиндикаторов активизации геодинамических процессов на склонах. Установлено, что, подмыв основания склонов является одним из основных факторов формирования крупных оползней (рис. 2). Трещины растяжения фиксируются на ранних стадиях подготовки смещения и могут использоваться для мониторинга устойчивости склонов [5, 6]. Анализ многолетних наблюдений показал также высокую пространственно-временную повторяемость оползневых процессов в пределах ранее активных участков (рис. 3).

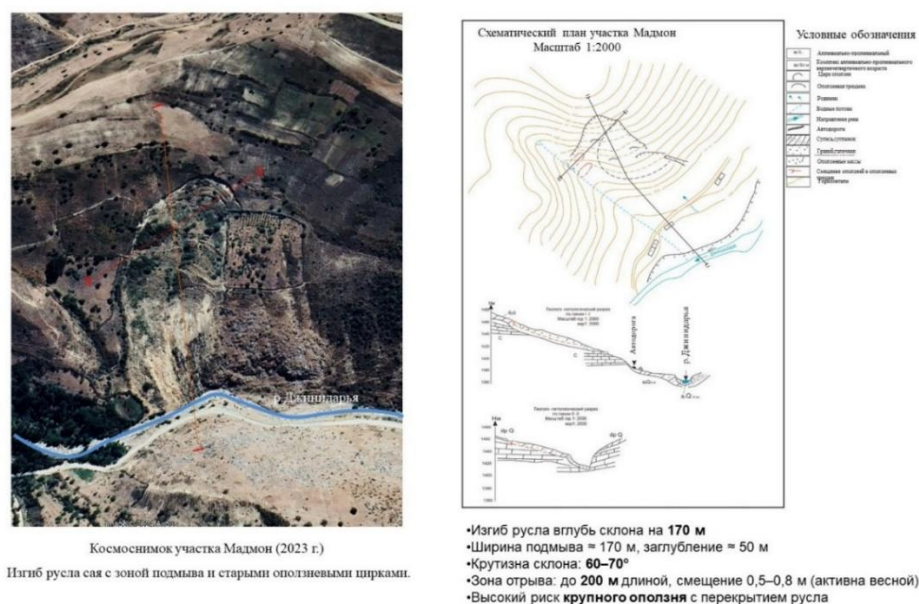


Рис.2 Космоснимок и схематический план участка Мадмон (2023 г.) (изгиб русла сая с зоной подмыва и старыми оползневыми цирками)

Полученные результаты подтверждают эффективность комплексного использования данных дистанционного зондирования, морфометрических параметров рельефа и геоиндикаторов для прогнозирования оползневой опасности и организации мониторинга склоновых процессов [2, 5].

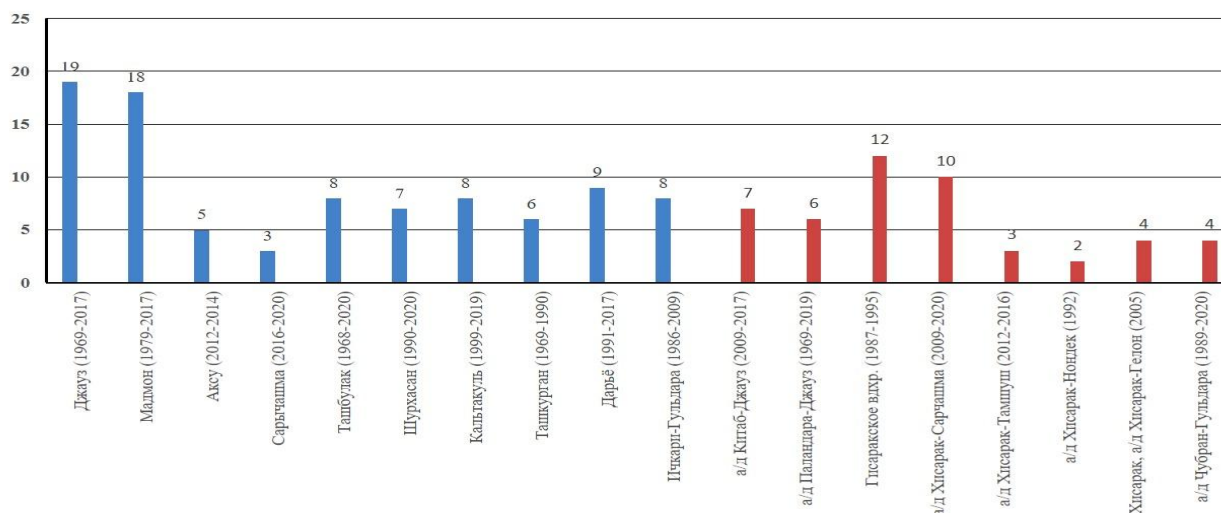


Рис.3 График частоты проявления повторных смещений на оползневых участках
Шахрисабзской станции слежения

На основании выполненных исследований разработана ГИС-ориентированная методика пространственного моделирования оползневой опасности, основанная на интеграции данных дистанционного зондирования Земли и цифровых моделей рельефа. Проведённый анализ показал, что основными факторами, определяющими активизацию оползневых процессов, являются крутизна склонов, эрозионный подмыв, степень увлажнения пород, тектоническая нарушенность территории, а также наличие древних оползневых массивов. Установлено, что использование геоиндикаторов, таких как трещины деформации, признаки подмыва склонов

и повторяемость смещений, позволяет существенно повысить достоверность прогнозирования и качество построения моделей оползневой опасности. Разработанный подход может эффективно применяться при инженерно-геологических изысканиях, территориальном планировании, оценке природных рисков и создании систем раннего предупреждения опасных геологических процессов.

Таким образом, предложенная методика является эффективным инструментом прогнозирования оползневых процессов, обеспечивающим получение достоверных результатов без необходимости проведения трудоёмких и дорогостоящих полевых измерений на удалённых и труднодоступных территориях.

Список литературы

1. Ниязов Р.А. Оползни, вызванные Памиро-Гиндукушскими землетрясениями // г.Ташкент, 2015. С. 156.
2. Халматов Е.Р., Крутиков А.К. ГИС в оценке оползневой опасности. //Ташкент, 2011. С. 184.
3. Cruden D.M., Varnes D.J. Landslide Types and Processes // Turner A.K., Schuster R.L. Landslides: Investigation and Mitigation. Washington, D.C.: Transportation Research Board, 1996. P. 36–75.
4. Hutchinson J.N. Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology // Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides. Rotterdam: A.A. Balkema, 1988. V. 1. P. 3–35.
5. Iverson R.M. Landslide Triggering by Rain Infiltration // Water Resources Research, V. 36, No. 7, 2000. P. 1897–1910.
6. Varnes D.J. Slope Movement Types and Processes // Schuster R.L., Krizek R.J. Landslides: Analysis and Control. Washington, D.C.: National Academy of Sciences, 1978. P. 11–33.

ВЕРИФИКАЦИЯ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ДИНАМИКИ ОПОЛЗНЕВОГО ПРОЦЕССА В ДОЛИНЕ РЕКИ ВОРКУТА

А.Н. Вихоть

*Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
e-mail: vikhot.anna@mail.ru*

Традиционными методами определения оползневой опасности являются количественные. Они основаны в первую очередь на анализе выборки величины смещения геодезических реперов во времени и далее на вытекающем анализе пространственной и временной вероятности оползня [6] При оценке временной вероятности оползневого события и прогнозе динамики оползневых процессов широко используются статистические методы обработки данных [3,7]. Также широко применяется дешифрирование космоснимков в разных зонах спектра (инфракрасной, радиоволновой, ультрафиолетовой) за разные периоды [2,4,5]. Такой тип обработки данных больше характерен для крупных географических объектов: горных цепей, долин рек, равнин и т. п. Геодезические же наблюдения заключаются в получении пространственно-координированных данных изучаемого объекта посредством электронно-оптических и лазерно-сканирующих приборов. В результате накопления и обработки этого типа данных методом регрессионного анализа строится прогнозная модель оползневого процесса. С точки зрения теории случайных функций смещение оползня представляется как некоторая случайная величина, и анализ процесса происходит методом исследования согласно этой теории.

В 2022 г. автором был начат анализ геодезических данных с площадки оползня в долине р. Воркута, предоставленных ГКУ РК «Геокриологическая служба». В первую очередь

практическая значимость этих исследований заключается в том, что оползневый процесс протекает на территории, примыкающей к зоне жилой застройки ул. Шахтерская набережная в г. Воркута [1]. Научный интерес это экзогенное явление представляет тем, что оно происходит в области криолитозоны в условиях деятельного слоя. В результате первичного анализа параметров смещения точек бровки оползневого уступа область размещения реперов условно разделена на южную, центральную и северную части, получены графики и аналитические уравнения трендов, приведены прогнозные значения смещения на один период по параболическим трендам и коэффициенту ускорения изменения уровня ряда β_2 из уравнения тренда (рис. 1). В итоге представлено два возможных случая развития оползневого процесса: выполаживание склона или начало нового цикла. При сравнении кривой прогноза и динамики движения геодезических реперов за период 2019-2021 гг. можно видеть, что прогнозная и фактическая кривая совпадают, рассчитанный коэффициент корреляции 0,97. Важно заметить, что пикеты 11-16 были уничтожены. Бровка оползневого срыва пересеклась с трассой геодезических пикетов. Реперы принадлежали центральной и северной частям области их размещения. Можно утверждать об активной оползневой активности в этой части исследуемой площадки. В период 2022-2023 гг. в северной оконечности оползневого склона образовалась трещина бортового отпора перпендикулярно руслу реки (рис. 2). По наблюдениям местных жителей, трещина расходится и переходит в стадию образования рва. Этот экзогенный процесс требует дальнейших геодезических наблюдений.

События указывают на верно сформулированный прогноз по северной части оползневого склона: "...с некоторой вероятностью можно утверждать о начале активной стадии оползня в этой части склона" [1]. Значит, приведенный в [1] алгоритм анализа геодезических данных методом трансформации временного ряда смещения точек бровки оползневого уступа к стационарному виду с применением детрендирования может быть применен для краткосрочного прогноза, в нашем случае по параболическим трендам и коэффициенту ускорения изменения уровня ряда β_2 из уравнения тренда.

Список литературы

1. Вихоть А.Н. Исследование оползневого процесса в условиях сезонномерзлых грунтов (оползневый склон долины р. Воркута) // Вестник МГСУ, Т. 19, № 4, 2024. С. 606–617. DOI: 10.22227/1997-0935.2024.4.606-617 306
2. Лебедева Е.В., Балдина Е.А., Медведев А.А. Склоновые процессы в долине р. Гейзерной (Камчатка): результаты дешифрирования разновременных космических снимков высокого пространственного разрешения // Геоморфология, Т. 53, № 4, 2022. С. 3–16. DOI: 10.31857/S0435428122040095.
3. Симонян В.В., Николаева Г.А. Исследование оползневого процесса методом корреляционного анализа с использованием случайных функций // Вестник МГСУ, Т. 12, № 8 (107), 2017. С. 846–853. DOI: 10.22227/1997-0935.2017.8.846-853.
4. Чермошенцев А.Ю. Применение данных со спутника Sentinel-1 для оперативного обнаружения оползней // Сб. материалов науч. конф. с междунар. участием «Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия, мониторинг окружающей среды, геоэкология», Т. 4, № 1, 2020. С. 29–35. DOI: 10.33764/2618-981X-2020-4-1-29-35.
5. Cook M.E., Brook M.S., Hamling I.J. Investigating slow-moving shallow soil landslides using Sentinel-1 InSAR data in Gisborne, New Zealand // Landslides, V. 20. No. 2, 2023. P. 427–446. DOI:10.1007/s10346-022-01982-9
6. Shano L., Raghuvanshi T.K., Meten M. Landslide susceptibility evaluation and hazard zonation techniques : a review // Geoenvironmental Disasters, V. 7, No. 1, 2020. DOI: 10.1186/s40677-020-00152-0
7. Tay L.T., Sh. Alkhasawneh M., Lateh H., Hossain M.K., Kamil A.A. Landslide hazard mapping of Penang island using Poisson distribution with dominant factors // Journal of Civil Engineering Research, V. 4, No. 3A, 2014. P. 72–77. DOI: 10.5923/c.jce.201402.12

ЦИФРОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ КАЗАНСКОГО КРЕМЛЯ ДЛЯ ПРОГНОЗА РАЗВИТИЯ ОПАСНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Д.Р. Зарипова

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
e-mail: diana.zaripova04@mail.ru*

Историко-архитектурный ансамбль Казанского Кремля является уникальным памятником истории и культуры, имеющим не только национальное, но и мировое значение. В 2000 г. музей-заповедник «Казанский Кремль» был включен в список Всемирного наследия ЮНЕСКО [8].

С конца X века хозяйственное освоение территории сопровождалось трансформацией природного ландшафта, накоплением техногенных отложений и ростом мощности культурного слоя. Это привело к увеличению давления на основания, изменению уровня грунтовых вод и перераспределению напряжений в геологическом массиве вследствие уплотнения застройки и заглубления фундаментов. Как следствие, в современный период на территории Казанского Кремля отмечается активизация оползневых процессов и просадок.

Целью данного исследования является комплексная оценка инженерно-геологических условий территории Казанского Кремля и установление зон, испытывающих наибольшее воздействие склоновых процессов, с применением современных геоинформационных технологий.

С точки зрения особенностей геологического строения участка расположения музея-заповедника «Казанский Кремль» следует сказать, что весь архитектурный ансамбль сосредоточен в пределах эрозионно-денудационного холма, склоны которого участками примыкают к речным долинам или оврагам. Поверхность территории музея-заповедника ровная с уклоном на северо-запад с перепадом высот в абсолютных отметках от 84 до 71 м, понижаясь в сторону оврагов и речных долин до уровня 56 м. Перепады высот достигают до 28 м (рис. 1). Холм представляет собой один из останцов, в основании сложенный карбонатными породами казанского яруса. С точки зрения тектоники холм-останец представляет собой одну из вершин поднятий Казакларского вала, входящего в систему Вятских Увалов [1]. В период формирования долины реки Палео-Волга часть скального массива возвышенности Услонских гор была отрезана водным потоком, образовав самостоятельный элемент рельефа, так называемый «Казанский хребтик». Согласно буровым работам, в приповерхностной части холм-останец сложен коренными отложениями казанского яруса пермской системы, поверх которых со стратиграфическим несогласием залегают породы аллювиально-делювиального четвертичного комплекса. Казанский ярус представлен в нижней части светло-серыми плотными доломитами с редкими включениями гипсовых линзочек. Несмотря на плотное сложение, породы секутся многочисленными тектоническими и экзогенными трещинами, обуславливающими хорошую дренированность останца. В кровле доломиты сильно выветрелые, вплоть до образования глинисто-доломитовой муки толщиной до 1,5–2,0 м. В слое карбонатно-глинистой муки отмечаются прослойки зеленовато-серой глины, сохранившиеся при выветривании карбонатных пород. В плотных, слабовыветрелых участках доломитов присутствуют многочисленные каверны, оставшиеся при выщелачивании гипсовых агрегатов. На выветрелой поверхности доломитов залегают покровные отложения четвертичного чехла, представленные слоями суглинков, супесей и пылеватых,

мелкозернистых кварцевых песков. Сверху геологический разрез венчают насыпные грунты мощностью до 3,5 м, сложенные неоднородным по составу и размеру природно-техногенным материалом [2,4].

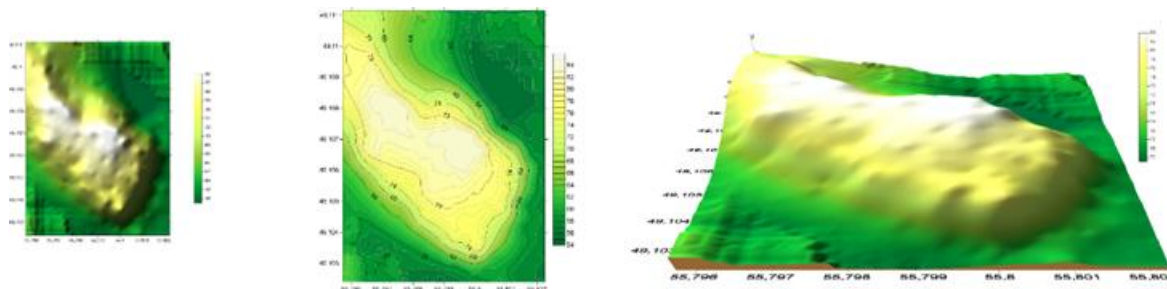


Рис.1. Геоморфологическое строение «Казанского хребтика» с использованием программ Google Earth и Surfer

После выпадения обильных дождевых осадков в верхней части склона «Казанского хребтика» создались предпосылки для активизации оползневых процессов. Около бровки склона возникли сопряженные между собой трещины отрыва в виде полуокружностей.

По результатам маршрутного обследования территории музея-заповедника «Казанский Кремль» были выявлены участки, предрасположенные к развитию оползневых процессов, и построена карта оползневой опасности.

В частности, были изучены два сошедших оползня и построены их 3D-модели (рис. 2). Протяженность охвата склона оползневыми процессами составила около 10,0 м, длина врезающейся в склон оползневой выемки – 7,0–13,0 м при глубине – 1,0 м. По своим геометрическим параметрам и объемам перемещенного грунта оползни относятся к малым, неглубоким, поверхностным. При смещении грунты оползневого тела не сохранили своих исходных особенностей залегания, образовав рыхлую, бесструктурную, влажную земляную массу, поверхность которой осложнена кочками холмисто-западинного микрорельефа. Это указывает на плохую связанность структурных элементов насыпного грунта в массиве, обусловленную его недостаточным уплотнением при укладке. По способу образования оползни деляпсивные, по строению и особенностям положения поверхности скольжения – асеквентные. На некоторых участках склонов Кремлевского холма оползневые процессы не столь ярко выражены. Смещение масс насыпного грунта осуществляется относительно медленно, в основном в периоды переувлажнения. О наличии смещения грунтов можно судить по появлению на склонах гряд холмисто-валообразных проседаний травяного покрова. В результате смещения масс и переувлажнения насыпных грунтов каменная кладка подпорных стен деформируется с образованием трещин. По направлению они в основном вертикальные, но встречаются и наклонные. Протяженность варьируется от 1,5 до 8 м, наиболее длинные проходят от основания до верхушки стены. Открытость трещин от 2 до 33 мм.

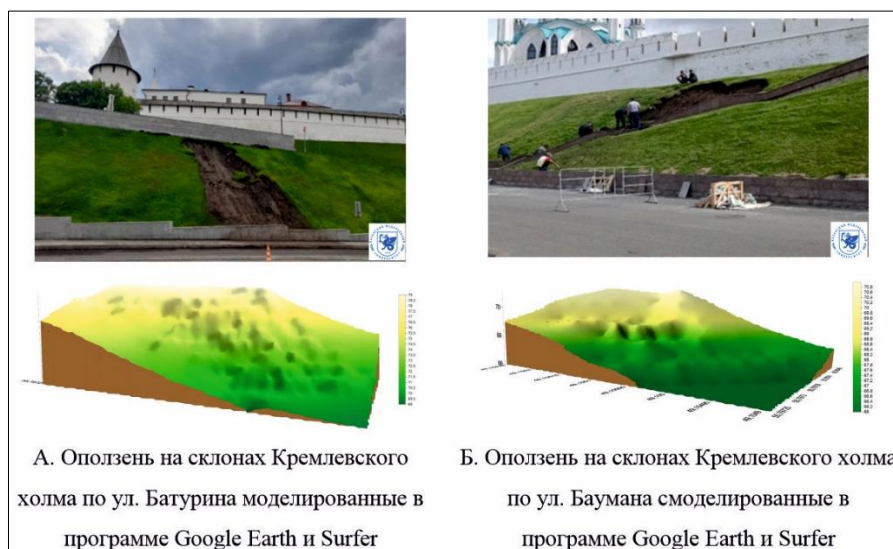


Рис.2. Оползневые процессы на склонах Кремлевского холма

Для контроля сохранности историко-архитектурного ансамбля Казанского Кремля был разработан и протестирован комплекс дистанционного мониторинга за оползневыми процессами. В его основе лежит морфометрический анализ рельефа с помощью инструментов Google Earth Engine, предоставляющих данные о крутизне земной поверхности, и анализ данных радарной интерферометрии (InSAR), дающих информацию о смещении земной поверхности за определенный период времени. Совмещение данных о морфологических характеристиках склонов и фактической активности позволило выделить зоны риска возникновения оползневых процессов на территории Кремлевского холма (рис. 3).



Категории риска оползневых процессов:

- I – Низкий риск: угол наклона $<15^\circ$ и смещение <4 мм/год (зеленый цвет);
- II – Средний риск: угол наклона $15-25^\circ$ или смещение $4-8$ мм/год (оранжевый цвет);
- III – Высокий риск: угол наклона $>25^\circ$ и/или смещение >8 мм/год (красный цвет).

Рис.3. Итоговая карта зон риска возникновения оползневых процессов

Проведенный анализ позволяет утверждать, что Кремлевский холм, веками подвергавшийся антропогенным нагрузкам, сегодня является техногенно преобразованным массивом. Его разрез сложен как природными, так и искусственными отложениями, которые находятся в зоне постоянного воздействия внешних факторов, инициирующих их физико-химическую эволюцию. При этом совместное функционирование застройки Казанского Кремля и геологической среды создает условия для обострения опасных геодинамических явлений — деформаций просадки и оползневых сходов.

Список литературы

1. Буров Б.В., Губарева В.С., Есаулов Н.К. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника / Под ред. Б.В. Бурова. М.: ГЕОС, 2003. 402 с.
2. Минюхина А.Н. (Гараева А.Н.) Оценка геологического риска для центральной части г. Казани// I Всеросс. конф. студ., асп. и молодых ученых: в 2 т. / отв.ред. С.М. Блинов; Перм. гос.ун-т. Пермь, 2010. Т. 1. С.65–67.
3. Мустахимов В.Р. Проблемы геотехники в современном строительстве и реконструкции зданий и сооружений Казани // Известия КГАСУ, Т. 6, №2, 2006. С. 66–68.
4. Слепак З.М. Геофизика для города. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2007. 240 с.
5. Чалкова Ю.С., Черепанов Б.М. Оползневые процессы, их прогнозирование и борьба с ними // Ползуновский вестник, №1–2, 2007. С. 80–89.
6. СП 115.13330.2016 Геофизика опасных природных воздействий. Актуализированная редакция СНиП 22-01-95 (утв. приказом Министерства строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации от 16.12.2016 №956/пр) Свод правил от 16.12.2016 №115.13330. 2016. 36 с.
7. СП 436.1325800.2018 Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от оползней и обвалов. Правила проектирования (утв. приказом Министерства строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации от 05.12.2018 г. №787/пр) Свод правил от 05.12.2018 №436.1325800. 2018. 50 с.
8. ЮНЕСКО. Историко-архитектурный комплекс Казанского Кремля // Всемирное наследие: [сайт]. URL: <https://whc.unesco.org/ru/list/980> (дата обращения: 07.01.2025).

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРИРОДНОГО ОБЪЕКТА «СОБАКИНСКИЕ ЯМЫ»

А.И. Колобова, А.Н. Гараева

*Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань
email: nenastya03@mail.ru*

Комплексное инженерно-геологическое изучение карстовых воронок вблизи населенного пункта Улитоно Зеленодольского района Республики Татарстан выполнено на основе интеграции полевых методов исследования, лабораторных определений физико-механических свойств грунтов, гидрогеохимического анализа и современных технологий геоинформационного моделирования. Объектом исследования выбран каскад карстово-суффозионных озер «Собакинские ямы», расположенный на правобережном водоразделе Куйбышевского водохранилища в пределах Волго-Свияжского возвышенного ландшафтного района. В ходе рекогносцировочного маршрутного обследования автором выявлено и детально описано 26 карстовых воронок, из которых 10 являются водонаполненными и образуют живописный каскад; одна из воронок образовалась в мае 2022 года, что свидетельствует о современной активности карстово-суффозионных процессов на данной территории.

Для оценки инженерно-геологических условий проведено статическое зондирование на пяти точках с шагом измерений 5 см до достижения зондом не продавливаемых пород, выполнено разведочное бурение двух скважин буровой установкой УРБ-2А на глубину до 14,4 м с отбором образцов для лабораторных исследований, а также пройдено три шурфа

глубиной до 1,55 м для установления границ между инженерно-геологическими элементами. По результатам полевых работ установлено, что геологический разрез (рис.1) до вскрытой глубины представлен современными делювиально-пролювиальными отложениями, нерасчлененными неогеновыми отложениями биклянской и сокольской свит, а также элювиальными образованиями по коренным пермским породам уржумского яруса, подстилаемыми доломитами и известняками верхнеказанского и уржумского подъярусов [3].

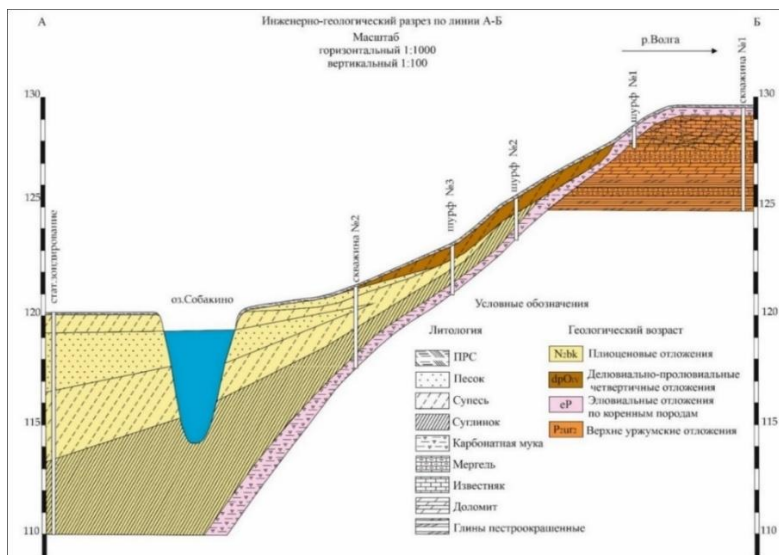


Рис.1. Инженерно-геологический разрез

Минералого-геохимические особенности пород, а именно наличие доломитовой муки, кавернозных прослоев и обломочной примеси, формируют основание, предрасположенное к развитию суффозионно-карстовых процессов, особенно в условиях постоянного водообмена и агрессивного воздействия подземных вод.

Гидрогеохимические исследования показали, что воды всех исследованных озер являются ультрапресными сульфатно-гидрокарбонатными магниево-кальциевыми, мягкими, с минерализацией от 81 до 320 мг/л, при этом расчет произведения активностей ионов кальция и карбонат-иона по методике Гаррелса и Крайса [4] дал значение $7,26 \times 10^{-10}$, что меньше произведения растворимости карбоната кальция $7,7 \times 10^{-9}$, следовательно, подземные воды являются потенциально агрессивными к известнякам, что поддерживает продолжающееся растворение и рост карстовых полостей на исследуемом участке.

Для оценки механизма провалообразования, учитывая что карст на исследуемой территории классифицируется как покрытый, поскольку над карстующимися породами залегают нерастворимые грунты, была применена расчетная схема А. Бирбаумера, основанная на условиях равновесия круглоцилиндрического столба грунта, зависающего над карстовой полостью; критическая величина диаметра карстового провала, рассчитанная в соответствии с приложением А.4 СП 449.1325800.2021, составила 3,45 м при интервале залегания карстующихся пород на глубине около 15 метров, что определяет потенциальный риск внезапных обрушений при техногенном воздействии [8].

В рамках экологического мониторинга проведен анализ многолетней динамики карстово-суффозионных процессов с использованием данных дистанционного зондирования на платформе Google Earth Engine за период 1972–2025 годов, который показал значительное уменьшение площади водного зеркала для большинства исследованных озер, причем для озер Собакино и № 5 сокращение достигает 60%, один водоем полностью пересох и прекратил свое существование, тогда как для двух озер № 3 и № 9 отмечено увеличение акватории за счет подземной подпитки, а площадь озера Провальное также сократилась, особенно заметно в

2025 году; установленная динамика требует разработки природоохранных мер, включая применение биологических методов очистки с использованием бактерий-деструкторов и растений-фильтраторов при обязательном исключении земснарядов из-за наличия карстовых полостей, что предотвратит техногенную активизацию провалообразования [5].

На основе совмещения инженерно-геологических данных и результатов ГИС-моделирования в среде Surfer и Google Earth Pro построена трехмерная цифровая модель (рис. 2) карстового рельефа, позволяющая визуализировать вариативность конфигурации воронок по глубине и форме, что имеет ключевое значение для планирования противокарстовых мероприятий и дальнейшего мониторинга.

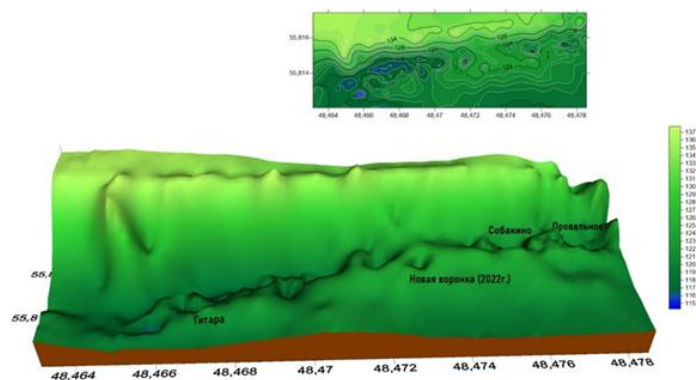


Рис.2. 3D цифровая модель карстово-суффозионного рельефа: «Собакинские ямы»

Выполненные гидродинамические расчеты с использованием программного продукта Modflow позволили построить карты напоров и понижений на изучаемой территории, определить возможную производительность скважины в селе Улитино, где в настоящее время отсутствует действующий водозабор. Прогнозные расчеты показали, что через 25 лет скважина в стационар не выходит, что подтверждает сложность гидрогеологической обстановки.

Разработанная схема экскурсионного маршрута продолжительностью 3–5 часов и протяженностью 2–2,5 километра, проходящего по живописным ландшафтам правого берега Волги, демонстрирует возможность интеграции научных данных в практику экологического туризма при условии организации систематического мониторинга за состоянием воронок; при этом стратегическим направлением развития территории должно стать позиционирование каскада как объекта геотуризма с акцентом на уникальное карстовое происхождение и создание образовательных программ для школьников и студентов, что, во-первых, повысит привлекательность для осознанных путешественников, а во-вторых, подчеркнет научную ценность объекта и будет способствовать формированию экологического сознания населения, что особенно актуально в условиях современных климатических изменений.

Полученные результаты формируют научную основу для инициирования процедуры присвоения всему каскаду озер «Собакинские ямы» статуса особо охраняемой природной территории, что позволит обеспечить правовую защиту этого уникального природного комплекса и установить регламент для его дальнейшего использования, а также определить зоны возможного строительства и разработать рекомендации по минимизации карстовых рисков при хозяйственном освоении территории.

Список литературы

1. «Декларация о предельно допустимых рисках» (принята на расширенном заседании Общероссийской общественной организации «Российское научное общество анализа риска», 19.04.2006. С. 48.
2. Аникеев А. В. Провалы и воронки оседания в карстовых районах: механизмы образования, прогноз и оценка риска // РАН, Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева. М., 2017.
3. Буров Б.В., Губарева В.С., Есаулова Н.К. Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. ГЕОС, Москва. 2003. С. 402.
4. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. Издательство "МИР", Москва. 1968. С. 350.
5. Горшкова А. Т., Низамова Л. З., Антипова И. В. и др. Собакинские озера – уникальные водные объекты Республики Татарстан // Эколого-гидрологические проблемы изучения и использования водных ресурсов: Сборник научных трудов. Казань: Идел Пресс, 2006. С. 113–116.
6. ГОСТ 25100 2020. Грунты. Классификация. Введ. 01.01.2021. М.: Стандартиформ, 2020. С. 41.
7. Зиганшин И.И., Иванов Д.В., Хасанов Р.Р. Изучение динамики карстовых озер на основе данных дистанционного зондирования земли// Сергеевские чтения. Региональная инженерная геология и геоэкология, № 25, 2024. С. 398–401.
8. СП 449.1325800.2021. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от карстово-суффозионных процессов, 2021. Приложение А

О КОЛИЧЕСТВЕ ВЕЩЕСТВА, ДЕПонируемого СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ В РЕСПУБЛИКЕ ТАТАРСТАН

Р. Х. Мусин

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
e-mail: Rustam.Musin@kpfu.ru

Снежный покров является удобной средой для определения общего количества и интенсивности атмосферных выпадений на земную поверхность в зимний период. Особенности состава снежного покрова Республики Татарстан (РТ) выявлены на основе интерполяции данных по 4 площадям (рис.1, табл. 1).



Рис.1 Расположение опробованных площадей в границах Татарстана

Основные данные по опробованию снежного покрова

Таблица 1

Территория	Год	Число проб		Удаление от границ города, ограничения промзоны, км	Мощность снежного покрова, м
		Общее	Городская территория, промзона		
г. Казань	2016	82	53	15	0,2–1,07
г. Казань	2018	96	57		0,62–0,64
Нижнекамская промзона	2019	39	5*	10	<u>0,25–1,2</u> 0,53–0,56
г. Альметьевск	2021	34	14	14	<u>0,3–0,7</u> 0,50–0,48
г. Бугульма	2022	17	9	11	<u>0,36–1,26</u> 0,70–0,68
Итого		268	138	10-15	<u>0,2–1,26</u>

Примечание. * – пробы на удалении не более 100 м от бетонного ограничения АО “ТАНЕКО”; в числителе последней графы приведены предельные значения, в знаменателе – среднее и медиана.

Опробование проводили на полную мощность снежного покрова в феврале – марте, в период максимальных запасов. Для этого использовали пластиковые трубы с внутренним диаметром 100 мм. В каждом пункте отбирали не менее 2–3 колонок снежного покрова. Пробы помещали в 5-литровые пластиковые емкости, предварительно промытые дистиллированной водой. Оттаивание проводили в лаборатории при комнатной температуре. Талую воду фильтровали через промытые, высушенные и предварительно взвешенные фильтры “синяя лента”. В фильтрате по действующим нормативным документам определяли основные интегральные показатели природных вод, концентрацию макро- и микрокомпонентов, а также изотопный состав (δD и $\delta^{18}O$, ‰). Использованы следующие основные аналитические методы (и приборы): ионная хроматография (Dionex ICS-1600 (Thermo Fisher Scientific, США)), атомно-абсорбционная спектрометрия (ContrAA-700 (Analytik Jena AG, Германия)), масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (iCAP Qc (Thermo Fisher Scientific, США)), масс-спектрометрия (изотопный масс-спектрометр Delta V Plus (Thermo Fisher Scientific GmbH, Германия)). Бумажные фильтры с осадком после высушивания при 105 °С и повторного взвешивания (для определения общей массы пылевой взвеси) выдерживали в муфельной печи при температуре 500 °С в течение 1 ч, что позволило оценить долю органического вещества в общей массе пылевых выпадений [3].

Состав снежного покрова в пределах опробованных площадей варьирует в достаточно широких пределах (табл. 2).

Таблица 2

Интегральные показатели, макро- и микрокомпонентный состав снежного покрова					
Интегральные показатели	Значения	Макрокомпоненты	Концентрации, мг/л	Микрокомпоненты	Концентрации, мкг/л
Минерализация, мг/л	<u>5,26-733</u> 26-16	HCO ₃ ⁻	<u>3,4-47</u> 9-8	Fe	<u>0-834</u> 63-31
Электропроводность, мкСм/см	<u>2,57-1168</u> 40-19	SO ₄ ²⁻	<u>0-50</u> 2-1	Mn	<u>0-415</u> 9-5
pH	<u>4,89-7,84</u> 6,4-6,4	Cl ⁻	<u>0-461</u> 7-1	Cu	<u>0-16</u> 1-0
Плотность пылевых выпадений общая, кг/(км ² ×сут)	<u>1,4-880,2</u> 70-36	NO ₃ ⁻	<u>0-3,3</u> 1-1	Co	<u>0-24</u> 9-9
Минеральная пыль, кг/(км ² ×сут)	<u>0,18-720</u> 35-12	Ca ²⁺	<u>0,1-19</u> 2-1	Cr	<u>0-51</u> 1-0

Органическая пыль, кг/(км ² ×сут)	<u>0-718</u> 35-17	Mg ²⁺	<u>0-5</u> 0,3-0,2	Ni	<u>0-145</u> 5-1
Перманганатная окисляемость, мгО/л	<u>0-5,1</u> 1,3-1,1	Na ⁺	<u>0,1-202</u> 4-1	Zn	<u>0-112</u> 15-10
Содержание кремнекислоты, мг/л	<u>0-1,9</u> 0,1-0	K ⁺	<u>0-6</u> 0,3-0,1	Pb	<u>0-10</u> 0,4-0,1

Примечание. В первой строке числовых данных приведены предельные значения, во второй строке – среднее значение и медиана.

Максимальные значения минерализации и пылевых выпадений в большинстве случаев отмечаются вдоль оживленных автотрасс (на расстоянии до 50–70 м). Содержание практически всех компонентов минимально в снежном покрове полевых участков и озерных котловин, расположенных на максимальном удалении от городских территорий и крупных автодорог. Увеличение содержания компонентов происходит по мере приближения к границам городских территорий, в пределах которых они максимальны в центральных частях. В целом каждая крупная ландшафтная зона (поле, лес, акватория водоемов и др.), а также городские функциональные зоны (парки, жилые массивы, промышленные, транспортные) характеризуются своими типоморфными особенностями состава снежного покрова. Степень его загрязнения определялась по методике ИМГРЭ [6] на основе сравнения с фоновыми показателями по содержанию семи основных ионов: HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺. Фоновые показатели определены по анализу пробы свежеснеговывающего снега (производного двухдневного снегопада) на акваторию одного из крупных озер, расположенных в 15 км южнее г. Казани. Эта проба имела HCO₃/Na-Ca состав по [4], Рн = 5,87, перманганатную окисляемость, равную 1,6 мг О/л, электропроводность – 2,73 мкСм/см и невысокое суммарное содержание ионов – 4,85 мг/л, соответствующее фоновым значениям минерализации для средних широт России 5–6 мг/л [1]. При определении плотности и общего количества влажных и пылевых выпадений с зимними осадками, а также сопоставления их с величиной выброса в атмосферу различных загрязняющих веществ в пределах РТ толщину слоя талой воды во всех изученных районах принимали равной 114 мм, а период залегания снежного покрова считали равным 143 дням [5]. Для определения общего количества вещества, выпадающего в зимний период в пределах всего Татарстана, использовали площади отдельных категорий земель (46139 км² угодий сельскохозяйственного назначения, 1578 и 2553 км² – городские и сельские населенные пункты соответственно, 12208 и 3997 км² – лесной и водный фонды, 1005 км² земель промышленности, транспорта и энергетики, 332 км² – особо охраняемые территории и 25 км² – земли запаса при общей площади РТ, равной 67837 км²), представленные в работе [2] (табл. 3).

Таблица 3
Количество вещества, депонируемое в РТ снежным покровом

Земельные угодья	Площадь, км ²	Плотность выпадений, т/км ²		Количество депонированного вещества, т	
		Влажные	Пылевые	Растворенное	Нерастворенное
Угодья сельскохозяйственного назначения, акватории и др.	50493	0,96	3,99	48473,3	201467,1
Лесной фонд	12208	1,14	9,78	13917,1	119394,2
Земли промышленности и транспорта	1005	5,32	19,38	5346,6	19476,9
Сельские населенные пункты	2553	1,27	4,38	3242,3	11182,1
Крупные города	915	2,28	9,32	2088,8	8529,2

Средние города	155.73	2,41	8,33	375,8	1297,4
г. Бугульма	27.87	1,68	10,09	46,7	281,2
Малые города	479.4	1,68	6,00	805,4	2876,4
Итого	67837	1,10	5,37	74296,0	364504,5

Примечание. Крупные города: Казань, Набережные Челны, Нижнекамск; средние города: Альметьевск, Зеленодольск.

Суммарное средневзвешенное по площади значение плотности выпадения влажных ($1,10 \text{ т/км}^2$) и пылевых ($5,37 \text{ т/км}^2$; при преобладающем соотношении органической и минеральной пыли 1:1) выпадений составляет $6,47 \text{ т/км}^2$. Общее количество вещества, депонируемого снежным покровом за один сезон, равно $438800,5 \text{ т}$. Эти данные хорошо коррелируют с общим ежегодным количеством выбросов в атмосферу в пределах РТ – $427,2 \text{ тыс. т}$, а также с плотностью выбросов – $6,30 \text{ т/км}^2$ [2].

Список литературы

1. Быстрых В.В., Боев В.М., Макшанцев С.С., Музалева О.В., Белослудцева Л.А. Макро- и микроэлементы в снеговом покрове в зоне возможного влияния газовой промышленности // Вестник ОГУ, Т. 62, № 12S, 2006. С. 52–54.
2. Государственный доклад о состоянии природных ресурсов и об охране окружающей среды Республики Татарстан в 2023. г. Казань, 2024. 399 с. URL: https://eco.tatarstan.ru/file/pub/pub_4211473.pdf
3. Мусин Р.Х., Галиева А.Р., Гиззатуллин И.Р., Зиннатов И.И. Особенности состава снежного покрова в Республике Татарстан // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки, Т. 168, кн. 2, 2026. С. 331–362. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2026.2.331-362>.
4. Отраслевой стандарт. Воды подземные. Классификация по химическому составу и температуре. М.: ВСЕГИНГЕО, 1986. 12 с.
5. Переведенцев Ю.П., Батршина С.Ф., Исмагилов Н.В., Наумов Э.П., Шанталинский К.М. Динамика снежного покрова на территории Республики Татарстан // Лед и снег, Т.113, № 1, 2011. С. 53–57.
6. Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С., Башаркевич И.Л., Онищенко Т.Л., Павлова Л.Н., Трефилова Н.Я., Ачкасова А.И., Саркисян С.Ш. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

АГРЕГАЦИЯ И ПОВЕРХНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ЧАСТИЦ КАК ОСНОВА УСТОЙЧИВОСТИ ГРУНТОВ ПОД НАГРУЗКОЙ

Е.В. Середина

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

e-mail: sev-197@mail.ru

Классическая инженерная геология преимущественно опирается на макроскопические физико-механические характеристики грунтов. Однако фундаментальная устойчивость глинистых оснований, их способность сопротивляться нагрузкам и не размокать при увлажнении, диктуется процессами, происходящими на микроуровне — на границе раздела фаз «твердое тело – жидкость – газ» [2, 5]. Недооценка роли поверхностных явлений и органического вещества ведет к неточностям в прогнозе деформаций и рисков суффозии. Цель работы — выявить и количественно оценить фундаментальную связь между поверхностными

свойствами минеральных частиц и макроскопическими деформационно-прочностными характеристиками грунтов.

Объекты и методы исследования. Объектами послужили глинистые грунты различного генезиса: элювиально-делювиальные суглинки пермской системы (Республика Татарстан), темноцветные глины карбона (Республика Мордовия) и аллювиальные отложения. В работе применялся комплекс лабораторных методов: гранулометрия, спектрофотометрическая модификация метода Тюринга, а также измерение контактного угла смачивания (КУС) методом прикрепленного пузырька [3, 6]. Для автоматизации обработки микрофотографий разработан каскадный алгоритм на базе U-Net и EfficientNet-B1, позволяющий сегментировать пузырьки и рассчитывать углы. Статистический анализ и прогностическое моделирование выполнены с использованием ансамблевых методов машинного обучения (градиентный бустинг, случайный лес) и SHAP-анализа для интерпретации моделей (рис 1).



Рис. 1. Процесс выбора лучших алгоритмов

Основные результаты. Экспериментально установлено, что поверхности глинистых частиц характеризуются значительной химической и топографической гетерогенностью. Традиционное среднее арифметическое значение КУС маскирует наличие гидрофобных доменов, определяющих агрегацию. Показано, что 75-й перцентиль распределения контактного угла (СА_75) является наиболее чувствительным индикатором присутствия гидрофобных органических компонентов. Образцы с высокими значениями СА_75 демонстрируют минимальный фактор дисперсности и максимальный средневзвешенный диаметр агрегатов (рис. 2), что указывает на гидрофобную стабилизацию структуры. Карбонатность, напротив, коррелирует с гомогенизацией поверхности и снижением гидрофобных аномалий, выступая в роли «мостиков» между органическими молекулами и глинистыми минералами.

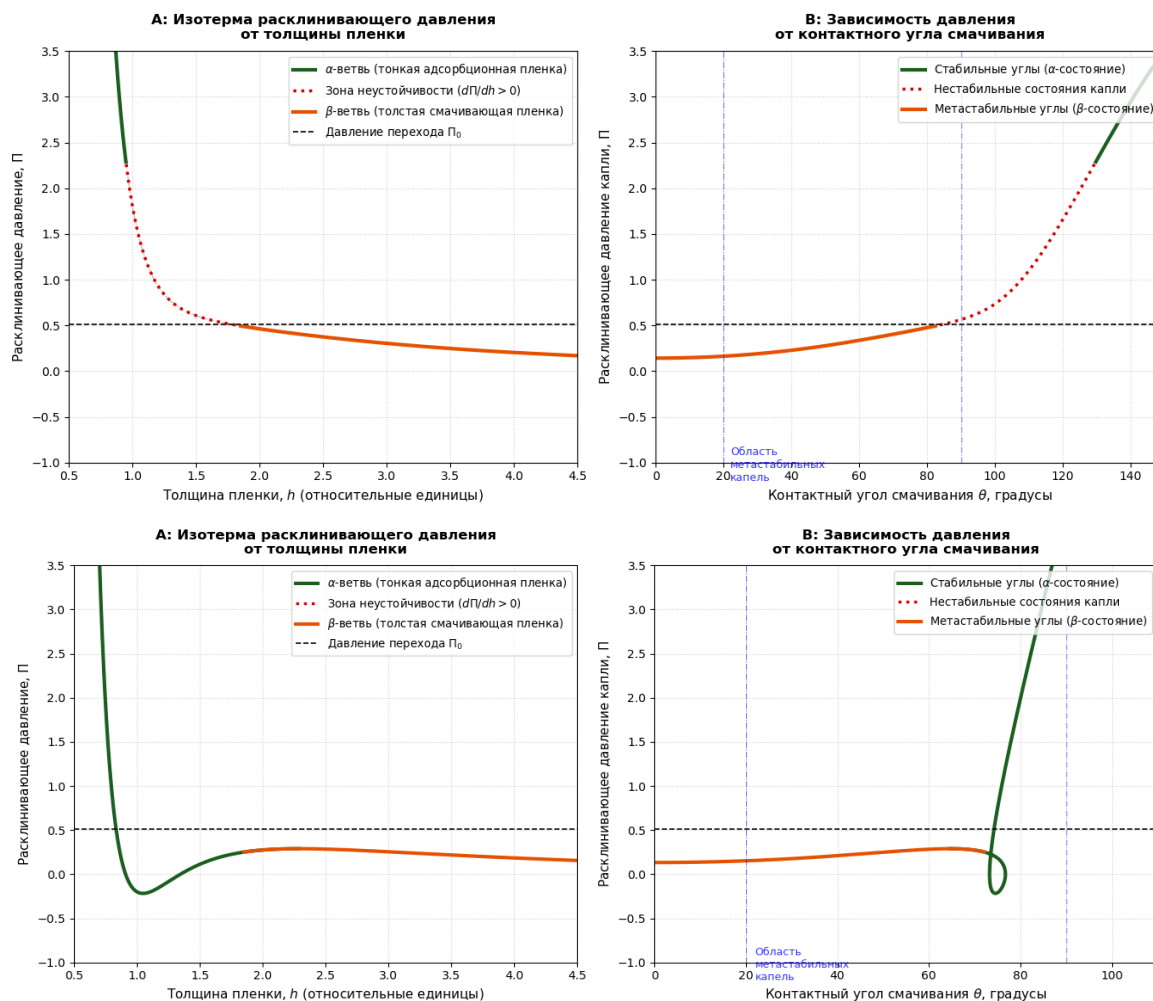


Рис. 2. Графики расклинивающего давления

Для экспресс-диагностики уровня ОБ разработаны регрессионные и классификационные модели. Лучшие результаты показал градиентный бустинг ($F1 = 0,821 - 0,90$). SHAP-анализ выявил иерархию факторов: доминирующую роль играют содержание карбонатов, 10-й процентиль КУС и время биостимуляции. Интересно, что среднее значение КУС оказалось статистически незначимым, что подтверждает приоритет локальных гидрофобных свойств над интегральными макропараметрами (рис. 3). Прямое регрессионное прогнозирование с использованием полиномов второй степени ограничено переобучением из-за недостатка данных, что делает классификационный подход более надежным для практики.

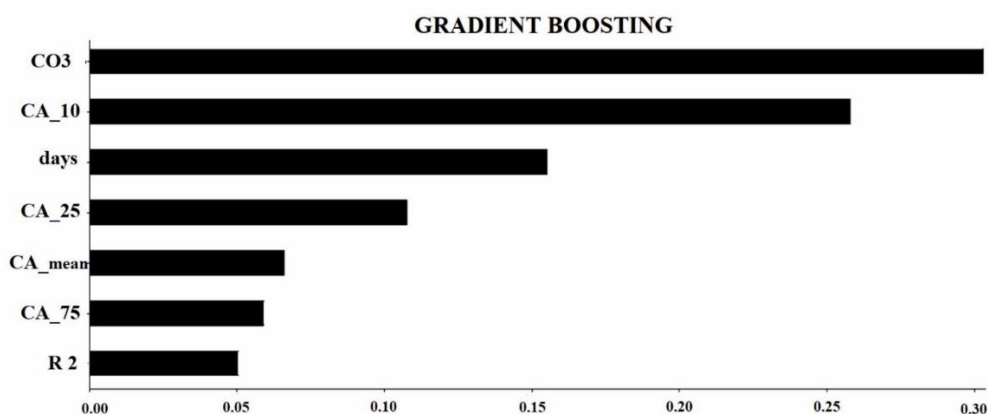


Рис. 3. Значимость признаков для содержания органического вещества в грунте, согласно Градиентному бустингу

Проведенные исследования показывают, что смачиваемость и характер распределения гидрофобных доменов являются ключевыми контроллерами агрегации и водопрочности глинистых грунтов. Разработанные алгоритмы компьютерного зрения и машинного обучения позволяют автоматизировать обработку данных и перейти от качественного описания к количественному прогнозу структурной устойчивости. Полученные результаты рекомендуются для внедрения в практику инженерно-геологических изысканий с целью оперативной диагностики состояния глинистых оснований.

Список литературы

1. Галеев А.А., Софинская О.А. Оптический тензиометр для измерения контактного угла смачивания на препарате горной породы методом прикреплённого пузырька и способ его работы. Патент РФ № 2744463. Опубл. 09.03.2021.
2. Матвеева Н.В., Милановский Е.Ю., Рогова О.Б. Способ подготовки образцов почв для определения контактного угла смачивания методом сидячей капли // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева, № 97, 2019. С. 91–112.
3. Софинская О.А., Муравьев Ф.А., Раконяц Д., Маннапова Л.М. Использование алгоритмов машинного обучения для классификации компонентов почв с различной гидрофильностью // Почвоведение, № 2, 2025 С. 263–280.
4. Шеин Е.В., Милановский Е.Ю. Органическое вещество и структура почвы: учение В.Р. Вильямса и современность // Известия Тимирязевской сельскохозяйственной академии, № 1, 2014. С. 41–50.
5. Bachmann J., Goebel M.O., Woche S.K. Small-scale contact angle mapping on undisturbed soil surfaces // Journal of Hydrology and Hydromechanics, V. 61, No. 1, 2013. P. 3–8.
6. Seo K., Kim M., Kim D.H. Validity of the equations for the contact angle on real surfaces // Korea-Australia Rheology Journal, V. 25, No. 3, 2013. P. 175–180.
7. Sofinskaya O.A., Mannapova L.M., Usmanov R.M., et al. Biogeochemical interface development in a model carbonate-clayey soil // Environmental Earth Sciences, V. 83, 2024. 6.
8. Woche S.K., Goebel M.-O., Mikutta R., et al. Soil wettability can be explained by the chemical composition of particle interfaces - An XPS study // Scientific Reports, Vol. 7, 2017. 42877.

5. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

К МЕТОДОЛОГИИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАРКИ СТРОИТЕЛЬНОГО КАМНЯ ИЗ ПЛОТНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД НА ОСНОВЕ ГЕНЕТИЧЕСКОГО КЛАССА

А.В. Кочергин¹, Н.В. Грановская^{2,1}, И.Х. Кадырбаков^{1,3}, Н.Р. Галимов¹

¹ Уральское горно-геологическое агентство (УГГА), г. Уфа,

² Южный федеральный университет (ЮФУ), г. Ростов-на-Дону

³ Уфимский университет науки и технологий (УУНТ), г. Уфа

Качество строительного камня и щебня, полученного из него, соответственно области его использования, стоимость описывается его марочностью по прочности, истираемости, морозостойкости. Марка по прочности в современной отечественной практике, опирающейся на действующие нормативные документы (ГОСТы), служит основным показателем качества. По первоначальному замыслу марка соответствует прочности породы на одноосное сжатие.

Марка по дробимости (прочности) определяется по результатам определений показателя «потери массы при сжатии (раздавливании) в цилиндре» в зависимости от генетического класса, к которому отнесено сырье месторождения, из которого оно добыто. Выделено четыре генетических класса: осадочный, эффузивный, интрузивный, метаморфический. Отнесение к генетическому классу осуществляется на основании результатов геолого-разведочных работ, отраженных в отчетах по подсчету запасов и Протоколах утверждения запасов. Производитель стремится к отнесению сырья к «правильному» классу, определяющему области применения и стоимость щебневой продукции, что зачастую приводит к конфликту с геологами-разведчиками.

Данная практика давно вызывала сомнения. Практика ООО «УГГА» подготовки целого ряда месторождений строительного камня показывала некорректность данного подхода.

С целью создания доказательной базы выполнен корреляционный анализ зависимости показателей дробимости (потери массы при сдавливании в цилиндре) и одноосного сжатия по генетическим классам. Сравнительным анализом охвачены данные более чем по ста объектам по генетическим классам.

Результаты сопоставления дробимости и одноосного сжатия уверенно говорят об отсутствии прямой корреляции этих показателей и отсутствии зависимости от отнесения к генетическому классу. Таким образом, определение марки дробимости щебня в зависимости от генетического класса строительных камней не находит подтверждения. Использование генетических марок в означенных целях некорректно.

Необходимо отметить, что полученные результаты говорят и о субъективности использования результатов испытаний на одноосное сжатие, что обусловлено выборочным характером отбора проб для испытаний.

Полученный опыт и результаты анализа матрицы данных говорят о том, что прочность камня определяется особенностями вещественного состава, а не генетическим классом.

В нормативных документах других стран (за исключением стран СНГ) разделение на генетические классы не находит применения в оценке качества строительного камня. Генетические (а правильнее сказать петрографические) классификации носят информационный характер и не определяют класс сырья. Основной задачей этих

классификаций является выявление «слабых звеньев» – вредных включений, снижающих технологические свойства полезного ископаемого.

Использование генетического подхода в отечественной практике прослеживается с 70-х годов XX века. Его внедрение изначально базировалось на ограниченной выборке данных и поверхностных представлениях разработчиков ГОСТов о петрографии и литологии горных пород.

Очевидно, что под «осадочным классом» разработчики подразумевали исключительно карбонатные породы, при этом совершенно выпало огромное разнообразие пород этого класса. Не учтено то, что и карбонатные породы могут иметь не только осадочное, но и магматическое (интрузивное и эффузивное), метаморфическое и метасоматическое происхождение.

Разделение на «интрузивные» и «эффузивные» зачастую является предметом споров геологов и актуально только для кайнотипных комплексов, когда кайнотипные вулканы содержат стеклянную фазу. В палеотипных разностях различия нивелируются и зачастую отличить потоковые и субвулканические фации просто невозможно.

Метаморфиты крайне разнообразны по вещественному составу и физико-механическим свойствам. По физико-механическим свойствам метаморфиты близки не метаморфизованным породам схожего состава.

Отнесение пород к генетическому классу зачастую носит спорный характер. Так например: куда относить туффиты Абзакского месторождения – к метаморфическим (как претерпевшим зеленокаменные изменения), эффузивным (сложены изначально вулканогенным материалом) или осадочным (содержат примесь псаммитового осадочного вещества, сложены туфовым перенесенным материалом)?

Недостатком генетической классификации является и то, что она не позволяет учитывать особенности поведения и возможности использования камня разного вещественного состава в разных строительных системах. Так существенно кварцевые породы имеют низкую адгезию к битуму, что ограничивает их использование в асфальтовых смесях. Крупнодисперсная примесь опал-халцедонового компонента нежелательно в бетонах, карбонаты, склонные к растворению ограничиваются к использованию в дорожной одежде.

Авторы предлагают отказаться от использования генетических классов при определении марки прочности. В то же время, с целью очерчивания областей использования щебневой продукции предлагают использовать разделение на вещественные классы строительного камня.

Список литературы

4. Линник Ю.Н., Линник В.Ю. Взаимосвязь показателя дробимости горных пород при ударном приложении нагрузки с физико-механическими свойствами горных пород // Уголь, № 3, 2025. С. 121–125. DOI: 10.18796/0041-5790-2025-3-121-125.
1. Колотушкин Д.М., Алгебраистова Н.К. Исследование свойств нерудных материалов и их влияние на качество конечной товарной продукции // Вестник Томского государственного архитектурно-строительного университета, № 6, 2016. С. 226–233.
2. Минерагения верхнепермского и мезокайнозойского комплексов Республики Татарстан / под ред. И.А. Ларочкиной, Е.М. Аксенова. Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та, 2007. 456 с. ISBN 978-5-98180-431-6.
3. Сементовский Ю.В., Сенаторов П.П. Строительные камни и заполнители бетона: справочник. М.: Геоинформмарк, 1998. 24 с.
4. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Строительный и облицовочный камень. М.: ФГУ ГКЗ, 2007. 28 с.

5. Золотых Е.Б. Геолого-петрографические особенности и физико-механические свойства metabasalts месторождения Мяндуха, Архангельская область: дис. ... канд. г.-м. наук. М., 1989. 157 с.
6. Aggregates: sand, gravel and crushed rock aggregates for construction purposes / editors M. R. Smith, L. Collis ; revised by P. G. Fookes, J. Lay, I. Sims, M. R. Smith, G. West. 3rd ed. London: Geological Society, 2001. No. 17. 339 p.

АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ МЕТОДОМ КР-СПЕКТРОСКОПИИ НА ПРИМЕРЕ НЕОГЕНОВЫХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА О. САХАЛИН

Р.Н. Музафаров, А.В. Куликова, П.Д. Котлер

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

e-mail: catspriteee@gmail.com

Состав тяжелой фракции — один из ключевых источников информации о питающих провинциях, условиях транспортировки и диагенеза терригенных отложений [5]. Классическая оптическая микроскопия в иммерсионных препаратах плохо справляется с мелкими, метамиктными и непрозрачными зернами и минералами со сходными оптическими свойствами. Анализ минералов тяжелой фракции с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния обладает рядом преимуществ: устраняет субъективность оператора, надежно идентифицирует непрозрачные и окатанные зерна, различает полиморфные модификации и фиксирует минералы микронного размера [4, 7]. Метод апробирован на песчаниках нутовского горизонта северо-восточного шельфа о. Сахалин — одном из основных нефтегазоносных комплексов региона, для которого детальные минералогические исследования тяжелой фракции ранее не проводились [2].

Съемка выполнена на рамановском спектрометре inVia Qontor (Renishaw, Великобритания) с дифракционной решеткой 1800 шт/мм, микроскопом Leica DM2700 M и Nd:YAG-лазером (длина волны излучения 532 нм) методом картирования по сетке, 2000–4000 спектров на образец. Ранее идентификация минеральных фаз проводилась методом кластеризации: похожие спектры объединялись в кластеры, и с базой данных сравнивался уже усредненный спектр каждого кластера. В настоящей работе этот подход заменен на прямое поточечное сопоставление, реализованное оригинальным программным обеспечением на Python: спектр каждой точки после коррекции базовой линии (arPLS) и нормализации напрямую сравнивается с эталонами собственной библиотеки минералов, построенной на основе базы RRUFF и дополненной авторскими спектрами, по коэффициенту корреляции Пирсона с порогом 0,50 — минералу присваивается точка с максимальной корреляцией выше порога, что исключает потери информации на этапе усреднения кластера.

Исследованы образцы керна и шлама пяти скважин, вскрывающих ниже- и верхненутовский подгоризонты и различающихся удаленностью от современной береговой линии. В шламе преобладает барит техногенной природы; в керне нижненутовского подгоризонта — либо аутигенный сидерит (признак раннедиагенетических восстановительных обстановок [6]), либо детритовая ассоциация (анатаз, апатит, рутил, циркон, гранат), для которой индексы ZTR/ATi (30/76–32/67–29/89 по скважинам) указывают на единый близкий источник сноса; в верхненутовском подгоризонте состав менее зрелый (ZTR=10, ATi=90), что связывается с локальным источником на фоне роста Одоптинско-Шмидтовской зоны [3].

Апробация подтвердила эффективность метода КР-спектроскопии для диагностики минералов тяжелой фракции и позволила получить геологически интерпретируемые данные на объекте, где они ранее отсутствовали; выделенные минеральные ассоциации рассматриваются как потенциальные маркеры для расчленения ниже- и верхненутовского

горизонтов. Уточнение положения и возраста источников сноса требует U–Pb датирования детритового циркона [1].

Список литературы

1. Александров И.А., Ивин В.В., Малиновский А.И., Будницкий С.Ю. Первые данные по U/Pb датированию детритовых цирконов из терригенных пород Восточно-Сахалинского аккреционного террейна // Геодинамика и тектонофизика, Т. 13, № 2, 2022. С. 0612.
2. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
3. Шегай В.И., Толстиков А.В. Особенности структурно-тектонической эволюции северо-восточного шельфа о-ва Сахалин с учетом новых сейсмических данных // Геология нефти и газа, № 4, 2022. С. 39–51.
5. Andò S., Garzanti E. Raman spectroscopy in heavy-mineral studies // Sediment Provenance Studies in Hydrocarbon Exploration and Production. Geological Society, London, Special Publications, V. 386, 2014. P. 395–412.
6. Morton A.C., Hallsworth C.R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones // Sedimentary Geology, V. 124, 1999. P. 3–29.
7. Mozley P.S., Carothers W.W. Elemental and isotopic composition of siderite in the Kuparuk Formation, Alaska // Journal of Sedimentary Research, V. 62, 1992. P. 681–692.
8. Nasdala L., Smith D.C., Kaindl R., Ziemann M.A. Raman spectroscopy: Analytical perspectives in mineralogical research // EMU Notes in Mineralogy, V. 6, 2004. P. 281–343.

ФОРМИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ФЛЮИДОУПОРОВ НА НИЖНЕМ ЭКЗОКОНТАКТЕ ПЛАСТОВЫХ ИНТРУЗИЙ С КАРБОНАТАМИ СРЕДНЕКЕМБРИЙСКОГО ВОЗРАСТА В ПРЕДЕЛАХ КОЧЕЧУМО-МАРХИНСКОЙ НГПЗ (НА ПРИМЕРЕ НОВЕЙШИХ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАРАМЕТРИЧЕСКОГО БУРЕНИЯ

П.А. Патрикеев, А.В. Ахияров, А.М. Кирсанов, С.Н. Лаврова, И.С. Солтан
*ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт»
(ФГБУ «ВНИГНИ»), г. Москва*
e-mail: Patrikeev@vnigni.ru, Akhiyarov@vnigni.ru, Kirsanov@vnigni.ru,
Lavrova@vnigni.ru, Soltan@vnigni.ru

Важным вопросом прогноза нефтегазоносности на территории Восточно-Сибирской НГП является сохранность залежей – наличие уверенных флюидоупоров, способных удерживать углеводороды в резеруаре. Наиболее достоверными покрывками считаются соли – даже небольшие пропластки способны служить надежными экранами для прогнозируемых залежей УВ. В пределах Кочечумско-Мархинской НГПЗ отложения солей кембрия (и другие региональные флюидоупоры) отсутствуют. В связи с этим, изучение изолирующих свойств потенциальных локальных покрывок стало важной задачей при анализе результатов новейшего параметрического бурения скважины Канандинская-278, [Воробьев и др., 2025ф].

Параметрическая скважина Канандинская-278 (см. рис. 1.) заложена с целью получения параметрических характеристик разреза: литолого-стратиграфической, геофизической, петрофизической, геохимической и гидрогеологической; установления теоретических предпосылок для обоснования нефтегазоносности ордовик-/-кембрийских и вендских потенциально УВ-продуктивных отложений, в пределах восточного борта Курейской

синеклизы, в северо-восточной части Верхнетурунской котловины. Параметрическая скважина бурилась в два этапа – до глубины 3700 м и до глубины 5400 м соответственно.

Точка заложения скважины находится в пределах восточного, пологого борта Курейской синеклизы, и приурочена к северо-восточной части Верхнетурунской котловины (рис. 1), которая является структурой II-го порядка. Размеры котловины 80×90 км, её площадь, – около 6 тыс. км². На юго-западе участок граничит с Ейкинским структурным мысом, размеры которого составляют 60×70 км, а площадь достигает около 4 тыс. км². Западнее выделяют Туринскую впадину (структура I-го порядка), которая является самой крупной из структур Курейской синеклизы и самой глубокой её депрессией. Размеры названной впадины составляют 400×290 км, площадь, – более 70 тыс. км².

Скважина заложена по результатам региональных сейсмических исследований, выполненных в 2014 году в пределах Экодинского и Чунского участков нераспределенного фонда недр на сейсмическом профиле 01.04.14. В процессе проектирования скважины были спрогнозированы интервалы развития траппового магматизма (табл. 1). Бурение показало, что в изучаемом разрезе интрузии играют значительно большую роль и достигают мощности 520 м. Всего в разрезе скважины Канадинская-278 вскрыты 11 интрузий, 2 из которых, – мощные, зоны их влияния на подстилающие отложения можно проследить по керну и данным ГИС.

Цель наших работ – оценка экранирующих свойств потенциального флюидоупора (для прогнозируемых залежей УВ) в области нижнего экзоконтакта интрузивного тела (4008,9–4265,0 м) и подстилающей карбонатной толщи, по данным ГИС и результатам петрофизических исследований керна, полученных при бурении параметрической скважины Канадинская-278. Кроме того, выполнен сравнительный анализ относительно возможной зависимости толщины метаморфов нижнего экзоконтакта от мощности пластовой интрузии, (с привлечением информации по первому этапу бурения в области нижнего экзоконтакта интрузивного тела (2795,0–3315,0 м) и подстилающей толщи аналогичных литотипов.

Результаты исследований экранирующих свойств потенциального флюидоупора в области нижнего экзоконтакта интрузивного тела и подстилающей толщи переслаивания терригенных и карбонатных отложений мархинской свиты по данным ГИС и результатам петрофизических исследований керна, полученных при первом этапе бурения, (на глубине 2795–3315 м), подробно изложены и показаны в работе [1].

Вторая изученная интрузия, выявленная в процессе второго этапа бурения (в интервале 4008–4265 м) на границе хабардинской и оленчиминской свиты. Оленчиминская свита, являющейся нижней частью майского яруса среднего кембрия, сложена переслаиванием мергелей, известняков, доломитов, известняков доломитовых, известняков глинистых. Под воздействием аномальных температур и давлений, связанных с влиянием внедряемых трапповых тел, породы перекристаллизуются (то есть, происходит мраморизация).

Перекристаллизация доломита полная (75 %), наблюдается кальцитизация (либо перекристаллизация кальцита) в межформенном пространстве. Кристаллы имеют идиоморфную, гипидиоморфную, неправильно изометричную форму, плотно прилегают друг к другу, что приводит к смыканию пустотного пространства. Геофизическая характеристика пород в зоне экзоконтакта также меняется, – повышаются объемная плотность и скорость пробега продольной волны, отсутствие пористости и, как следствие, связанной воды – приводит к повышению удельного электрического сопротивления (УЭС).

В целом, несмотря на разницу в литологии, зоны экзоконтактов траппа мархинской и оленчиминской свит, их геофизические характеристики близки (рис. 2). Разница в мощности преобразованных пород связана с мощностью пластовых интрузий и теплопроводностью вмещающих пород, подвергнутых контактовому метаморфизму.

■■■■■■■■■■

Таблица 1

Интервалы интрузивного траппового магматизма в разрезе скв. Канандинская-278

Траппы	Проектные интервалы			Фактические интервалы			Зона нижнего экзоконтакта, м
	Кровли, м	Подошвы, м	h, м	Кровли, м	Подошвы, м	h, м	
	700	1000	300	48,4	72,7	24,3	Не выделяются по керну и ГИС
	1400	1700	300	382,7	388,2	5,5	
	4500	4550	50	403,3	421,0	17,7	
	— // —			514,0	637,7	123,7	
				740,7	750,0	9,3	
				848,0	872,7	24,7	
				1033,6	1040,1	6,5	
				1122,6	1151,3	28,7	
1513,1				1577,5	64,4		
2795,0				3315,0	520,0	≈ 160	
4008,9	4265,0	256,1	≈ 50				
Σh траппов =					1091,4		

ПпппппСравните с оригиналом
СппппС

Достоверность результатов наших исследований косвенно подтверждают данные геолого-съёмочных работ (ГСР) 60 – 80-х годов минувшего века [Мащак и др., 1965ф; Черенков и др., 1982ф] и современные (2019 и 2022 г.) работы [4, 5] в области изучения контактового метаморфизма, выполненные специалистами Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, на сопредельных (к ареалу расположения изучаемой скважины), периферийных территориях Курейской синеклизы, (там, где они доступны для изучения в естественных обнажениях).

В работе [4] подробно рассмотрены мраморизованные известняки и мраморы, которые обнажаются на правом берегу р. Кочумдек (правом притоке Подкаменной Тунгуски) в 16 – 17 км от ее устья (62°27'54.59" с.ш., 91°55'42.99" в.д.).

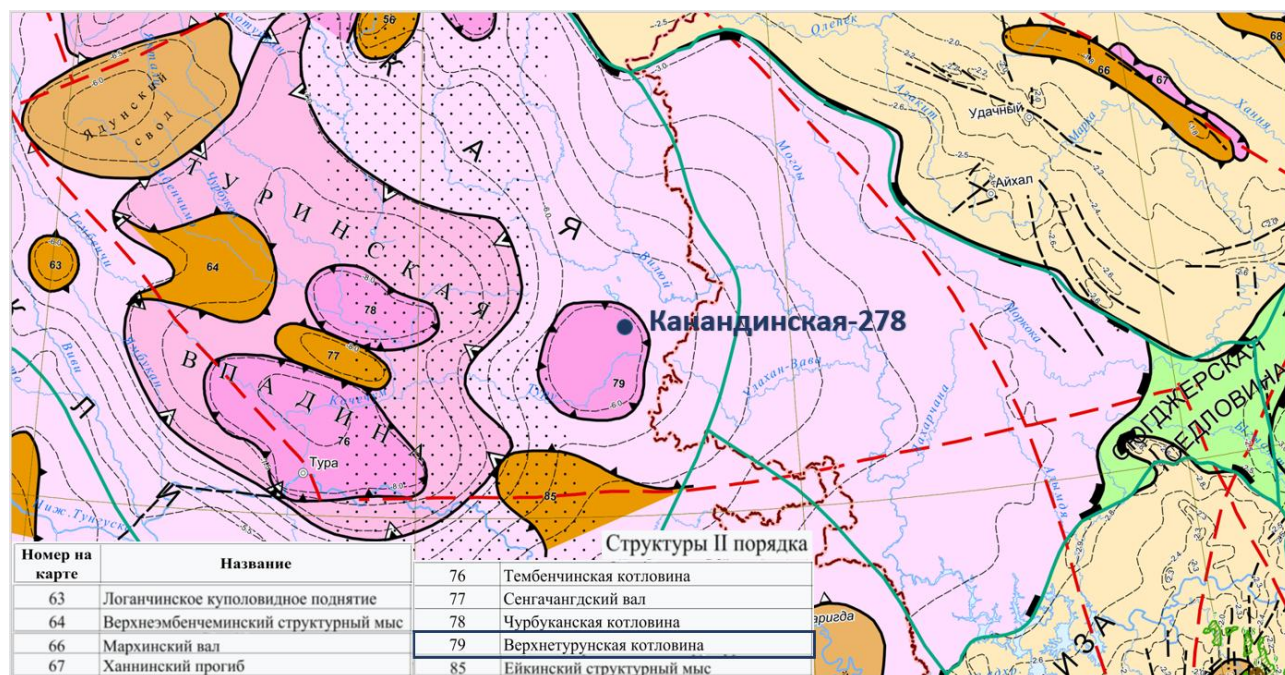


Рис. 1. Местоположение скважины Канандинская-278, относительно приуроченности к тектоническим элементам I-го и II-го порядков венд-фанерозойского структурного этажа Сибирской платформы. (Тектоническая основа – фрагмент «Тектонической карты...» [2])

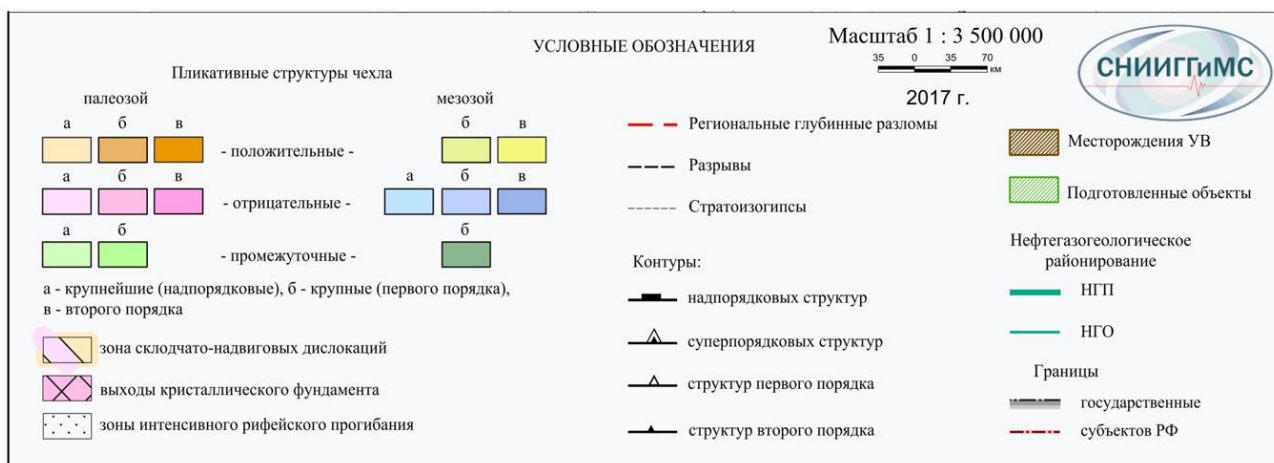


Рис. 1-б. Условные обозначения к «Тектонической карте...» [2]

пппппппп

Метаморфизм вызван воздействием одного из магматических тел кузьмовского комплекса ($v\beta T1kz$), (которые являются сингенетичными и изохронными аналогичным геологическим телам катангского интрузивного комплекса), на вмещающую толщу карбонатных отложений.

Контактово-метаморфические породы на р. Кочумдек были выявлены Н.С. Маличем и В.В. Григорьевым в 1960 г. [6]. В 1964 г. В.В. Ревердатто [7] обнаружил здесь спуррит и привел доказательства изохимичности метаморфических преобразований. В 1970-х г. Н.Н. Перцевым были опробованы развалы мраморов, а также, – участок их контакта с долеритами, при этом, – обнаружены мервинит и спуррит-монтичеллитовые симплектиты [8, 9].

При этом, следует отметить, что, по мнению авторов [4], «...самой эффективной оказалась экспедиция В.Ю. Колобова (1981 г.), когда при низком уровне воды, верхний контакт траппа и мергелистых известняков оказался обнажен в береговом уступе реки, что позволило отобрать коллекцию спуррит-мервинитовых мраморов».

В работе [5] подробно охарактеризован Кочумдекский контактовый ореол и слагающие его породы. Названный ореол ($62^{\circ}27'54.59''$ N, $91^{\circ}55'42.99''$ E) расположен в среднем течении р. Кочумдек и приурочен к экзоконтакту траппа кузьмовского комплекса и горизонта мергелистых известняков из основания кочумдекской свиты. По итогам исследований, авторы выделили четыре вертикальные зоны контактного метаморфизма.

В зоне 1, непосредственно на контакте с силлом, присутствует тонкая (1–3 см) прерывистая полоска скарнов, которые впервые диагностировал в 1977 году Н.Н. Перцев [9]. В отличие от мраморов, эти породы обладают пятнистой текстурой и наряду с кальцитом (63–80 %), мелилитом (10–15 %) и волластонитом (7–17 %) содержат диопсид (7–9 %) и гранатgrossуляр-андрадитового ряда (до 8 %).

Мраморы образуют полосу (мощностью до 3,0 м), прослеженную названными авторами вдоль контакта с траппом на расстоянии ~ 1,5 км. Эти плотные породы обладают характерной грубополосчатой текстурой, обусловленной чередованием кальцитовых и силикатных прослоев и унаследованной от исходной слоистости мергелистых известняков. Максимальные температуры прогрева осадков ($T \geq 900^{\circ}\text{C}$) реконструируются для спуррит-мервинитовых мраморов (зона 2), мощность которых достигает 0,5 м [5].

Зону 3, простирающуюся на 1,0–1,5 м от контакта, слагают спуррит-монтичеллитовые мраморы с геленитом ($T \geq 750^{\circ}\text{C}$), а зону 4, – волластонитовые мраморы (интервал 1,5–2,7 м от контакта; $T \leq 700^{\circ}\text{C}$) [7, 9, 10].

В обобщающей работе ВНИГИ им. А.П. Карпинского [3] относительно вышеназванной территории, (в границах листа ГГК-1000/3_Q-48), в разделе «Контактово-метаморфические и гидротермально-метасоматические образования», указано, (со ссылкой на [Черенков и др., 1982ф]), что «Метаморфизм экзоконтактовых карбонатных пород обычно проявлен в их слабой мраморизации; в единичных случаях появляются пироксеновые роговики.

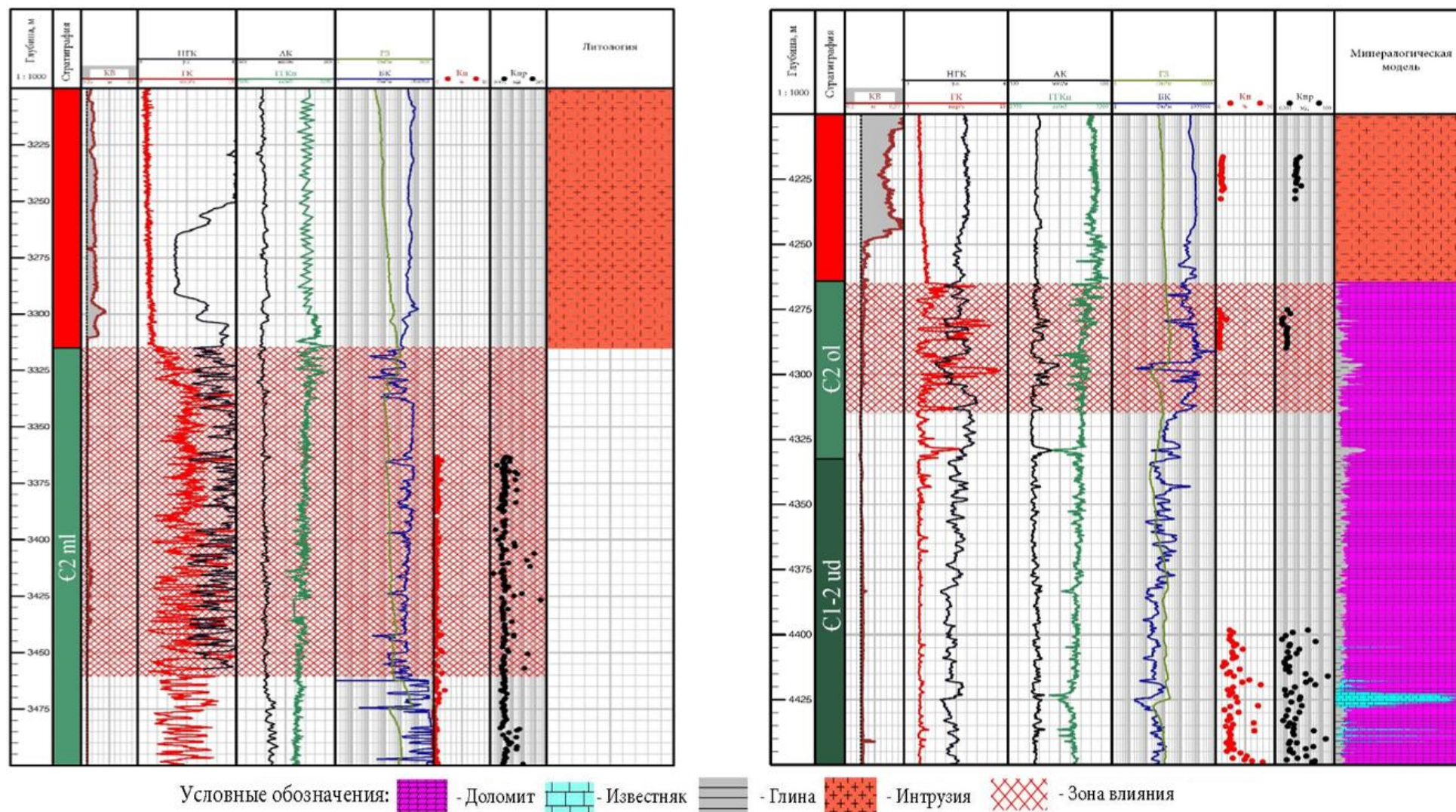


Рис. 2. Геолого-геофизическая характеристика скважины Канандинская-278 в области нижних экзоконтактов свитами.

с мархинской (а) и оленчиминской (б)

Ореол контактовых изменений почти всегда незначительной мощности (до 0,5 м), лишь на редких участках отмечались большие значения. Мраморы, редко песчаники контактовых зон интрузий Мойероканского ареала содержат рассеянную вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина, иногда со сфалеритом, галенитом. Там же, (со ссылкой на [Мащак и др., 1965ф]): «В известняках экзоконтакта интрузий Велингна, Нинима, Хукочар и других развиты монтichelлитовые мраморы с гроссуляром и пироксен-монтichelлитовые метасоматиты». pppppppppppp

Выводы:

1. По результатам новейшего параметрического бурения в пределах Кочечумско-Мархинской НГПЗ установлено формирование потенциальных флюидоупоров на нижнем экзоконтакте пластовых интрузий с карбонатами среднекембрийского возраста. Изолирующие свойства пород улучшаются за счёт «уничтожения» пустотного пространства в процессе перекристаллизации пород, что фиксируется по результатам исследования кернa и ГИС.

2. Установлено, что значимые зоны метаморфизма фиксируются при мощности интрузий 256 и 520 м. Преобразованию подвергаются как чистые карбоантыне породы, так и переслаивание карбонатно-терригенных разностей. Зона влияния контактового метаморфизма зависит от теплопроводности пород.
pppppppppppp

Список литературы

1. Патрикеев П. А., Ахияров А. В., Кирсанов А. М., Лаврова С. Н. Выделение и трассирование по данным ГИС литотипов – продуктов интрузивного траппового магматизма (в пределах Кочечумско-Мархинской НГПЗ Лено-Тунгусской НГП), для оценки их влияния на УВ-потенциал вендских и нижнепалеозойских нефтегазоперспективных отложений // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: 15-ая Межрегиональная науч.-практ. конф. (Уфа, 14–17 мая 2024 г.). М.: Перо, 2024. С. 154–181.
2. Старосельцев В.С. (Гл. ред.) и др. Тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирского ФО и Республики Саха (Якутия). Масштаб 1 : 3 500 000. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2017.
3. Липенков Г.В., Наумов М.В., Кириченко В.Т., Максимов А.В., Петров В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Анабаро-Вилуйская. Лист Q-48 – Эконда. Объяснительная записка. // Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. 384 с.
4. Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н. и др. Контактный метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменная Тунгуска, Восточная Сибирь): свидетельства режима течения расплава. // Геология и геофизика, Т. 60, № 4, 2019, С. 456– 471.
5. Сокол Э.В., Козьменко О.А., Девятярова А.С., Кох С.Н., О.П. Полянский О.П. и др. Изохимический метаморфизм в Кочумдекском контактовом ореоле (Восточная Сибирь): геохимические свидетельства и геологическая обусловленность. // Геология и геофизика, Т. 63, № 6, 2022. С. 801–829.
6. Малич Н.С., Григорьев В.В. О связи магматизма с тектоникой в бассейнах нижних течений рек Подкаменной Тунгуски и Бахты. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, № 31, 1960. С. 27–36.
7. Ревердатто В.В. Проявления высокотемпературного контактового метаморфизма известняков в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. // Доклады АН СССР, Т. 155, № 1, 1964. С. 104–107.
8. Перцев Н.Н., Шмулович К.И. Оценка физико-химических условий контактового метаморфизма ларнит-мервинитовой фации на примере проявлений в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. // Известия АН СССР. Серия геологическая, № 6, 1972. С. 39–47.
9. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.

10. Сокол Э.В., Девятярова А.С., Кох С.Н., Ревердатто В.В., Артемьев Д.А., Колобов В.Ю. Сульфидная минерализация мраморов спуррит-мервинитовой фации (р. Кочумдек, Восточная Сибирь). // Доклады РАН, Т. 489, № 2, 2019. С. 174–178.

6. ГЕОПАРКИ – ТЕРРИТОРИИ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАСЛЕДИЕ

ПРОШЛОЕ И НАСТОЯЩЕЕ ЧАСТИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛКОНСКОИТА

И.П. Бахарева

МБУ ДО ЦТЮ "Полет", МБОУ "Большесосновская СОШ", с. Большая Соснова

Пермский край

e-mail: bip.ir@yandex.ru

Геологическое наследие любой территории во многом зависит от уникальности, степени сохранности и доступности для изучения геологических объектов. В Пермском крае одним из таких объектов может стать Частинская группа месторождений волконскоита. Это не одно большое месторождение, а разрозненные территориально в Частинском муниципальном округе Пермского края проявления редкого минерала волконскоита. Всего исторически было описано 29 проявлений волконскоита. Самыми крупными были Божьяковские №1 и №2, Селинское, Самосадкинское, Песьянковское, Ефимятское [1–2, 5–7]. На современном этапе некоторые месторождения территориально относятся к другим округам, например к Большесосновскому округу - Лапшинское и Кузинское.

История открытия и названия минерала имеет свои легенды, загадки и достоверные факты. По одной из легенд, в далеком 1830 г. во время работ в каменоломне при деревне Ефимята (в то время относившейся к Оханскому уезду Пермской губернии) кристаллы зеленого цвета привлекли внимание беглого ссыльного Егора Борманта, но вместо поощрения крестьянин поплатился своей свободой. Зато его находка - «зеленая липкая засохшая глина», которой было много у подножия горы Каравашек, заинтересовала других людей. Официальным первооткрывателем считается чиновник А. П. Волков, он же предложил использовать этот минерал для создания зеленой краски. По другой версии минерал зеленого цвета в Пермской губернии открыл минералог Кеммерер минерал и назвал его волконскоитом в честь Марии Николаевны Волконской, жены декабриста Сергея Волконского и дочери одного из героев Бородинской битвы генерала Раевского [9]. По общепринятым данным минерал был назван в честь князя Петра Михайловича Волконского, генерал-фельдмаршала, участника Отечественной войны 1812 года [1,6,8]. Первая статья об открытии минерала вышла в горном журнале в 1830 г. [4]. Ефимятское месторождение более 60 лет было единственным в мире, и только в 1894 г. геолог П. Кротов открыл Ухтымское месторождение. Статья в «Записках Императорского минералогического общества» «Волконскоит из села Ухтым в Вятской губернии» вышла в 1902 г.

Такова история открытия минерала, сами же месторождения Частинской группы были в

основном изучены и описаны в советский период в начале 20 века сотрудниками Института прикладной минералогии и металлургии (ВИМСа) В.И. Крыжановским (Самосадкинское, Петиловское, 1915–1928 гг.) и Л.В. Пустоваловым (Селинское, Песьянковское, Божьяковское, Лапшинское и др., 1926–1929 гг.). Было проведено много исследований по определению генезиса и химической формулы минерала [1–2, 5–7].

Л.В. Пустовалов (1928 г.) относит эту толщу к поясу дельтовых отложений казанского моря, которое было расположено западнее территории, на которой проходило изучение волконскоитовых месторождений [7]. Г.И. Енцов (1952 г.) считает, что участки, заключающие волконскоит, относятся к выпуклым береговым отрезкам палеопотока, соответствующим намывным зонам, где скапливались древесные остатки. Палеорусловые отложения подстилаются водоупорным горизонтом аргиллитов и алевролитов («вапов»), что способствует циркуляции в продуктивной толще обогащенных хромом грунтовых вод [5]. Палеогеографические реконструкции Н.И. Чернышёва (1975 г.) позволили показать, что на территории Частинского и соседних округов протекала большая река. Обломки древесины поступали по многочисленным рукавам дельт речных потоков, стекавших с Уральских гор, накапливались и заносились песком и галькой [3].

Как отмечают В.В. Александров, Н.А. Игнатьев, Г.Г. Кобяк в своей работе «Волконскоит Прикамья» много исследователей самостоятельно выводили химическую формулу минерала, и у всех не было единой формулы. Это связано с самой природой минерала, а также недостаточностью аналитической работы и изучения его состава и строения. Оттенки волконскоит получает при взаимодействии с химическими элементами: зеленый - синий (кобальт, хром, медь); желтый - коричневый/красный (железо); белый, небесно-голубой (глинозем); бесцветный (кремнезем); серый - черный (углерод) [5]. Последние исследования комплексного исследования минералогии и генезиса волконскоита в 2000 г. принадлежат И. С. Симаковой [8].

Каково современное состояние месторождений волконскоита в Частинском округе Пермского края? Как можно сохранить геологическое наследие прошлого и что делается сегодня для развития территории и популяризации волконскоита?

Благодаря энтузиастам - краеведам, педагогам с 2018–2026 гг. были организованы выезды и пешие походы на все крупные местонахождения Частинской группы волконскоита. Оказалось, что из всех объектов для посещения и проведения экскурсий сегодня доступны только два месторождения: Самосадкинское и Селинское. Остальные давно заброшены, обвалились, в непригодном состоянии, опасном для жизни человека, заросли деревьями, нет дорог (даже для пешей прогулки по лесу), не имеют точных географических координат. Не осталось и старожилов, которые могли бы рассказать и показать места обнаружений волконскоита.

Хотя в середине 1990-х годов еще велась промышленная добыча волконскоита (в соответствии с государственным заданием, составляла 4 т в год), жители села Частые собирали и сдавали волконскоит в местные сельпо (сельское потребительское общество). Самыми крупными потребителями были лакокрасочные заводы и Союз художников. С 1995 г. опытно-промышленной разработкой карьера занималось ООО «Прикамский минерал». В начале 2000-х годов месторождение законсервировали.

Сегодня добыча не ведётся в связи с неравномерным скоплением волконскоита, небольшими природными запасами, а главное, отсутствием необходимости добычи для изготовления краски (её давно заменили на синтетические красители – природные не выдержали конкуренции), а недостаточная изученность минерала делает его практическое применение нецелесообразным и высокочрезвычайно затратным.

Добраться до Селинского и Самосадкинского месторождений опытным путешественникам и исследователям можно самостоятельно, а начинающим и неподготовленным – лучше с экскурсоводом. Экскурсии первый раз мы посетили с

сотрудником музея села Частые Натальей Байдиной, за что выражаем ей благодарность.

В Самосадкинском месторождении нами были исследованы 3 старые штольни: 2 доступны для посещения при соблюдении техники безопасности, одна из них обвалилась частично, нуждается в восстановлении. Нами были обнаружены прожилки волокнистого, с прожилками древесины волконскоита темно-зеленого цвета.

Селинское месторождение (имеет статус геологического памятника природы) открытого типа и собирать образцы вручную, на поверхности достаточно легко даже без кирки. Для любителей, конечно, это потрясающая находка. А в промышленных целях этого недостаточно. Селинский волконскоит отличается от Самосадкинского – он плотный, в массе однородный, жирный на ощупь, с матовым (после высыхания – с жирным) блеском, при высыхании рассыпается, он светлее Самосадкинского – от небесно-голубого до травянисто-зеленого с синеватым, фиолетовым, металлическим оттенками.

Всего самостоятельно в ходе любительских полевых исследований в течение 2022-2025 гг. нами были собраны образцы волконскоита с двух этих месторождений. Всего было отобрано около 50 образцов, размером от 1 см до 6 см, общим весом 300 г и один образец в породе, представляющий собой обломок жилы с размером выделения минерала до 12 см.

В полевой сезон 2025 в Селинском карьере кроме волконскоита, в осыпи нами были обнаружены отпечатки двустворчатых (предположительно, неморских) моллюсков, а также отпечатки растительности в составе птеридоспермов (среди которых предварительно определены *Compsopteris* sp.) и хвощевидных (очевидно, *Calamites* sp.). Данные находки после тщательного изучения способны дополнить характеристику отложений, вскрытых карьером.

Сохранить уникальные, к сожалению, популярные у «чёрных копателей», месторождения волконскоита – одна из сложных задач. Сегодня этому способствует: труднодоступность территории местонахождения, организация экскурсий проводником, использование материалов только в научных целях и посещение только заинтересованными геологами и палеонтологами, понимающими важность и значимость объекта.

Для развития территории и популяризации волконскоита с 2022 г. Центр народного творчества в села Частые реализует проект в рамках Президентского фонда культурных инициатив «Тайна зеленого камня или частинский изумруд» проводит осенний фестиваль-форум «Частые. Зелёная земля». Частинская земля гордится тем, что на ней был открыт редкий минерал – волконскоит. Поставлена стела – дань памяти уникальному природному ресурсу.

Результатом нашей краеведческой и педагогической работы по изучению волконскоита и его современному состоянию являются проектно-исследовательские работы обучающего исторического и практико-ориентированного характера, представленные на конкурсах и НПК различного уровня, в том числе в рамках вышеупомянутого фестиваля-форума. Собранные нами образцы минерала, флоры и фауны открывают новые возможности для исследований в разных направлениях: уточнение геологических характеристик (возраста и особенностей формирования), определение таксономического состава флоры и фауны, восстановление палеообстановки и особенностей палеоэкологии.

Список литературы

1. Беленьков И.В., Игнатьев Н.А. Волконскоит (исторический очерк открытия и изучения) // Тр. Естеств.-науч. ин-та при Молотовском гос. ун-те, Т. X, № 3–4, 1953. С. 164.
2. Волконскоит Прикамья / В.В. Александров, Н.А. Игнатьев, Г.Г. Кобяк // Ученые записки Молотовского государственного университета им. А.М. Горького. Молотов, 1942. Т. 4. 90 с.
3. Геологические памятники Пермского края: энциклопедия / под ред. И.И. Чайковского; Горный ин-т УрО РАН. Пермь: Кн. площадь, 2009. 616 с.
4. Горный журнал. 1830. Кн. 1 (январь). СПб.: Типография Экспедиции заготовления Государственных бумаг, 1830. С. 261–267.

5. Енцов Г.И., Игнатьев Н.А., Старков Н.П. К геолого-петрографической характеристике волконскоитовых месторождений Прикамья // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, № 3, 1952. С. 179–184.
6. Игнатьев Н.А. Волконскоит (исторический очерк открытия и изучения). Ч. 2 // Уч. зап. Перм. гос. ун-та, Т. 121, № 1, 1964. С. 129–150.
7. Пустовалов Л.В. Волконскоит // Тр. Ин-та прикл. минерал. и металлург. М.: Науч.-техн. упр. В.С.Н.Х., 1928. № 36. С. 1–60.
8. Симакова Ю.С. Минералогия и генезис волконскоита: автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 95 с.
9. Степин Б.Д., Аликберова Л.Ю. Книга по химии для домашнего чтения. М.: Химия, 1994.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ГЕОПАРКА «АРАЛ» КЫЗЫЛОРДИНСКОЙ ОБЛАСТИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

А.Ф. Галиев

*Казахстанский Национальный Комитет по Глобальным геопаркам ЮНЕСКО, Алматы
e-mail: info@geoparki.ru*

В 2017 году Исполнительная дирекция Международного Фонда спасения Арала в Республике Казахстан (МФСА) анонсировала создание на территории Аральского района Кызылординской области геопарка «Арал». Целью данного геопарка стало сохранение геологического и негеологического наследий территории с возможностью использования их как объектов для популяризации науки и туризма, экономическое и социальное развитие местных жителей. Основой перспективного геопарка стала сохранившая часть залива Шевченко, залива Бутакова и залива Сарышыганак образующих современный Малый Арал и прибрежная территория в пределах Аральского муниципального района [2].

При определении границ геопарка «Арал» были учтены следующие критерии:

1. Обеспечение территориального единства: в состав геопарка включены населенные пункты, население которых поддерживает концепцию создания геопарка и формирует единое этнокультурное сообщество.

2. Административное разграничение: границы геопарка совпадают с административными границами сельских поселений и населенных пунктов. Геопарк расположен в пределах Аральского района Кызылординской области Республики Казахстан. Муниципальное руководство проявляет интерес к реализации проекта на своей территории и предоставляет организационную поддержку дирекции геопарка.

4. Наличие значимых природных и охраняемых объектов: в состав геопарка включены ключевые объекты геологического наследия, которые позволяют исследовать историю Земли, включая критические последствия изменения климата.

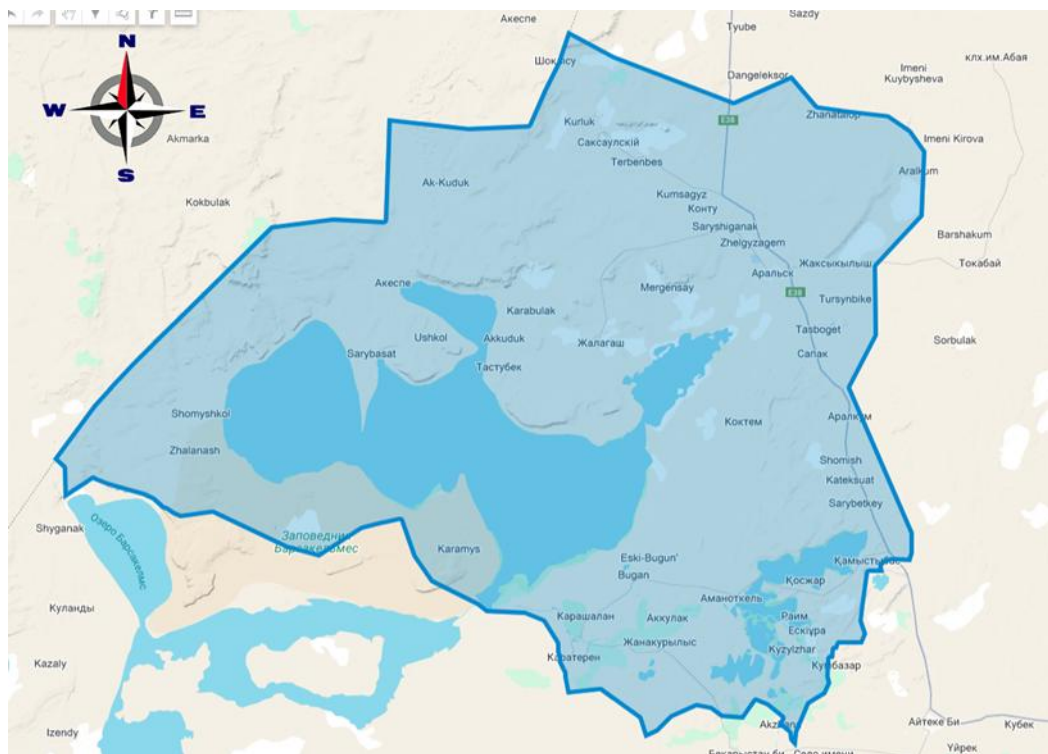


Рис. 1. Карта геопарка «Арал»

Менеджмент-план геопарка включает в себя ряд разделов, охватывающих широкий спектр аспектов реализации проекта. В рамках стратегического анализа факторов реализации проекта рассматриваются следующие ключевые компоненты:

1. Логистика и транспортная доступность территории.
2. Анализ текущего состояния развития региона.
3. Оценка природного потенциала, включая геологическую уникальность региона, биологическое разнообразие и экосистемную значимость Аральского моря.
4. Вопросы охраны природных объектов, включая разработку стратегий сохранения и устойчивого использования природных ресурсов.
5. Исследование социокультурного потенциала, охватывающее историко-культурное наследие региона и его влияние на развитие геотуризма.
6. Научно-образовательный потенциал, включающий анализ возможностей для научных исследований и образовательных программ в рамках геопарка.
7. Состояние туристической инфраструктуры и активности, с акцентом на существующие и потенциальные возможности для развития туристической отрасли.
8. Анализ внешних условий реализации проекта, включающий обзор динамики развития сети геопарков ЮНЕСКО и появление новых участников на мировом рынке геотуризма, сравнительный анализ национальных парков и заповедников как потенциальных конкурентов геопарков в Центральной Азии, изучение актуальных трендов и потребительских предпочтений в сфере туризма, а также оценку потенциала государственной поддержки туристической отрасли.
9. Проведение SWOT-анализа для определения стратегических направлений и выбора оптимальных решений.

Основой дальнейшего развития геопарка «Арал» является туризм. В настоящее время основной туристический поток территории сосредоточен на «туризме катастрофы» - посещении бывшей акватории Аральского моря и прибрежных поселений с рыбацкой инфраструктурой [1]. Однако несмотря на широкотиражируемые картины о всеобщем запустении и упадке, данное представление о регионе не соответствует реальному положению

дел. В настоящий момент Северное Приаралье уже миновало пик катастрофы и переживает период стабилизации и даже устойчивого роста, наблюдаются положительные тенденции как в экологии так и экономике. Поэтому перспективой является диверсификация туристического продукта, в настоящее время администрацией геопарка разрабатываются комбинированные маршруты совмещающие посещение объектов геонаследия, исторических мест (мавзолеев, городищ) и памятников эпохи расцвета рыбной отрасли (портов, заброшенных селений рыбаков).

Геотуризм в геопарке «Арал», как перспективное направление, представляет собой комплексный подход к изучению геологических и гидрогеологических процессов, происходивших на территории Северного Приаралья и Устюрта. Особое внимание в данном контексте следует уделить феномену наглядности и стремительности процессов обмеления и формирования новых ландшафтов, что делает этот регион особенно привлекательным для исследователей и туристов, стремящихся к глубокому пониманию природных изменений и их последствий.

В настоящее время регион ежегодно принимает около 75 тысяч туристов, которые приезжают с различными целями. Согласно прогнозам, к 2030 году число посетителей может увеличиться до 220 тысяч человек в год. Это станет важным фактором для экономического роста региона и повышения уровня занятости [3]. По предварительным оценкам, средняя продолжительность пребывания туристов составит около пяти дней. При этом организованный и спонтанный туризм будут представлены в равной степени — 50% туристов выберут организованные туры, а остальные предпочтут самостоятельные путешествия. Средний ежедневный расход каждого туриста, не считая затрат на транспорт до геопарка, оценивается в пределах от 30 до 60 тысяч тенге. Если эти прогнозы сбудутся, каждый житель района сможет ожидать трёх туристов в год, а общий вклад туризма в экономику региона превысит 30 млрд тенге в год [4].

Между тем, геопарк «Арал» и МФСА прикладывает массу усилий по дальнейшему увеличению площади водной поверхности Аральского моря, а также проводят мероприятия по адаптации населения к изменению климата. Наиболее перспективным направлением видится создание защитных зеленых насаждений саксаула (*Haloxylon persicum*) который показывает хорошую приживаемость на засоленных почвах и замедляет скорость перемещения песка на второй год на 20%, на пятый — на 80%, а к семилетнему возрасту скорость ветра в насаждении может практически нулевая.

Данный комплекс мероприятий по развитию туризма, экономическому развитию региона, борьбы с иссушением Аральского моря и пылевыми бурями, позволит геопарку «Арал» стать действительно территорией устойчивого развития [5].

Список литературы

1. Gulomov D., Hatamjonov N. Development of dark tourism in Aral Sea territory and its impact for local sustainability // Repository Antis Publisher. 2025. 22 Feb.
2. Аладин Н.В., Плотников И.С. Современная фауна остаточных водоёмов, образовавшихся на месте бывшего Аральского моря // Тр. Зоологического института РАН, Т. 312, № 1/2, 2008. С. 145–154.
3. Халимова М. Инновационные и инвестиционные механизмы реализации программ экологического развития и укрепления туристического потенциала зоны Приаралья // ОИИ. № 2/S, 2021..
4. Нигматова С.А., Галиев А.Ф. Application dossier for UNESCO Global Geoparks. Aral Geopark.
5. Салмуханбетова Ж.К., Иманалинова А.А., Димеева Л.А., Зверев Н.Е. Состояние саксауловых насаждений казахстанской части Приаралья // Центральноазиатский журнал исследований водных ресурсов, Т. 7, № 1, 2021. С. 1–36.



**ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ
БАШКОРТОСТАНА, УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**
**Сборник статей XVI Межрегиональной научно-практической конференции,
посвященной 75-летию Института геологии УФИЦ РАН и 100-летию со дня рождения
доктора геол.-мин. наук В.А. Маслова
г. Уфа, 23-29 сентября, 2026 г**

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 27, ком. 105
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 18.09.2026.