



УФИМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



Сборник статей

**XIV Всероссийская молодёжная научная школа-конференция,
посвященная 75-летию Института геологии УФИЦ РАН
и памяти члена-корреспондента РАН В.Н.Пучкова**

**«ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ»**

Уфа, 23-29 сентября

УДК 55(470,57)
ББК 26.3я43
Г36

Г36 **ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ:** Сборник статей XIV Всероссийской молодёжной научной школы-конференции, посвященной 75-летию Института геологии УФИЦ РАН и памяти члена-корреспондента РАН В.Н. Пучкова г. Уфа, 23-29 сентября, 2026 г. — Москва: Издательство «Перо», 2026. — 4,6 Мб.
[Электронное издание].

ISBN 978-5-00289-340-9

В сборник вошли материалы XIV Всероссийской молодёжной научной школы-конференции, посвященной 75-летию Института геологии УФИЦ РАН и памяти члена-корреспондента РАН В.Н. Пучкова “Геология, геоэкология и ресурсный потенциал 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, Казани, Сыктывкара, Оренбурга, Новосибирска, Томска, Улан-Удэ, (Российская Федерация), Гюмри (Республика Армения). 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 978-5-00289-340-9

© Авторы, 2026

Оглавление

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА.....	5
<i>А.В. Драздова, С.В. Рудько, Б.Б. Кочнев</i> Микротектурные свидетельства ледникового происхождения верхнепротерозойской конгломератовой толщи центральных районов сибирской платформы	5
<i>А.Б. Кузнецов</i> Стратотип рифея в развитии изотопной стратиграфии докембрия	6
<i>Д. Петухова, А.Н. Иваненко</i> Применение данных морской магнитной съемки для изучения геологических структур Срединно-Атлантического хребта и прилегающих районов по материалам 71-72-го рейсов научно-исследовательского судна «Академик Иоффе»	8
<i>Н.П. Парфирьев, К.Н. Данукалов, И.В. Голованова, Р.Ю. Валиева</i> Палеомагнетизм катавской свиты. Итоги полевого сезона 2024-25 годов	12
2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ.....	13
<i>О.А. Вдовина, О.Р. Минина, Н.А. Доронина</i> Литологическая и геохимическая характеристики нижнемеловой селенгинской свиты Окино-Ключевского бурогоугольного месторождения (Западное Забайкалье)	14
<i>С.Е. Вдовиченко</i> Аммоноидея с прямоугольным навиванием из губахинской свиты (фаменский ярус) Пермского края	17
<i>В.М. Ивин, Н.Р. Галимов, А.В. Кочергин</i> Проблемы минерогенеза глинистого сырья кайнозоя Юго-Западного Урала	19
<i>А.Б.Кузнецов, М.С.Скрипников, Л.А.Ветлужских, О.Р.Минина, А.А.Гаврилова</i> Карбонатные формации тиманид и байкалит: к оценке возраста по изотопам стронция	21
<i>А.В. Маслов</i> О подводных камнях литогеохимических исследований	23
<i>М.М. Михненко, Н.Д. Сергеева</i> Постседиментационные преобразования пород возможных коллекторов нефти и газа верхнего венда Шкапова-Шиханской впадины Волго-Уральской области	26
<i>С.Е. Урбанович, А.В. Гусев</i> Четвертичные образования высокой поймы левого берега р. Киги (д. Тукаево, Кигинский район, Респ. Башкортостан)	29
<i>С.Б. Шишилов, М.М. Михненко, К.А. Дубкова, С.А. Дьякова, Н.Д. Сергеева</i> Обстановки осадконакопления и секвенсы венда Южного Урала	32
3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ.....	36
<i>В.Э. Баширов, А.В. Сначёв, А.Р. Ганеева, Д.Е. Савельев, Р.Р. Ишканова</i> Геохимические особенности апатита из гранитоидов Мазаринского массива (Южный Урал)	36
<i>Ю. В. Денисова</i> Двуполевошпатовый геотермометр для гранитоидов Лапчавожского массива (Приполярный Урал)	39
<i>С.В. Мичурин</i> Геохимические и кристаллохимические особенности известняков среднего и верхнего рифея Западного склона Южного Урала	42
<i>М.Ш. Садиров, И.В. Вологодина, О.А. Назарова, А.С. Исроилов</i> Современное карбонатное минералообразование в городской среде (на примере травертинов города Томска)	45
<i>В.А. Сначёв, П.В. Казаков, А.В. Сначёв, А.Р. Ганеева</i> Геологическое строение и состав благороднометалльной минерализации россыпи Апуш (Южный Урал)	49
<i>К.Р. Хамитов, А.Ш. Кудакаев, А.М. Васильев, Ш.Р. Зайлямов</i> Минеральные включения в пирите из золоторудного месторождения Сухой Лог (Байкало-Патомское нагорье)	51

<i>А.Н. Юричев, Е.В. Корбовяк</i> Хромшпинелиды со структурами распада твердого раствора из хромититов массива Сыум-Кей (Полярный Урал)	55
4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ	58
<i>А.Э. Королёв, С.А. Лившиц, Э.Р. Бариева</i> Оползневые деформации грунтовых массивов восточной окраины Приволжской возвышенности при проходках автомобильной трассы на территории Татарстана	58
<i>Д.В. Коршунова, А.Ю. Опекунов, В.В. Сомов</i> Тяжелые металлы в донных осадках малых рек в зоне воздействия горнодобывающих предприятий (на примере Сибайской и Медногорской геотехносистем)	61
5. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	64
<i>К.А. Карапетян, А.З. Чилингарян</i> Оценка возможностей корреляционного способа обработки данных геофизического комплекса на Меградзорском золоторудном месторождении (Армения)	64
<i>А.В. Чумаков, О.В. Аликин, В.Н. Рудашевский</i> Самородное золото в золото-сульфидных рудах из углеродистых сланцев (Бодайбинский рудный район)	68
6. ГЕОПАРКИ – ТЕРРИТОРИИ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАСЛЕДИЕ	71
<i>А.В. Пантелеева</i> Научно-популярный туризм как инструмент популяризации геологического наследия Оренбургской области	71

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

МИКРОТЕКСТУРНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ЛЕДНИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОНГЛОМЕРАТОВОЙ ТОЛЩИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. В. Драздова¹, С. В. Рудько¹, Б. Б. Кочнев²

¹ Геологический институт РАН, г. Москва,

² Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

e-mail: annadrazd@gmail.com

Ледниковые отложения криогения накапливались в ходе двух уникальных по масштабам (предположительно тотальных) оледенений Земли – Стерт (717–659 млн лет) и Марино (ок. 645–635 млн лет) [Rooney et al., 2015]. На южной периферии Сибирской платформы известны мощные толщи ледниковых отложения криогения [Чумаков, Красильников, 1991; Советов, Комлев, 2005]. Для обоснования ледникового генезиса отложений, помимо набора макроскопических текстурных и структурных признаков, важно детальное изучение обломков псефитовой размерности в их составе [Чумаков, 1978]. Такие исследования затруднительно и отчасти невозможно провести для керн скважин ввиду малого объема материала.

В нескольких скважинах центральных районов Сибирской платформы ранее была описана конгломератовая толща мощностью до 160 м (скважины Шеинские 1П и 472, Средне-Мархинская 225–0) [Решения..., 1989]. Впоследствии она была отнесена к ледниковым отложениям на основании соответствия этой толщи базовым структурно-текстурным и петрографическим характеристикам, ожидаемым от тиллитов [Кочнев и др., 2015]. Среди них микститовая структура, различный размер (от нескольких мм до 10–15 см) и степень окатанности обломков, отсутствие в матриксе глинистых минералов. Вывод о генезисе косвенно подтверждает тот факт, что конгломератовая толща перекрывается доломитовой толщей, изотопный состав углерода в которой ($\delta^{13}\text{C}$ от -3.2 до -3.4‰ V-PDB) соответствует значениям, характерным для «венчающих доломитов», генетически связанных с ледниковыми событиями криогения [Кочнев и др., 2015].

Тем не менее, для вывода о ледниковом генезисе конгломератовой толщи необходимы дополнительные аргументы. Микроструктурный анализ с акцентом на поиске черт, наблюдаемых в связанных с действием ледников четвертичных отложениях, может помочь внести некоторую ясность в этот вопрос [Robinson et al., 2021]. В настоящей работе представлены результаты такого анализа, основным методом которого стало петрографическое изучение шлифов.

В отложениях конгломератовой толщи был обнаружен ряд признаков, присущих четвертичным ледниковым отложениям. Среди них пеллеты, пачки зерен (grain stacks), краевые контакты (edge-to-edge grain contacts), дробление зерен и структуры вращения [Carr, 2001; Robinson et al., 2021]. Необходимо отметить, что по отдельности это признаки не являются ни необходимыми, ни достаточными для определения ледникового происхождения отложений. Например, подобные пеллетам фрагменты осадочных пород также встречаются в подводнооползневых и грязевых гравитационных осадках, а дробление зерен – в оползневых отложениях [Чумаков, 1978]. Несмотря на эти ограничения, сочетание перечисленного перечня микроструктур совместно с описанными ранее чертами [Кочнев и др., 2015] уже может быть использовано для вполне уверенной диагностики базальных тиллитов – литифицированных отложений ложа ледника.

Таким образом, в результате анализа шлифов пород распространенной вблизи западного борта Вилуйской синеклизы конгломератовой толщи был обнаружен комплекс микроструктур, дающий дополнительные основания для установления ее ледникового происхождения.

Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН (FMMG-2023-0008).

Список литературы

1. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Прошенкин А.И. Верхненеопротерозойский гляциокомплекс центральных областей Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464. № 4. С. 448–451.
2. Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС. 1989. 64 с.
3. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). Труды ГИН. М.: Наука, 1978. Вып. 308. 204 с.
4. Чумаков Н.М., Красильников С.С. Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия (р. Лена) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 3. С. 58–78.
5. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
6. Carr S. Micromorphological criteria for discriminating subglacial and glacial marine sediments: Evidence from a contemporary tidewater glacier, Spitsbergen // Quaternary International. 2001. V. 86. P. 71–79.
7. Robinson D.E., Menzies J., Wellner J.S., Clark R.W. Subglacial sediment deformation in the Ross Sea, Antarctica // Quaternary Science Advances. 2021. V. 4. Article 100029.
8. Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A. A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations // Geology. 2015. V. 43. No. 5. P. 459–462.
9. Sovetov Yu.K., Komlev D.A. Tillites at the Base of the Oselok Group, Foothills of the Sayan Mountains, and the Vendian Lower Boundary in the Southwestern Siberian Platform // Stratigraphy and Geological Correlation. 2005. V. 13. No. 4. P. 337–366.

СТРАТОТИП РИФЕЯ В РАЗВИТИИ ИЗОТОПНОЙ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

А.Б. Кузнецов

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
e-mail: antonbor9@mail.ru*

Изотопная стратиграфия (хемостратиграфия) – опирается на изучение изотопного состава различных элементов в осадочных породах, которые обычно указывают на химический состав морской воды во время отложения или вскоре после отложения хемогенных осадков. Основное практическое применение изотопной стратиграфии – корреляция осадочных горизонтов как внутри палеобассейнов, так и с типовыми разрезами, для которых имеется геохронологическая или биостратиграфическая характеристика. В этой связи наиболее полезными являются изотопные метки, которые демонстрируют относительную изменчивость в геологическом прошлом и не подвержены вторичным изменениям, искажающим первичные значения. В сочетании с седиментологическими данными они используются для оценки тектонических процессов в прошлом.

Изотопная стратиграфия особенно важна при изучении докембрийских отложений, где из-за скудности палеонтологической летописи биостратиграфия имеет ограниченную применимость. Хотя около десятка геохимических показателей об осадочных породах используются в докембрийской стратиграфии, из них широко применяется лишь изотопы углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) и стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в карбонатных породах. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в позднедокембрийских (непротерозойских) карбонатных породах наиболее широко используются из-за их относительной устойчивости к изменениям после осаждения, простоты измерения и значительных колебаний. Так частые колебания от высоких до эпизодических отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ являются характерными особенностями неопротерозоя [Halverson et.al., 2007; Shields et.al., 2002]. Эти особенности давно известны и используются для определения количества, причин и последствий многочисленных оледенений, которыми отмечен поздний докембрий в истории Земли.

К другим широко используемым изотопным системам относятся отношения изотопов стронция. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ морской воды отражает относительное преобладание коровых источников в результате химического выветривания континентов и гидротермального потока стронция из океанических рифтов. Таким образом, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ являются показателем глобальных изменений в тектонике и климатических режимах. Изотопный состав Sr обычно восстанавливается по осадочному кальциту, раковинам, апатиту костей и другим минералам, содержащим Sr, осажденным из морской воды. Поскольку этот материал подвержен вторичной перекристаллизации, при изучении древних карбонатных пород особенно важно получить наименее измененный кальцит, который идентифицируется по концентрациям малых элементов Mn, Fe и Sr. Образцы с минимальными значениями Mn/Sr, Fe/Sr и Mg/Ca (для известняков) являются наиболее подходящим объектом для реконструкции состава морской воды. Стронциевая изотопная стратиграфия (Sr isotope stratigraphy) - SIS - особенно полезна для определения предполагаемого возраста осадочных морских карбонатных пород путем корреляции со стратотипом (эталонным разрезом) как при быстром однонаправленном изменении отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так и при сравнении абсолютных величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерных для той или иной геологической эпохи. Существуют очень подробные кривые вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для кайнозойской, мезозойской и даже для большей части палеозойской эры. Однако чем древнее породы и в глубь докембрия, тем меньше знаний о вариациях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в прошлом. Для решения такой задачи в период становления докембрийской SIS потребовался поиск особого объекта, который мог быть пригоден для реконструкции достоверной кривой вариаций.

В сложившейся ситуации особое значение приобрел стратотип рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала, поскольку это разрез в его стратотипической местности удовлетворял необходимым методологическим требованиям. Главные из них: 1) мощные существенно карбонатные последовательности, имеющие надежную возрастную привязку, и 2) наличие нескольких разновозрастных разрезов, расположенных в разных структурно-фациальных зонах одного региона. Комплексное изотопно-геохимическое исследование карбонатных пород стратотипа рифея позволило получить C- и Sr-изотопные "метки", которые определили специфику карбонатных формаций нижнего, среднего и верхнего рифея [Кузнецов и др., 2006; Семихатов и др., 2009; Bartley et. al., 2007; Kuznetsov et. al., 2017]. При этом были выделены C- и Sr-изотопные стратиграфические подразделения (хемохроны) стратотипа рифея, которые хорошо прослеживаются в удаленных разрезах, вскрытых в пределах Башкирского мегантиклинория.

Sr-изотопные характеристики карбонатной части бурзянской серии нижнего рифея - саткинской и бакальской свит, которые слагают две верхние трети серии дали значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70456–0.70481 для интервала 1550–1430 млн назад. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в верхнерифейской каратавской серии (840–790 млн лет назад) повышается от 0.70521–0.70532 в нижинизерских отложениях до 0.70611 в верхнеминярских, понижается до

0.70533 в нижнеуфских известняках в вновь растет до 0.70605–0.70609 в верхнеуфских. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в бурзянских карбонатах варьируют от –1.5 до 0‰ PDB. Эти значения $\delta^{13}\text{C}$ нижнего и среднего рифея попадают в так называемый "стазис" изотопного состава карбонатного углерода ($0 \pm 1\%$), который выделялся в интервале 2.06–1.25 млрд лет назад. Лишь в авзянской свите среднего рифея появляются карбонаты с $\delta^{13}\text{C}$ выше 2‰ PDB. Величина $\delta^{13}\text{C}$ в каратавской серии изменяется от –3 до +5‰ PDB с несколькими синфазными вариациями во всех изученных разрезах Башкирского мегантиклинория. Конфигурация сводной кривой $\delta^{13}\text{C}$ позволило выделить в каратавской серии несколько уровней, пригодных как для целей местной стратиграфии, так и в качестве возможной основы для C-изотопного расчленения верхнего рифея. Невысокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах позднего рифея предполагают, что большая часть уральского карбонатного разреза относится к интервалу древнее 790–810 млн лет.

Изотопно-геохимическая характеристика стратотипа рифея Южного Урала стала основой базовых фрагментов стандартных кривых вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане позднего докембрия. Низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ впервые полученные в уральском стратотипе изменили парадигму катастрофического тектонического "мантийного" события, которая господствовала на этапе становления докембрийской SIS.

Исследования проведены в рамках НИР ИГГД РАН (FMUW-2026-0007).

Список литературы

1. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др. Sr- и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
2. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея - бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и C- изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.
3. Bartley J.K., Kah L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): signal recovery in fold-and-thrust belt // Chemical Geology. 2007. V. 237. P. 211–232;
4. Halverson G.P., Dudas F.O., Maloof A.S., Bowring S.A. Evolution of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2007. 256. P. 103–129.
5. Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Precambrian Research. 2017. V. 298. P. 157–173.
6. Shields G., Veizer J. Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1. // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2002. V.3.

ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ МОРСКОЙ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ПО МАТЕРИАЛАМ 71-72-ГО РЕЙСОВ НАУЧНО- ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА «АКАДЕМИК ИОФФЕ»

Д. Петухова, А. Н. Иваненко

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,

e-mail: petukhova.d@ocean.ru

Зимой 2025–2026 года состоялась экспедиция на научно-исследовательском судне (НИС) «Академик Иоффе» (71–72-ой рейсы) в Центральную Атлантику продолжительностью 75 суток, стартовавшая в порту Мурманск и завершившаяся в порту Калининград. В ходе экспедиции осуществлялась комплексная геофизическая съемка, включавшая магнитометрию и сейсмопрофилирование. В настоящей работе рассмотрены материалы геомагнитной съемки, полученные авторами доклада в 71–72-м рейсах НИС «Академик Иоффе». Согласно программе экспедиции, основными районами работ являлись трансформные разломы Долдрамс и Вима, на которых были проведены полигонные геофизические исследования. При переходе судна из северных широт к данным приэкваториальным разломам также осуществлялась попутная геомагнитная съемка. Она включала в себя измерения в районе Азоро-Гибралтарской зоны разломов (в узком перешейке между экономическими зонами Азорских островов и Мадейры) и над горой Крылова. Также при переходе была выполнена полигонная съемка над горой Деменицкой (рис. 1). Настоящая работа посвящена изучению перечисленных структур, путем анализа и интерпретации наблюденного аномального магнитного поля (АМП) ΔT_a [Иваненко и др., 2012].

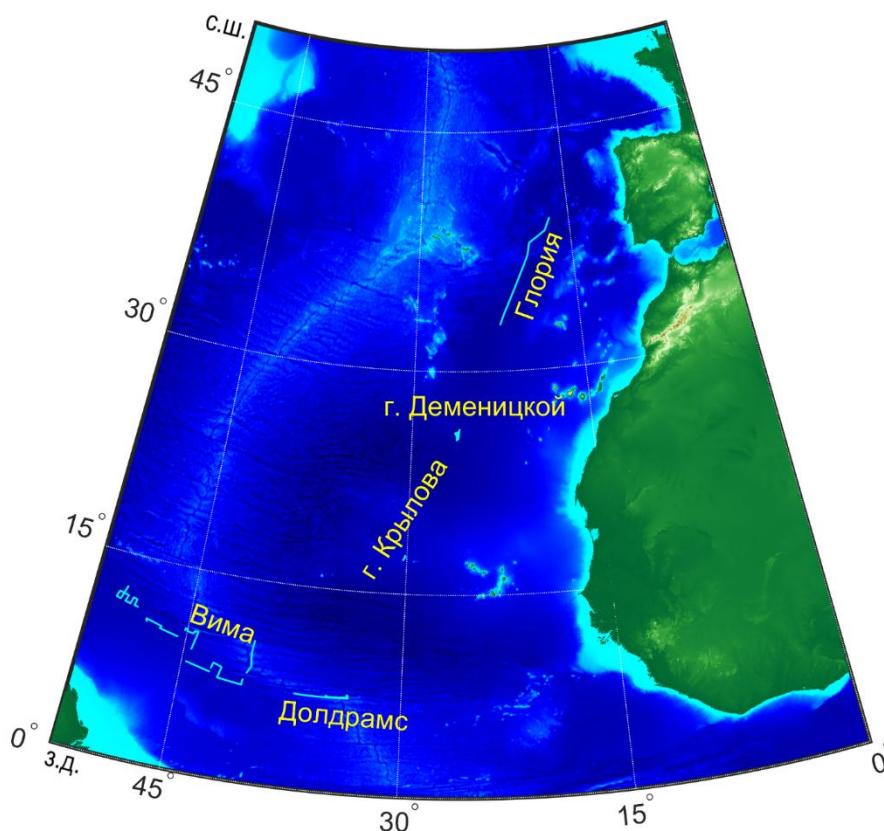


Рисунок 1. Обзорная карта рельефа Центральной части Атлантического океана по данным [https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model]. Голубыми линиями отмечены галсы магнитной съемки 71–72-го рейсов НИС «Академик Иоффе», названия исследованных трансформных разломов и подводных гор указаны желтым цветом

Собранные данные на полигонах Долдрамс, Вима, горы Деменицкой и в районе Азоро-Гибралтарской зоны разломов были объединены с материалами прошлых лет, полученных авторами ранее в рейсах НИС «Академик Иоффе» (2022–2025 г.) и из геофизической базы «Geodas». В результате объединения и увязки данных были построены

площадные карты АМП (рис. 2).

Интерпретация геомагнитных данных на экваторе обладает трудноразрешимыми свойствами, из-за горизонтального направления магнитного поля земли (МПЗ) и горизонтального направления намагниченности. Ввиду практически полного отсутствия вертикальной компоненты МПЗ, магнитные аномалии в районе экваториальных спрединговых сегментов приурочены к краям сегментов. Поэтому для устойчивой интерпретации АМП на экваторе использовался метод эквивалентного слоя и процедура редукции АМП к полюсу. Суть метода эквивалентного слоя заключается в том, что подбирается распределение намагниченности в слое заданной геометрии, который выбран, опираясь на рельеф. Далее, после расчета намагниченности в слое, решается прямая задача, в результате которой строится карта АМП. Следующей трансформацией является процедура редукции к полюсу, которая позволяет проявить морфологию АМП и проследить линейные магнитные аномалии.

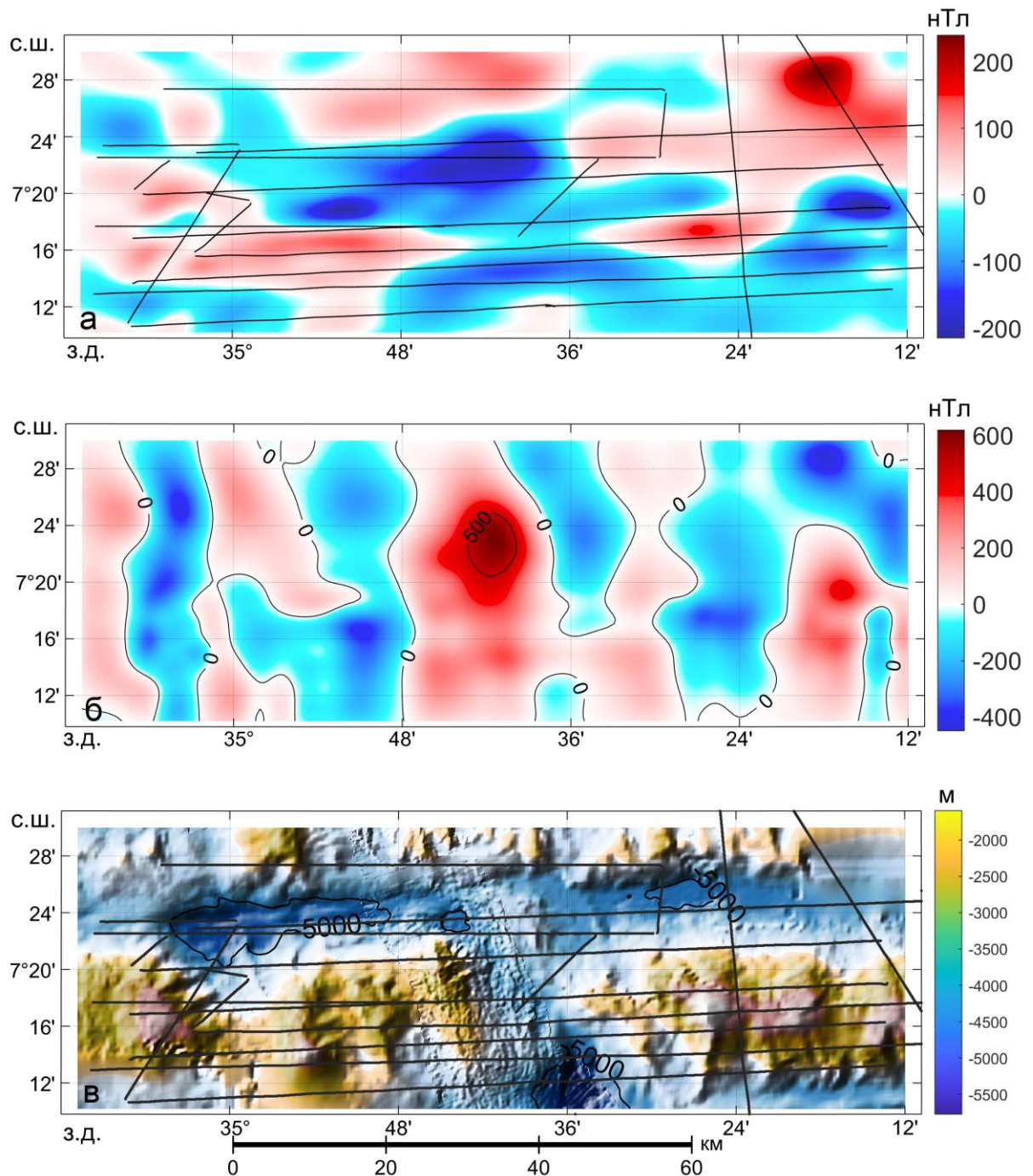


Рисунок 2. Геомагнитные исследования на полигоне Долдрамс: а) карта АМП ΔT_a , линиями показаны профили геомагнитной съемки; б) редуцированное к полюсу АМП; в) батиметрическая карта рельефа, линиями показаны профили геомагнитной съемки

Выполненные трансформации АМП для полигона Долдрамс позволили идентифицировать ряд линейных магнитных аномалий - Брюнес, Джарамильо, Олдувай (рис. 2). Результаты расчета скоростей спрединга по выделенным линейным магнитным аномалиям составляет в среднем 25 мм/год. Исходя из анализа карты АМП для полигона Вима линейные магнитные аномалии расположены к югу от поперечного хребта Вима и в том числе простираются в его пределы. Это согласуется с ранее предложенной моделью образования поперечного хребта Вима, в результате флексурного изгибания океанической литосферы и поднятия поперечного хребта как единого структурного блока [Bonatti et al, 2005]. Опираясь на карту АМП в редукции к полюсу горы Деменицкой, выделяются

интенсивные магнитные аномалии, окантовывающие гору, что соответствует вероятной активности радиальных трещинных вулканических систем. Кроме того, отрицательные значения гравитационного поля коррелируют с пониженными значениями АМП, что характеризует возможные гидротермальные процессы в течении формирования подводной горы. По результатам интерпретации площадной карты АМП для Азоро–Гибралтарской зоны разломов были идентифицированы спрединговые линейные магнитные аномалии (С27–С34) и уточнено их положение.

По результатам интерпретации профиля, пересекающего гору Крылова, была построена модель источников АМП в 2D варианте. Анализ данной модели показал, что вершина горы почти немагнитна, а магнитоактивный объект, создающий основную аномалию, имеет намагниченность около 6 А/м и залегает на глубине 5–7 км примерно под центром вулканической постройки. Мы предполагаем, что слабая намагниченность вершины горы могла быть вызвана воздействием на нее эндогенных процессов.

Список литературы

1. Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Филин А.М., Шишкина Н.А. Методики обработки и интерпретации магнитных данных при работах на месторождениях нефти и газа. Геофизика. 2012. №3. С. 60–70.
2. Bonatti E., Brunelli D., Buck W.R., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ligi M. Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanisms // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 240. P. 642–655.
3. NOAA National Centers for Environmental Information, ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model (2009). <https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model>.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КАТАВСКОЙ СВИТЫ. ИТОГИ ПОЛЕВОГО СЕЗОНА 2024-25 ГОДОВ

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

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: parfirjev.nuikita@yandex.ru

Катавская свита верхнего рифея на Южном Урале — перспективный объект для палеомагнитных исследований. Разрезы и обнажения свиты отличаются хорошей доступностью, а слагающие ее породы не затронуты вторичными процессами. В отдельных разрезах выявлены прослои синседиментационных брекчий; в двух известных разрезах зафиксированы тектонические складки. Намагниченность свиты носит биполярный характер. Эти особенности позволили провести палеомагнитные тесты надежности и, опираясь на косвенные аргументы, подтвердить первичность палеомагнитного сигнала в породах свиты [Павлов, Галле, 2009; Данукалов и др., 2020; Golovanova et al., 2023; Голованова и др., 2024; Парфирьев и др., 2025].

Несмотря на это, на протяжении всей истории палеомагнитного исследования свиты, которая началась еще в прошлом веке [Комиссарова, 1970; Данукалов и др., 1982], существует один сильный контраргумент — это близость палеомагнитного полюса свиты к полюсу пермь-карбонового времени для региона. Именно в это время на территории нынешнего Южного Урала происходили активные тектонические процессы [Пучков, 2000, 2010], которые могли являться причиной регионального перемагничивания всех древних комплексов пород.

В недавних работах выдвигалось предположение, что близость катавского и пермского полюсов — случайное совпадение. Однако С. В. Шипунов (1991) высказал

точку зрения, согласно которой высокотемпературная компонента (ВТК) намагниченности известняков катавской свиты в ряде случаев может представлять собой смесь метакхронной и древней намагниченностей. Впоследствии статистически значимую «пермскую» компоненту на фоне древней «катавской» компоненты никто не описывал.

В ходе полевых сезонов 2024–2025 годов наш коллектив провел изучение разрезов катавской свиты в районе села Инзер, деревни Волково (Челябинская область), а также в карьере вдоль автотрассы между деревнями Ассы и Бриш. Полученные данные дополняют совокупность аргументов в пользу первичности палеомагнитного сигнала в катавской свите. В частности, в разрезе у села Инзер удалось разделить палеомагнитный сигнал на метакхронную «пермскую» и древнюю «катавскую» компоненты. Подробные результаты будут представлены в докладе.

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

Список литературы

1. Голованова И. В., Данукалов К. Н., Сальманова Р. Ю., Парфирьев Н. П. Итоги палеомагнитного изучения неопротерозойской катавской свиты на Южном Урале // Георесурсы. 2024. Т. 26. № 4. С. 116–128. <http://doi.org/10.18599/grs.2024.4.15>.
2. Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Палеомагнетизм рифея и венда Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм: труды ГИН АН СССР / отв. ред. Б.М. Келлер. М.: Наука, 1982. Вып. 368. С. 121–161
3. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 47–54. <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-3-3>
4. Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакхронного перемагничивания: дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН СССР, 1970. 140 с.
5. Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–43.
6. Парфирьев Н. П., Данукалов К. Н., Голованова И. В., Дьякова С. А. Тест конгломератов в катавской свите неопротерозоя (Южный Урал) // Физика Земли. 2025. № 6. С. 163–177. <http://doi.org/10.7868/S3034645225060123/>
7. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
9. Шипунов С.В. Палеомагнетизм катавской свиты, Южный Урал // Физика Земли. 1991. № 5. С. 38–50.
10. Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiriev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia // Geosci. Front. 2023. V. 14, No 4. Art. 101558. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101558>.

2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

**ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ
НИЖНЕМЕЛОВОЙ СЕЛЕНГИНСКОЙ СВИТЫ ОКИНО-КЛЮЧЕВСКОГО
БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

О.А. Вдовина, О.Р. Минина, Н.А. Доронина

*¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ
e-mail: oksana.vdovina2005@mail.ru*

Анализ литологического и геохимического составов осадочных пород нижнемеловой селенгинской свиты Окино-Ключевского бурогольного месторождения позволил восстановить палеоклиматические, седиментологические условия и геодинамические обстановки ее формирования.

В Окино-Ключевской мульде нижнемеловые отложения представлены терригенными отложениями гусиноозерской серии в составе безугольной убукунской и угленосной селенгинской свит [Государственная..., 2002; Скобло и др., 2001; Скобло и др., 1990; Татьков и др., 2025ф; Herron, 1988]. Объектом наших исследований стала селенгинская свита. Свита, мощностью 200-250 м, составляет ядро Окино-Ключевской мульды, занимающей западную часть Хилок-Чикойской депрессии [Государственная..., 2002; Скобло и др., 2001; Скобло и др., 1990; Татьков и др., 2025ф; Herron, 1988]. В ее строении установлено пять мезоритмов мощностью от 18 до 59 метров [Государственная..., 2002; Скобло и др., 2001; Скобло и др., 1990]. Мезоритмы представлены многоступенчатым чередованием двух-трехчленных регрессивных ритмов, каждый из нижних слоев образован разнотекстурными песчаниками с прослоями гравийно-мелкогалечных конгломератов и вышележащей более мощной песчано-алевролитовой пачкой, венчают ритмы углистые аргиллиты с пластами бурых углей. Залегание пород пологое, слои по простиранию выклиниваются. Слоистость преимущественно линзовидная, волнистая, а также штриховатая косая, включая однонаправленную и разнонаправленную разновидности, что подчеркнуто пропластками углистого детрита. Отмечается регулярное чередование серий волнистой и штриховой слоистости. Кроме того, в породах наблюдаются фрагменты текстур асимметричной ряби и трещины усыхания, указывающие на периодическое осушение осадка. В песчаниках на разных уровнях в разрезе свиты присутствуют валуны монолитных песчаников, ориентированных по направлению слоистости и часто приуроченные к поверхностям размыва. Особенности пород селенгинской свиты такие как ритмическая сортировка кластического материала, крупные серии косой одно- и разнонаправленной слоистости в чередовании с горизонтальными сериями, средняя степень окатанности зерен гравия и единичных галек, поверхности размыва в основании пачек, маркируемые прослоями гравийно-мелкогалечных конгломератов, наличие в гравелистых породах окатышей алевролитов, свидетельствуют о русловом происхождении песчаников и гравелитов. Русловые литофации имеют постепенные переходы к пойменно-озерным литофациям, представленным чередующимися мелко-тонкозернистыми, алевритовыми песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов. Общий тип разреза селенгинской свиты – озерно-аллювиальный. Основные группы литофаций внутри этого генетического типа отложений – многократно повторяющиеся пойменно-озерные и русловые осадки, указывающие на существование речной долины, четко распознаются [Государственная...2002; Herron, 1988].

Петрографически алевролиты, песчаники и аргиллиты различаются лишь гранулометрически. Состав зерен исключительно монотонен: полевые шпаты (преимущественно кислые плагиоклазы, калишпаты) – 25–40 %, кварц (всегда в меньшем количестве) – 10–30 %, биотит, мусковит – 5 до 25%, углистое вещество – до 10%. В псаммитах и псаммитопсефитах присутствуют обломки средних и основных эффузивов,

риолитов, метаморфических сланцев и гранитов. Форма зерен в разной мере угловатая, изометричная. Иногда они уплощены и тогда расположены согласно слойчатости. Цемент карбонатный, глинисто-карбонатный, по типу – базальный или пленочно-поровый. Полевые шпаты нередко пелитизированы, биотит хлоритизирован либо превращен в хлорит-карбонатный агрегат. Наряду с малораспространенными первичными имеются вторичные карбонаты, разъедающие зерна и образующие бахрому на углистых частицах. Глинистый цемент местами замещается кальцитом. В целом изменения пород не выходит за рамки эпигенеза.

Селенгинская свита по данным предшествующих исследований датировалась ранним мелом, готерив-барремским веками [Государственная...2002; Скобло и др., 2001; Скобло и др., 1990]. Новые данные кутикулярного анализа углей, позволившие установить растения-углеобразователи, свидетельствуют о раннемеловом, баррем-альбском возрасте свиты (определения Е.В. Бугдаевой). Результаты палинологических исследований межугольных пластов (определения Т.Ф. Трегуб) согласуются с этими данными. Таким образом, возрастной интервал селенгинской свиты в настоящее время определен от барремского до начала альбского веков раннего мела [Татьков и др., 2025ф].

Для генетической типизации и реконструкции условий осадконакопления использовались основные петрохимические модули, а также классификационные диаграммы [2, 3, 7, 8, 9]. По химическому составу породы селенгинской свиты обнаруживают содержания SiO_2 , варьирующие от 23.88 до 74.92%, высокие содержания Al_2O_3 – 5.56–22.80%, TiO_2 – 0.17–1.26. Значения гидролизатного модуля варьируют в пределах 0.17–0.72. По этому показателю породы свиты относятся преимущественно к сиаллитовой серии. Доминирующим классом являются нормосиаллиты, значительную роль играют суперсиаллиты. Выделяется также группа силлитов, представленная наиболее кварцевыми разностями песчаников. Значения алюмокремниевого модуля изменяются от 0.125 до 0.444. Большинство проб относятся к супералюминиевым и гипералюминиевым разностям, что указывает на значительную зрелость терригенного материала и преобладание глинистых минералов в составе пород. Значения титанового модуля находятся в диапазоне 0.012–0.078, что соответствует нормотитанистым породам. Такие значения указывают на поступление терригенного материала из континентального источника. Положительная корреляция модулей титанового с железным, фемическим и гидролизатным обусловлена присутствием обломочного биотита и свидетельствует о петрогенной природе всех пород. На диаграмме Ф.Дж. Петтиджона фигуративные точки пород находятся преимущественно в полях граувакк и литаренитов, единичные – аркозов, на диаграмме А.Г. Коссовской, М.И. Тучковой – в полях полимиктовых и олигомиктовых песчаников, на диаграмме М.М. Хиррона отвечают глинистым сланцам, ваккам и аркозам [Коссовская и др., 1988; Петтиджон и др., 1976; Юдович и др., 2000; Bhatia 1983; Herron, 1988]. Полученные литогеохимические характеристики указывают на озерно-аллювиальную обстановку осадконакопления. Умеренная зрелость терригенного материала (преобладание нормосиаллитов) типична для аллювиальных фаций с относительно небольшим путем транспортировки. Повышенные значения алюмокремниевого модуля и присутствие суперсиаллитов указывают на поступление глинистого материала и его осаждение в озерных условиях. Чередование песчаников с алевролитами и аргиллитами указывает на динамичную смену обстановок – от активного руслового потока до спокойных озерных условий. Для континентального озерно-аллювиального ландшафта характерна окислительная – слабоаноксическая обстановка.

Получены первые данные о возрасте детритовых цирконов селенгинской свиты. U–Pb датирование циркона выполнено методом лазерной абляции (ЛА) с масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (ЦКП ИЗК СО РАН), г. Иркутск. Распределение U–Pb-данных для детритовых цирконов соответствует

интервалам: 183–195 (ранняя юра), 300–251 млн лет (поздний карбон-поздняя пермь); 250–203 (триас–поздняя пермь), 351–369 (верхний девон), 485–426 (ордовик–силур), а также единичное зерно 576 (неопротерозой) млн лет. Наиболее представительные кластеры укладываются в интервалы 183–195, 300–210, 350–426 и 470–485 млн лет. Эти группы соответствуют позднепалеозойско-раннемезозойской магматической активности в регионе [Государственная..., 2002; Татьков и др., 2025ф]. Потенциальными породами-источниками для осадочных пород селенгинской свиты являются породы, обрамляющие Хилок-Чикойскую депрессию (Окино-Ключевскую мульду). Триасовые образования широко представлены на территории обрамления впадины и включают раннетриасовый куналейский гранитоидный комплекс, средне-верхнетриасовую чернояровскую свиту и одноименный субвулканический комплекс. Юрские отложения в ближайшем окружении представлены метаморфическими породами Заганского гранито-гнейсового купола. Кроме того, размывались юрские осадочные породы, о чем свидетельствует большое число юрских палиноморф в палиноспектрах пород селенгинской свиты, и присутствие блоков массивных песчаников среди отложений селенгинской свиты. Присутствие цирконов пермского возраста свидетельствует о перемыве отложений вулканогенно-осадочных унгуркуйской и тамирской свит и гранитоидов бичурского комплекса. Раннепалеозойские цирконы могли быть перенесены в отложения селенгинской свиты при размыве нижнепалеозойских моностойского и джидинского интрузивных комплексов. U–Pb-датировки детритовых цирконов из отложений селенгинской свиты показывают, что они формировались за счет перемыва отложений фундамента и обрамления впадин [Государственная..., 2002; Татьков и др., 2025ф].

Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд.2-е. Серия Селенгинская. Лист М-48-XVIII (Бичура). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 111 с.
2. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые, 1988. С. 8–24.
3. Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. Москва: Мир, 1976. 535 с.
4. Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2001. 332 с.
5. Скобло В.М., Лямина Н.А. Континентальный мел Забайкалья и вопросы внутри- и межрегиональной корреляции // Континентальный мел СССР/ ДВО АН СССР. Владивосток, 1990. С. 85–90.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. Санкт-Петербург: Наука, 2000. 479 с.
7. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone // The Journal of Geology. 1983.V. 91, No.6. P. 611–627.
8. Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log date // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. V. 58. No.5. P. 820–829.

АММОНОИДЕЯ С ПРЯМОУГОЛЬНЫМ НАВИВАНИЕМ ИЗ ГУБАХИНСКОЙ СВИТЫ (ФАМЕНСКИЙ ЯРУС) ПЕРМСКОГО КРАЯ

С.Е. Вдовиченко

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, г. Москва
e-mail: svdov@paleo.ru

Аммоноидеи являлись одной из ключевых групп морской фауны девонского периода. В фаменском веке среди них преобладали представители обширного, но недолго существовавшего отряда *Clymeniida* Hyatt, 1884. В конце фамена внутри этого отряда появились необычные для аммоноидей формы, для которых было характерно навивание оборотов раковины не по круглой спирали, как у большинства других палеозойских аммоноидей. Почти для всех этих форм было свойственно преимущественно треугольное навивание оборотов на всем протяжении онтогенеза или только на некоторых его стадиях [Вдовиченко, 2026]. На этом фоне выделяется малоизвестный вид китайских климениид *Soliclymenia recticostata* Ruan, 1981, для которого описано навивание по прямоугольной спирали [Ruan, 1981].

Этот вид был описан по трем экземплярам из формации Дайхуа из одноименного разреза в провинции Гуйчжоу в Южном Китае [Ruan, 1981]. После этого новые находки вида не описывались, и Д. Корн высказал предположение, что этот вид может оказаться синонимом западноевропейского вида *S. semiparadoxa* Schindewolf, 1937 [Korn et.al., 2005]. При этом О. Шиндевольф при описании *S. semiparadoxa* отметил, что этот вид имеет свернутые в «нормальную» круглую спираль начальные обороты и треугольные взрослые [Schindewolf, 1937]. В настоящее время известен единственный экземпляр *S. semiparadoxa* из карьера Дзиковец (быв. Эберсдорф) в Польше [Korn et.al., 2005].

В 2025 году в отложениях губахинской свиты фаменского яруса разреза «Ядро» (г. Губаха, Пермский край; Главная Кизеловская антиклиналь, Средний Урал) (рис. 1) С.Е. Вдовиченко и Ю.А. Гатовским был найден отпечаток аммоноидеи с прямоугольным навиванием оборотов. Ранее из этого же разреза были описаны первые для Урала и России представители вида *Soliclymenia paradoxa* (Münster, 1839), найденные в 2024 году. На основании комплекса аммоноидей и конодонтов возраст черных аргиллитов с *S. paradoxa* был определен в рамках аммоноидных зон UD VI-A2 – UD VI-B (*Muessenbiaergia parundulata* – *Effenbergia lens*) и конодонтовых зон *Upper expansa*–*Lower praesulcata* [Вдовиченко и др., 2025]. Из этого же слоя происходит и новая находка.



Рисунок 1. Местоположение разреза «Ядро» на географической карте [по Вдовиченко и др., 2025]

Отпечаток (рис. 2) имеет небольшой размер, его максимальный диаметр около 5.6 мм. Самой заметной особенностью экземпляра является отчетливое прямоугольное навивание

оборотов раковины, а также характерная для рода *Soliclymenia* скульптура из грубых ребер. На этом же образце находится отпечаток ?*Kosmoclymenia* sp. ПИН № 5946/68, а на обратной стороне – отпечаток ?*Kosmoclymenia* sp. ПИН № 5946/61, которые не демонстрируют значительных деформаций (рис. 3). Это позволяет предположить, что и отпечаток соликлимении также не претерпел значительных постседиментационных изменений, которые могли бы оказать сильное влияние на его форму. Таким образом, отбрасывается предположение, что этот экземпляр является посмертно деформированной раковиной вида *Soliclymenia paradoxa*, также встречающегося в этих отложениях. Несмотря на незначительные отличия от китайских представителей вида *Soliclymenia recticostata* Ruan, вызванные, вероятно, слабой посмертной деформацией раковины, описываемый экземпляр можно уверенно отнести к этому виду.



Рисунок 2. *Soliclymenia recticostata* Ruan, экз. ПИН 5946/55. Фаменский ярус, губахинская свита. Пермский край, разрез «Ядро», профиль 5, слой 6 [по Вдовиченко и др., 2025]

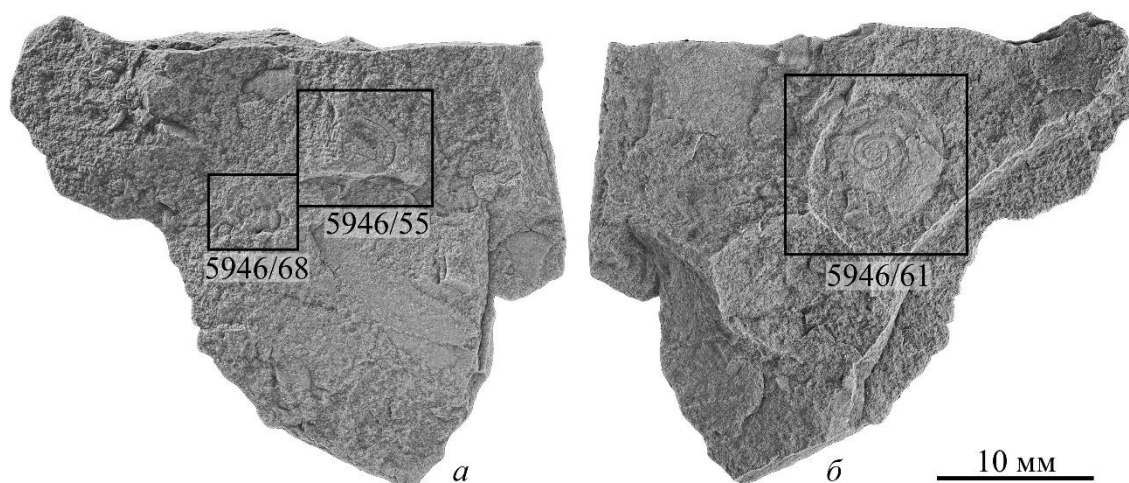


Рисунок 3. *a* – *Soliclymenia recticostata* Ruan, экз. ПИН 5946/55 и ?*Kosmoclymenia* sp., экз. ПИН № 5946/68; *б* – ?*Kosmoclymenia* sp., экз. ПИН № 5946/61. Фаменский ярус, губахинская свита. Пермский край, разрез «Ядро», профиль 5, слой 6 [по Вдовиченко и др., 2025]

Кроме *S. recticostata*, среди климениид четырехугольное навивание оборотов отмечено О. Шиндевольфом у некоторых экземпляров вида *Kamptoclymenia endogona* Schindewolf, 1937 (семейство Parawocklumeriidae Schindewolf, 1937) из Западной Европы [Schindewolf, 1937]. Также четырехугольное навивание молодых оборотов характерно для некоторых каменноугольных гониатитов. Точные причины неоднократного возникновения и закрепления внутри различных неродственных видов этого признака неясны. Можно предположить, что возможность появления аберрантного навивания оборотов была заложена у древнейших аммоноидей и реализовывалась у их потомков из разных отрядов из-за периодических кризисных событий, таких как аноксические события и значительные изменения глобального климата (в т.ч. оледенения) [Вдовиченко, 2026].

Автор выражает глубокую благодарность Т.Б. Леоновой (ПИН РАН) и С.В. Николаевой (ПИН РАН) за консультации в процессе работы. Автор благодарен Ю.А. Гатовскому (МГУ) за совместные экспедиции на Среднем Урале. Автор глубоко признателен Е.С. Вдовиченко за неоценимую помощь в организации экспедиций.

Список литературы

1. Вдовиченко С.Е. Абберрантное навивание оборотов раковины у палеозойских мономорфных аммоноидей // Палеонтологический журнал. 2026. №2. С. 30–43.
2. Ruan Y. Devonian and Earliest Carboniferous Ammonoids from Guangxi and Guizhou // Memoirs of the Nanjing Institute of Geology and Paleontology, Academia Sinica. 1981.V. 15. P. 1–152.
3. Korn D., Niedźwiedzki R., Posieczek J.B. Age, distribution, and phylogeny of the peculiar Late Devonian ammonoid *Solichymenia* // Acta Geologica Polonica. 2005. V. 55, No.2. P. 99–108.
4. Schindewolf O.H. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon) // Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge. 1937. H. 178. S. 1–132.
5. Вдовиченко С.Е., Гатовский Ю.А. Первая находка *Solichymenia paradoxa* (Hexaclymeniidae, Ammonoidea) в верхнедевонских отложениях Среднего Урала // Палеонтологический журнал. 2025. №5. С. 20–29.

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАГЕНИИ ГЛИНИСТОГО СЫРЬЯ КАЙНОЗОЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО УРАЛА

В.М. Ивин^{1,2}, Н.Р. Галимов¹, А.В. Кочергин¹

¹ООО «Уральское горно-геологическое агентство», г. Уфа

²Уфимский Университет Науки и Технологий, г. Уфа

e-mail: ivin_vlad@vk.com

История изучения кайнозойских отложений западной части Южного Урала связана с именами В.Л. Яхимович, Г.В. Вахрушева, Г.А. Данукаловой и Е.Н. Осиповой (Институт геологии УФИЦ РАН). Эти работы заложили основы стратиграфии, и литологии кайнозойских толщ региона [Яхимович и др., 1970].

Кайнозойское глинистое сырье региона используется в ряде направлений: для производства грубой строительной керамики, тонкой керамики, кислотоупорных изделий, керамзита, в составе сырья для получения цементного клинкера. В прошлом (до 1995 г) глины Талалаевкой группы месторождений также применялись в буровых растворах. Большая часть этих видов сырья относится по современной классификации к общераспространенным полезным ископаемым местного значения. Кажущаяся общая

распространенность данных видов сырья, тонкий состав, недоступный к изучению минералогии методами оптической микроскопии обусловили слабую изученность этой группы сырья.

Накопленный производственный и исследовательский опыт ООО «УГТА» позволяет сформулировать круг проблем, требующих решения.

Для грубой керамики (рядового и облицовочного кирпича) используются в основном легкоплавкие суглинки плейстоцена, в том числе их лессовидные разности. За 70-летний период по региону для применения в кирпичном производстве в той или иной степени изучено сырье более 60 объектов. Однако, изучение ограничивалось стандартным набором технологических приемов без глубокого изучения минералогических особенностей тонкодисперсного сырья и их связи с технологическими свойствами. Отсутствует и сравнительный анализ геологической позиции объектов в связи с их технологическими свойствами.

Аналогичная группа проблем стоит и в отношении керамзитового сырья. Имеющиеся сведения о минеральном составе керамзитовых глин, корреляции минералогии и вспучиваемости при обжиге базируются на методологии середины XX века и не отвечают современному состоянию вопроса [Онацкий С.П., 1987ф].

Для производства тонкой керамики и кислотоупорных изделий в Башкортостане чаще всего привлекаются миоценовые глины тюльганской и куюргазинской свит. Однако в чистом виде эти глины, как правило, не используются. Они требуют шихтовки с другими более пластичными глинами. Минералогические особенности и обстановки их формирования сегодня изучены недостаточно.

Глины Талалаевской группы месторождений миоцена, отличающиеся высоким содержанием специфического алюмининого смектита - бейделлита, ранее использовались в буровых растворах (бентонитоподобных глин), сегодня это направление полностью закрыто, однако, благодаря высокой пластичности они нашли применения как пластифицирующая добавка в производстве грубой и тонкой керамики. Увеличение сырьевой базы бейделлитсодержащих глин сегодня является актуальной задачей, которая не может быть реализована без построения генетической модели их формирования и разработки критериев прогнозирования.

Отдельного внимания заслуживает проблема формирования глинистых рыхлых марганцевых руд Улу-Теляка и Ашинской группы месторождений глинистых карстовых фосфоритов. Минеральный состав как самих руд, так и вмещающих глин изучен крайне слабо. Между тем именно детальное исследование минерального состава может стать ключом к определению геологической позиции объекта, выяснению условий рудообразования и к прогнозу аналогичных месторождений.

Уже имеющиеся материалы, несмотря на их фрагментарность, дают основания предполагать определенную эволюцию минерального состава глин на протяжении кайнозоя.

Таким образом, ключевыми задачами на ближайшую перспективу представляются:

- изучение минералогии тонкодисперсного вещества глинистых толщ кайнозоя современными методами (рентгеноструктурного анализа);
- изучение связи минералогических особенностей и технологических свойств этих видов сырья;
- изучение геологической позиции и обстановок формирования залежей;
- разработка критериев прогнозирования объектов глинистого сырья.

Список литературы

1. Онацкий С.П. Производство керамзита. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Стройиздат, 1987. 333 с.

2. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Вербицкая Н.П., Сухов В.П., Попов Г.И. Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в кайнозой // Кайнозой Башкирского Предуралья. М.: Наука, 1970. Т.2. 125 с.

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ ТИМАНИД И БАЙКАЛИД: К ОЦЕНКЕ ВОЗРАСТА ПО ИЗОТОПАМ СТРОНЦИЯ

А.Б.Кузнецов¹, М.С.Скрипников², Л.А.Ветлужских², О.Р.Минина², А.А.Гаврилова¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург;

² Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

e-mail: antonbor9@mail.ru

В позднем докембрии и раннем палеозое на пассивных окраинах древних континентов Балтики и Сибири при закрытии океанических бассейнов и причленении островных дуг сформировались складчатые пояса, получившие название тиманид (каледонид) и байкалид [Пучков, 2010]. Схожесть времени завершения, продолжительности и геодинамических обстановок во время байкальской и тиманской орогенических фаз по мнению Н.С.Шатского позволили использовать единый термин «байкалиды» для обозначения складчатых сооружений в двух удаленных территориях: Саяно-Байкальской области на окраине Сибирской платформы и на окраине Восточно-Европейской платформы в пределах докембрия современного западного склона Урала и Тимана. При этом термин «тиманиды» продолжал использоваться в применении к «доуралидам»/«проторулидам», как синоним «байкалид» [Пучков, 2010].

При выделении структурного этажа, соответствующего складчатой эпохе, обычно используют стратифицированный комплекс пород, отделенных угловыми несогласиями и обладающих похожими тектоническими деформациями. Одним из таких элементов являются карбонатные породы, которые позволяют оконтурить древние кратоны и обозначить наличие морских палеобассейнов на соответствующем тектоническом этапе. Карбонатные породы обычно используются как корреляционные маркеры для прослеживания разновозрастных горизонтов внутри структурно-формационных зон складчатых поясов. В связи с этим, вопрос о возрасте карбонатных пород является важнейшей задачей, которая может решаться с помощью метода стронциевой изотопной стратиграфии SIS.

В данном сообщении продемонстрированы возможности метода SIS для оценки возраста и региональной корреляции карбонатных стратонов в складчатых поясах Саяно-Байкальской горной области, Северного Урала и Пай-Хоя.

Доордовикские комплексы, слагающие тиманиды, обнажены в северо-восточном и восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы в Башкирском и Кваркушском антиклинориях, а также севернее - в Большеземельском блоке Печорской плиты, в Ляпинском антиклинории Центрально-Уральского поднятия и в отдельных антиклинальных структурах Полярного Урала и Пай-Хоя [Пучков, 2010; Кузнецов и др., 2006]. Изотопное исследование карбонатных пород стратотипа рифея Башкирского антиклинория позволило выделить С- и Sr-изотопные стратиграфические подразделения (хемохроны), которые хорошо прослеживаются в удаленных разрезах, вскрытых в пределах Башкирского мегантиклинория [Кузнецов и др., 2006; Семихатов и др., 2009]. Эти хемохроны оказались пригодны как для местной стратиграфии, так и в качестве основы для SIS расчленения верхнего рифея. Изотопы Sr позволили ограничить возраст карбонатных

пород мойвинской свиты Кваркушского антиклинория - интервалом 700–640 млн лет, амдерминской и морозовской свит Пай-Хоя, соответственно 660–600 и 800–710 млн лет.

Саяно-Байкальская горная область, обрамляет с юго-востока Сибирскую платформу, и включает несколько зон: Джидинскую, Хамар-Дабанскую, Турка-Курбинскую и Удино-Витимскую. Ранее доордовикские комплексы Саяно-Байкальской горной области рассматривались как байкалиды [Салоп, 1964], позднее стали выделять каледониды и даже герциниды [Минина и др., 2016]. В каждой зоне присутствуют карбонатные породы, корреляция которых опирается лишь на литоформационные и проблематичные палеонтологические находки, поэтому их возраст требует уточнения. В Джидинской зоне карбонатные породы присутствуют в хохюртовской свите, в Турка-Курбинской зоне - в бурлинской и дабатской свитах селенгинской серии, в асынкой, курбинской и пановской свитах, в Еравнинской подзоне - олдындинская свита, в Багдаринской подзоне - в ороchonской, тилимской и хойготской свите. На основании литологического сходства, карбонатные породы хойготской свиты считали раннедокембрийскими, а породы тилимской, асынкой, курбинской, бурлинской и дабатской - позднедокембрийскими [Салоп, 1964].

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ упомянутых выше свит следующее: бурлинская - 0.7060–0.7069; хохюртовская - 0.7080–0.7084 и 0.7062–0.7064; асынкая - 0.7071–0.7074; курбинская - 0.7082–0.7086; пановская - 0.7084–0.7088; олдындинская - 0.7083–0.7085; тилимская - 0.7077–0.7078; ороченская - 0.7069–0.7074. Проведение Sr-изотопной корреляции показывает, что в сложении изученной части Саяно-Байкальской горной области присутствуют карбонатные породы верхнего рифея (800–700 млн лет), венда (650–550 млн лет) и раннего кембрия (около 530–520 млн лет). Часть Sr-изотопных данных согласуется с традиционными представлениями о раннекембрийском возрасте курбинской, олдындинской и верхней части хохюртовской свит. В геодинамическом аспекте, наличие раннекембрийских морских отложений в Байкало-Витимской горной области наряду с позднедокембрийскими позволяет обособить самостоятельный раннекаледонский этап, отделенный по времени от байкальского.

По мере получения новых изотопных данных стало очевидным, что время и продолжительность существования морских палеобассейнов, время их закрытия и завершение складчатых деформаций на окраине Восточно-Европейской и Сибирской платформ было близким, но не синхронным. Как следствие, байкальская складчатая история докембрия незначительно моложе уральского докембрия. Таким образом, изотопный состав стронция показал высокий потенциал для уточнения возраста докембрийских карбонатных свит в складчатых структурах тиманид и байкалид.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-17-00192-П).

Список литературы

1. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
2. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Часть 1. Протоуралиты, тиманиды и доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации Севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
3. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др. Sr- и С-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
4. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея - бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология,

геохронология, Sr- и С- изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С.17–45.

5. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. Т.1. 515 с.

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. № 3. С. 63–84.

О ПОДВОДНЫХ КАМНЯХ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.В. Маслов^{1,2}

¹Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, ²Геологический институт РАН, г. Москва,
e-mail: amas2004@mail.ru

Много лет я преподавал в Уральском горном университете. Сначала это был курс «Осадочные формации и осадочные бассейны», затем что-то типа «Литогеохимия осадочных пород», потом «Литоология». Второй из названных курсов имел очень короткую историю, не более 2–3 лет, и вмещался в неполный семестр. Тем не менее «на кураже» первых лет преподавания мне удалось составить из самых разных материалов, включая и собственные, учебное пособие «Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных». Вначале я стремился написать его лучше, чем вышедшая в 2001 г. книга «Интерпретация геохимических данных», в той части, что затрагивает приемы и методы литогеохимических исследований осадочных пород. Потом к данному разделу добавились и другие методы исследования, и было их великое множество.

Книга эта, к моему удивлению, оказалась полезной (возможно, в какой-то мере это связано с тем, что на ее основе читались лекции в рамках курсов повышения квалификации для геологов-нефтяников Зап. Сибири), и через некоторое время я увидел на нее ссылки. Но вот публикации со ссылками, вызывали тревогу – слишком все было просто для их авторов.

В последние годы мне приходится рецензировать много рукописей, поступающих в журналы издательства MDPI, и содержащих, в том числе результаты литогеохимических исследований. Авторы их преимущественно китайские специалисты. Алгоритм этих работ также очень прост – выбирается объект исследования, отбираются 10 образцов (часто того, что можно быстро отобрать), потом они анализируются методами РФА и ИСП-МС, рассчитывается масса индикаторных соотношений и модулей и ВСЕ – результаты, обсуждение и выводы готовы ... и меня все чаще мучает вопрос – не ИИ ли тут развлекается? Структура статей часто похожа, похожи иллюстрации и таблицы, похожи фрагменты текста со ссылками на одни и те же работы китайских авторов Такое впечатление, что в рукописях отличаются только исходные аналитические данные ...

Однажды меня попросили быть внешним экспертом при обсуждении диссертации в ВАКе. При внимательном ее изучении оказалось, что автор не делает различий при рассмотрении литогеохимических характеристик обломочных пород: при анализе самых разных дискриминантных диаграмм на них вместе присутствовали точки как песчаников, так и пород глинистых, хотя для некоторых диаграмм это допустимо, а для некоторых нет.

Все сказанное выше показывает, что литогеохимические исследования все более широко используются разными авторами при изучении осадочных образований широкого возрастного диапазона. Это отлично, т.к. только комплексный (седиментология, петрография, минералогия, литогеохимия, изотопно-геохимические исследования и т.п.) подход позволяет извлечь из осадочной породы максимум полезных «сигналов», НО делать

это надо профессионально, с учетом, по возможности, всех или большинства подводных камней, которые могут подстергать автора на указанном пути. Поэтому постараемся некоторые из подводных камней обозначить далее хорошо видимыми вешками.

Камень № 1 – образцы. Когда я только начинал работать в Институте геологии Башкирского филиала АН СССР на рубеже 1970–1980-х гг., то в поле мы часто выезжали вместе с Э.З. Гареевым, специализацией которого была как раз литогеохимия осадочных пород рифея и венда. На том или ином разрезе, после его разметки и послойного описания, из каждого (!) слоя им отбирались пробы всех литотипов (как обломочных, так и карбонатных пород). Как правило, мощность охватываемого одной такой совокупностью проб интервала разреза составляла ~5 м. В итоге с одного разреза получался не один десяток проб. Соответственно, о непредставительности данных речи просто не было (значительно позднее авторы одной из рецензировавшихся мною рукописей на замечание о том, что ТРИ исследованных ими ОБРАЗЦА – крайне мало для корректных выводов, написали, что, к сожалению, образцов у них больше нет). Результаты аналитических исследований можно было потом комбинировать, как угодно. Но при этом уже тогда и Э.З. Гареев и я хорошо понимали, что, прежде чем рисовать какую-то диаграмму, необходимо точно выяснить – для какого типа осадочных пород она первоначально разработана? И сделать это лучше, обратившись к работе автора/ов, где диаграмма была предложена, так как в последующих работах могут быть любые искажения и несуразности. Второй же вывод здесь – работать на любом разрезе или обнажении надо так, как будто больше на него НИКОГДА В ЖИЗНИ не попадешь, т.е. отбирать максимум материала, который и через несколько лет или несколько десятков лет (как кому повезет) можно будет использовать для производства аналитических исследований. Правда частые перемены мест работы и жительства отнюдь не способствуют длительному сохранению и каменного материала и порошков.

Камень № 2 – характер материала, слагающего обломочную породу. Хорошо известно, что осадок, как и осадочная порода, есть результат некоего седиментационного цикла: формирование обломочного материала → его мобилизация → транспортировка → захоронение → диагенез. Если обломочный материал формируется за счет какой-либо магматической (или метаморфической) породы, то в итоге осадок/осадочная порода будут нести определенные черты валового химического состава такой породы-протоисточника кластики и будут считаться «осадком/породой первого седиментационного цикла», т.е. «петрогенными образованиями». Именно петрографическое и литогеохимическое исследование таких осадочных образований позволяет более или менее уверенно судить о составе комплексов пород в питающих провинциях, особенностях процессов химического выветривания и типе палеоклимата, некоторых характеристиках переноса кластики и многом другом. При вовлечении «петрогенных пород» в последующие седиментационные циклы образуются породы, называемые «литогенными». Они обогащены относительно первых более устойчивыми к выветриванию компонентами, следовательно, и минеральный и валовый химический состав их так или иначе трансформирован по сравнению с теми магматическими породами-протоисточниками, которые когда-то положили начало «породам петрогенным». Более того, при нескольких циклах «эрозия→переотложение→захоронение» валовый химический состав «литогенных пород» может приобрести какие-то компоненты, которые были не свойственны исходным породам. Самый простой пример сказанного – расчет и выводы о характере химического выветривания на палеоводоразделах по данным о величинах индекса химического изменения (CIA) и многих других, ему подобных. Если мы имеем дело с породами петрогенными, то CIA достаточно хорошо отражает интенсивность выветривания. Если же в составе осадочной породы присутствует какая-то доля литогенного материала, то он ведет к росту CIA, но считать, что породы с более высокими значениями этого индекса формировались в результате более интенсивного химического выветривания некорректно. Избежать сказанного можно используя ряд описанных в работах Я.Э. Юдовича, М.П.

Кетрис и Р. Кокса с соавторами приемов. Но что делать, если все опробованные вами осадочные образования сложены литогенным материалом, а иных, кроме литогеохимических инструментов для реконструкции обстановок их формирования, под руками нет?

Камень № 3 – диаграммы. Диаграмм много и даже очень много, но не следует спешить использовать все известные вам диаграммы в одной рукописи. Как уже отмечено выше – важно понять: 1) фигуративные точки каких пород можно наносить на те или иные диаграммы? 2) какие диаграммы лучше использовать при работе с осадочными образованиями различных обстановок? 3) насколько объективны выводы, получаемые с использованием диаграмм? Если ответ на первый вопрос был уже в какой-то мере дан выше, то второй вопрос и тоньше, и сложнее. Например, есть диаграммы для суждения о палеогеодинамической природе осадочных толщ, предложенные, с одной стороны, Бхатиа, а с другой – Розером и Коршем. На обеих присутствуют поля составов пород, характерные для островодужных, активных и пассивных континентальных обстановок. Видимо, применять их можно сразу обе ... замечательно ..., но я бы стал применять при исследовании рифейских отложений и Башкирского мегантиклинория и Камско-Бельского авлакогена диаграмму Розера и Корша, а при работе с вулканогенно-осадочными отложениями девона Магнитогорской мегазоны – диаграммы Бхатиа. Почему? Если интересно – спросите ...

Еще один момент, который необходимо иметь в виду при работе с диаграммами, дающими представление о составе комплексов пород-источников кластики. Имея, благодаря сотрудничеству с В.Н. Подковыровым (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), возможность оперировать аналитическими данными по самым разным осадочным ассоциациям рифея и венда, я не переставал многие годы удивляться тому, что на разных диаграммах источниками обломочного материала для них из раза в раз оказывались в основном «кислые магматические породы». Только лет 10 назад мне вспомнилось, что еще А.Г. Коссовская и ее коллеги по Геологическому институту АН СССР, в середине 1980-х гг. показали как продукты эрозии основных магматических пород исчезают/тают на расстоянии первых десятков километров от мест их выхода на поверхность. Почти такой же феномен описан итальянскими специалистами под руководством Э. Гарзанти на примере аллювия р. Замбези. Очевидно, что установить присутствие пород основного состава в питающих провинциях можно только в случае работы с породами первого осадочного цикла и недалекого переноса слагающего их материала. А недавно Б.Г. Покровский, рецензируя одну из моих рукописей, резонно задал вопрос – уверен ли автор, что, скажем, в области питания не было карбонатных пород? и как это доказать? Пришлось выкручиваться ...

Не все диаграммы, ориентированные на реконструкцию палеогеодинамических обстановок накопления осадочных пород, дают представление обо всем спектре таких обстановок. Например, на диаграммах Бхатиа есть поля составов океанических и континентальных вулканических дуг, а также активных и пассивных континентальных окраин. Что из них можно считать обстановками орогенными или платформенными? На диаграмме Розера и Корша $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ присутствуют поля составов пассивных и активных континентальных окраин, а также океанических островных дуг, таким образом и здесь нет поля составов обломочных пород орогенных обстановок. На диаграмме DF1–DF2 Верма и Армстронга-Алтрина показаны поля составов обломочных пород рифтогенных, островодужных и коллизионных/орогенных обстановок. Несомненно, это шаг вперед по сравнению с диаграммами, предложенными в 1960–1970-х гг., однако возникает вопрос – можно ли считать рифтогенные обстановки эквивалентом обстановок платформенных?

Камень № 4 – палеоклиматические реконструкции. Наличие в разрезе пластов или линз углей дает основание сделать вывод, что накопление отложений происходило в гумидном климате. Однако уже красноцветы допускают ряд интерпретаций и нужны какие-

то дополнительные критерии. Та же ситуация с доломитами. Традиционно доломиты считались продуктами аридных обстановок. Однако в последние десятилетия в геологический лексикон вошел термин «холодноводные доломиты». 24 мая 2026 г. ИИ на вопрос что это такое? ответил: «это геологический термин, обозначающий карбонатные осадочные породы, которые образуются в холодных морских водах. Они отличаются от классических теплых мелководных доломитов тем, что формируются в более глубоководных или высоких широтах (?? – А.М.), часто при участии микроорганизмов и анаэробного окисления метана», а дальше шло – «Часто термин путают с Доломитовыми Альпами в Италии». Увидев это, я решил, что с ИИ надо распрощаться и вернуться к тому, что я хотел написать далее. При отсутствии других аргументов мы вынуждены обращаться к расчету величин CIA и суждению о палеоклимате по ним. Часть возникающих при этом проблем рассмотрены выше, но вот еще несколько – оказалось, что значения CIA в определенной мере обусловлены составом подвергающихся выветриванию пород. Они, так или иначе, контролируются гранулометрическим составом исходных осадков. Более того, иногда бывает сложно точно рассчитать содержание CaO в силикатной матрице ... и это далеко не все ...

И перечисленные «камни» – далеко не все, что затрудняет жизнь и молодым и опытным литологам и геохимикам и в поле и в офисе.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ВОЗМОЖНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА ВЕРХНЕГО ВЕНДА ШКАПОВО-ШИХАНСКОЙ ВПАДИНЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

*М.М. Мухненко, Н.Д. Сергеева
Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
e-mail: riphey@ufaras.ru*

Изучением перспектив нефтегазоносности докембрийских отложений Волго-Уральской области (ВУО), особенно потенциальных пород-коллекторов, занимались многие исследователи [Башкова и др., 2023; Козлов и др., 2009; Козлов и др., 1995; Лагутенкова и др., 1982; Масагутов, 2002]. Вендские отложения ВУО в основном находятся на стадиях прото- и мезокатагенеза, что накладывает преимущественно негативное влияние на их коллекторские свойства. Реже исследователи указывают на регрессивный эпигенез с появлением вторичной пористости [Козлов и др., 2009; Козлов и др., 1995; Масагутов, 2002].

В вендских отложениях ВУО выделено шесть региональных коллекторских пластов. Коллекторские породы представлены песчаниками и алевролитами байкибашевской (пласт V_{VI}), старопетровской (пласты V_V и V_{IV}), салиховской (пласты V_{III} и V_{II}) и карлинской (пласт V_I) свит. Их открытая пористость варьирует в широких пределах 1–24%, проницаемость – 0.001–0.245 мкм² [Башкова и др., 2023], единично определялись показатели проницаемости до 0.354 мкм² [Масагутов, 2002].

В рамках данной работы с целью установления влияния вторичных процессов на фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) проведено петрографическое изучение терригенных пород старопетровской, салиховской и карлинской свит венда, вскрытых скважинами 20007 Сулинская, 4 Аслыкульская, 40 Красноусольская. Описаны 36 шлифов, дополнительно привлечены петрографические описания изучаемых пород Гениной Л.А. (более 100 шлифов) и другие материалы тематических исследований Лаборатории

геотектоники и региональной геологии Института геологии УФИЦ РАН, выполненные под руководством В.И. Козлова [Козлов и др., 2008ф; Сергеева и др., 2020].

Скважина Сулинская 20007

Потенциальные коллекторы **старопетровской свиты** представлены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами полимиктового, полевошпат-кварцевого и аркозового состава. Обломочный материал представлен угловатыми и слабоокатанными зернами. Сортировка обломков варьирует от средней до плохой. Повсеместно развита хлоритизация (в виде пленочного, пленочно-порового, контактово-порового цемента, замещения по биотиту), отдельными прослоями встречается вторичный кальцитовый цемент. Зерна часто плотно прилегают друг к другу: встречаются линейные и инкорпорационные контакты. Отмечена лейкоксенизация титанистых минералов.

В **салиховской свите** преобладают полимиктовые кварцитовидные песчаники мелко- и среднезернистые и алевролиты. Зерна обломочного материала полуокатанные, уплощенные за счет деформаций. Сортировка обломков в песчаниках хорошая и средняя, в алевролитах плохая. Цементация преимущественно железисто-глинистая и хлоритовая, базального и пленочного типов; в отдельных прослоях отмечается ожелезнение. Биотит повсеместно замещен хлоритом, реже лейкоксеном. Карбонатизация выражена слабо и носит локальный характер. Отмечены субгоризонтально ориентированные текстуры и линейные контакты между зернами.

В **карлинской свите** прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов носят подчиненный характер. По составу они полимиктовые, реже аркозовые; песчаники имеют кварцитовидный облик. Зерна в основном угловатые и полуокатанные, реже окатанные. Сортировка средняя и плохая. Присутствует базальный глинистый цемент, местами контактово-поровый и пленочный железисто-хлоритовый, хлоритовый, серицитовый, в отдельных образцах встречен вторичный кальцитовый цемент. Вторичные процессы представлены хлоритизацией (часто по биотиту), гидратацией биотита, лейкоксенизацией, на отдельных интервалах – кальцитизацией и вторичным ожелезнением.

Скважина 4 Аслыкульская

Породы **старопетровской свиты** представлены аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников полевошпат-кварцевого, аркозового и полимиктового состава. Зерна слабоокатанные, реже угловатые, часто удлиненной формы. Сортировка средняя и плохая. Цемент поровый и пленочно-поровый, хлоритовый, гидрослюдисто-хлоритовый, реже вторичный карбонатный; в отдельных интервалах встречается пойкилокластический кальцитовый цемент. Вторичные процессы проявлены преимущественно хлоритизацией и гидратацией биотита, реже серицитизацией полевых шпатов.

Салиховская свита представлена песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов. Песчаники полимиктовые, часто кварцитовидные, мелко- и среднезернистые, иногда алевритовые, средне сортированные, слабоокатанные. Цемент пленочный, иногда поровый, глинистого, железисто-глинистого, реже хлоритового и карбонатного состава, иногда встречается регенерационный кварцевый. Отмечены линейные и инкорпорационные типы контактов между зернами. Вторичные процессы проявлены в основном ожелезнением и хлоритизацией, и реже кальцитизацией.

Карлинская свита представлена преимущественно полевошпат-кварцевыми и полимиктовыми алевролитами с подчиненными прослоями песчаников и аргиллитов. Обломочный материал угловатый и слабоокатанный, плохо сортированный. Цементация преимущественно железисто-глинистая, пленочного и порового типов; в отдельных интервалах развивается вторичный кальцитовый цемент пойкилокластического типа (достигает 30–35%). Хлоритизация биотита и вулканогенных обломков наблюдается повсеместно, часто встречается лейкоксенизация.

Скважина Красноусольская 40

Потенциально коллекторские породы **старопетровской свиты** представлены полимиктовыми и аркозовыми средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Обломочный материал в основном полуокатанный, реже угловатый или хорошо окатанный. Сортировка от плохой до средней. Цемент глинистый (поровый, базально-поровый, редко контактовый), карбонатный (кальцитовый, поровый) и кварцевый регенерационный. Вторичные изменения представлены регенерационными каемками на зернах кварца, пелитизацией и серицитизацией полевых шпатов, лейкоксенизацией ильменита. Иногда отмечается хлоритизация. Характерно наличие тонких (0.02–0.1 мм), иногда волнистых или прерывистых прожилков опала или микрозернистого кварца, которые могут пересекать слоистость или совпадать с ней.

Салиховская свита представлена разнозернистыми (от мелко- до крупнозернистых) песчаниками полимиктовыми. Обломочный материал полуокатанный и хорошо окатанный, редко угловатый, изометричной формы. Сортировка преимущественно плохая. Цементация сложная, полигенная: кварцевый регенерационный, поровый кальцитовый, глинистый и глинисто-слюдистый цементы различных типов (поровый, базальный, пленочный, контактный). Характерны признаки постседиментационных преобразований: каемки регенерации на кварце, пелитизация полевых шпатов, лейкоксенизация ильменита.

Карлинская свита представлена чередованием аргиллитов, алевролитов и мелко- и реже среднезернистых песчаников. Песчаные и алевритовые разности характеризуются преимущественно кварцевым составом. Обломочный материал угловатый и слабоокатанный, изометричной формы. Сортировка средняя или плохая. Цемент – первичный глинистый базально-поровый и вторичный карбонатный (кальцитовый), кварцевый регенерационный. Вторичные изменения представлены регенерационными каемками на зернах кварца, лейкоксенизацией. Породы пронизаны сетью тонких микротрещин и прожилков толщиной от нитевидных до 0.1–0.2 мм. Они выполнены преимущественно опалом, а также кварцем, реже кальцитом или глинистым веществом.

Исходя из приведенных выше описаний, можно сделать следующие выводы.

Потенциальные коллекторы во всех трех скважинах представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами с плохой и средней сортировкой обломочного материала, что изначально закладывает низкий потенциал первичной пористости и проницаемости [Ханин, 1969].

Значительная механическая уплотненность на отдельных участках, особенно характерная для пород салиховской свиты, вскрытых скв. 20007 Сулинская и 4 Аслыкульская (линейные и инкорпорационные контакты между зернами, их уплощенность) также является значительным фактором потери первичной пористости на ранних стадиях литификации [Изьюрова и др., 2023].

Важное влияние на коллекторский потенциал описанных пород оказывает цементация. Хлоритовый цемент сохраняет межзерновую пористость, что потенциально благоприятно для фильтрации флюидов [Масагутов, 2002]. Карбонатная цементация способствует заполнению порового пространства и является негативным фактором [Смехов и др., 1987]. Глинистый и железисто-глинистый цемент также ухудшает ФЕС, а наличие гидрослюдистых компонентов повышает риски снижения эффективной проницаемости из-за их высокой удельной поверхности и потенциальной набухаемости. Наличие регенерационных каемок на зернах кварца и регенерационного кварцевого цемента свидетельствует о процессах перекристаллизации в условиях катагенеза, что также значительно снижает как пористость, так и проницаемость, превращая потенциальный коллектор в плотную кварцитоподобную породу [Ханин, 1969]. Процессы хлоритизации, серицитизации и пелитизации потенциально могут создавать вторичную пористость, однако их положительное влияние крайне мало [Смехов и др., 1987].

Таким образом, коллекторские свойства пород старопетровской, салиховской и карлинской свит в разрезах изученных скважин по имеющимся петрографическим данным

можно оценить как низкие, редко средние. Первичный потенциал развития пористости невелик из-за плохой сортировки обломочного материала и механического уплотнения пород. К примеру, согласно [Масагутов, 2002], в сходной по фаціальным условиям с изучаемыми разрезами скв. 62 Кабаковская значения пористости в данном стратиграфическом интервале варьируют от 2.1 до 8.8% и лишь в единичных образцах достигают 10–11%). Вторичные процессы (диагенез и катагенез) оказали преимущественно негативное влияние на ФЕС. Прогнозирование зон коллекторов должно опираться на поиск интервалов, где хлорит в песчаниках и алевролитах присутствует преимущественно в виде тонких пленок, а карбонатная и кварцевая цементация минимальны. Такие зоны в рассматриваемых разрезах возможно выделить в отложениях старопетровской свиты, вскрытых скв. 4 Аслыкульская (интервалы глубин 2620–2626 м) и 20007 Сулинская (глубины 2250–2262, 2281–2293 м).

Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа (тема гос. задания FMRS20250016).

Список литературы

1. Башкова С.Е., Карасева Т.В. Прогноз нефтегазоносности рифей-вендских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Пермский государственный национальный исследовательский университет. Пермь, 2023. 190 с.
2. Изъюрова Е.С., Постникова О.В., Изъюров А.Д., Королева К.А. Влияние факторов литогенеза на фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов Ботуобинского горизонта Восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы // Труды Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина. 2023. № 1. С. 50–64.
3. Козлов В.И., Масагутов Р.Х., Ахметшин И.Н., Пучков В.Н., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д. Верхний докембрий южного обрамления Красноуфимского выступа кристаллического фундамента. СПб.: Недра, 2009. 336 с.
4. Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н., Михайлов П.Н., Баранов В.В. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. 218 с.
5. Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхне- докембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 112 с.
6. Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 2002. 224 с.
7. Сергеева Н.Д., Дьяконова О.Б., Козлова О.В. Стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений, вскрытых в Предуральском краевом прогибе скважиной 40 Красноусольская / Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы и доклады. 13-я Международная научно-практическая конференция, Уфа, 20-22 мая 2020 г. Уфа: Мир печати, 2020. С. 141–146.
8. Смехов Е.М., Дорофеева Т.В. Вторичная пористость горных пород-коллекторов нефти и газа. Л.: Недра, 1987. 96 с.
9. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М.: Недра, 1969. 368 с.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОЙ ПОЙМЫ ЛЕВОГО БЕРЕГА Р. КИГИ (Д. ТУКАЕВО, КИГИНСКИЙ РАЙОН, РЕСП. БАШКОРТОСТАН)

С.Е. Урбанович^{1,2}, А.В. Гусев²

¹Геологический институт РАН, г. Москва

²Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

В ходе полевых работ летом 2025 года на окраине деревни Тукаево описан разрез четвертичных отложений левого борта долины р. Киги. Долина имеет U-образное сечение, борта обрывистые, высота бровки над урезом воды менее 3 м при максимальном уровне паводков 4.42 м. Следовательно, обширная слабо расчлененная поверхность, несмотря на развитый растительный покров (в том числе деревья и кустарники), представляет собой высокую пойму [Урбанович, Гусев, 2026]. Разрез вскрыт в естественном обнажении крутого обрыва в правой излучине меандра р. Киги и дополнительно расчищен в ходе полевых работ. Верхняя часть разреза вертикальной мощностью 0.5–0.7 м сложена озерными, аллювиальными и, в меньшей степени, делювиальными суглинками и супесями с редкими дресвой и щебнем. Слоистость сложная линзовидная, местами косая. По положению в разрезе и литологическим характеристикам соответствует кудашевскому (полярноуральскому) горизонту верхнего неоплейстоцена [Данукалова, 2009].

Нижняя часть разреза преимущественно относится к табулдинскому (невьянскому) горизонту верхнего неоплейстоцена местной стратиграфической схемы. В основании склона залегают светлые легкие суглинки, перекрытые русловыми и старичными отложениями, содержащими вблизи кровли многочисленные тонкостенные раковины гастропод и двустворчатых моллюсков. В сочетании со сменой слоистости с пологой косой на тонкую горизонтальную и наличием множества тонкостенных раковин гастропод и двустворчатых моллюсков это позволяет отнести этот слой к старичной фации аллювия. Подобный прослой описан в опорном разрезе табулдинского горизонта на окраине с. Новобелокатай [Данукалова и др., 2000]. Некоторые слои в разрезе имеют выраженную темно-серую окраску и, вероятно, представляют собой гумусовые горизонты погребенных почв.

Проведенный на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ валовый рентгенофазовый анализ пород из каждого выделенного слоя показал, что минеральный состав пород по всему разрезу меняется незначительно: основу составляют кварц и смектит.

Ниже уровня 74 см от бровки борта во всех образцах появляется гидрослюда (от 2% до 16%). Кроме того, в основании разреза наблюдается повышенное содержание кальцита, закономерно снижающееся к кровле с 10% до 1%.

Из всех выделенных слоев разреза произведен сплошной отбор проб для определения петромагнитных характеристик. Исключение составили два интервала, сложенных крайне слабо сцементированными породами, что не позволило произвести опробование без нарушения первичных структуры и текстуры. Отобраны 64 ориентированных образца, для которых в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН проведены петромагнитные измерения.

По значениям k , NRM, Q_n и MDF разрез Тукаево четко разделяется на две части: верхнюю – до глубины 76 см и нижнюю, – ниже 76 см, разделенных перерывом в осадконакоплении, фиксируемый по резкому возрастанию MDF (самые высокие значения в разрезе). Это свидетельствует о двух этапах формирования отложений разреза с резкой сменой условий и источников сноса.

Дополнительно по результатам комплексного анализа магнитных характеристик образования разреза в с. Тукаево были поделены на 7 интервалов, имеющих разные магнитные характеристики.

Интервал 1 (4.5–22.5 см) характеризуется относительно высокими значениями магнитной восприимчивости k и естественной остаточной намагниченности NRM. В этом интервале низкие значения медианного разрушающего поля MDF, что вместе с результатами анализа магнитного гистерезиса означает (рис. 3), что носителем намагниченности в данном интервале является магнетит. Анизотропия магнитной восприимчивости контрастна в этом интервале. Степень анизотропии P_j сначала увеличивается, а потом уменьшается. Первые более низкие значения связаны с

современной почвой. Увеличение и относительно высокие значения P_j связаны с супесями и суглинками верха разреза. Уменьшение P_j связано с наличием карбонатных стяжений во втором слое разреза. Плоскостная анизотропия F преобладает над линейной L . Форма эллипсоида AMB является вытянутой в виде сплюснутого диска, реже сплюснутой сферы. Оси эллипсоидов AMB расположены закономерно. Анализ их распределения позволил определить, что формирование этих слоев происходило на склоне с падением на ЮВ. Частотно-зависимая компонента магнитной восприимчивости FD имеет значения 1–8%, что указывает на наличие как SP магнитных зерен, так и зерен более крупного размера.

Интервал 2 (33–42 см) характеризуется чуть более низкими в сравнении с интервалом 1 значениями NRM и k . MDF такими же, как в предыдущем интервале, что так же связано с магнетитом. Значения FD уменьшаются с 8 до 0%. В данном интервале фиксируется резкое значительное увеличение P_j , L , F с последующим уменьшением. Параметр формы эллипсоида T сначала уменьшается до отрицательных значений, а потом увеличивается до средних значений по разрезу. Эллипсоиды AMB в верхней части интервала имеют вытянутую форму, в нижней части – сплюснутые в виде плоского диска. По распределению осей эллипсоидов AMB в данном интервале минимальная ось $K3$ отклоняется от вертикали на $CC3$, $K2$ и $K3$ статистически отличаются друг от друга. Образования данного интервала формировались на пологом склоне с падением на ЮЮВ.

Интервал 3 (44–74 см). Здесь относительно высокие и незакономерно увеличивающиеся значения k и NRM . В этом интервале, как и в предыдущих, MDF имеет низкие значения, носителем намагниченности является магнетит. P_j , F и L имеют низкие значения. FD варьирует от 7 до 13%, что говорит о наличии SP зерен и зерен более крупного размера, с увеличением содержания SP зерен в отдельных слоях. Эллипсоиды AMB имеют форму сплюснутого диска и сплюснутой сферы. Минимальные оси AMB располагаются практически вертикально, $K1$ и $K2$ сгруппированы и отличаются друг от друга, что отвечает нормальной осадочной текстуре.

Интервал 4 (77–80 см). В этом интервале происходят резкие изменения магнитных параметров. MDF резко растет, значения k и NRM падают, это означает (вместе с анализом магнитного гистерезиса), что вниз по разрезу увеличивается количество гидроокислов железа. FD в этом интервале имеет высокие значения (6–8%), что указывает на наличие магнитных частиц как SP , так и более крупного размера. Относительно предыдущего и следующего данный интервал выделяется небольшим возрастанием P_j , F и L . Эллипсоиды AMB имеют форму сплюснутой сферы.

Интервал 5 (83–132.5 см) характеризуется низкими и уменьшающимися вниз по разрезу значениями k , низкими значениями NRM , относительно высокими значениями MDF . P_j и F незакономерно увеличиваются вниз по разрезу. T хаотично меняется, доходя до отрицательных значений. FD незакономерно изменяется от 0 до 21%, что означает практическое отсутствие SP зерен в некоторых слоях, и 75–100% концентрацию SP зерен в других слоях. Высокая концентрация суперпарамагнитных зерен может говорить о сильной педогенной активности. По ориентировке осей AMB видим течение слабой силы на ЮВ, что литологически отвечает тонкой линзовидной и волнистой слоистости.

Интервал 6 (135–137.5 см). Здесь k принимает самое маленькое значение в разрезе. NRM имеет низкие значения. MDF принимает достаточно высокие значения. В этом интервале F имеет наибольшие значения, P_j и L также имеют относительно высокие значения. T имеет как достаточно высокое положительное значение, так и наименьшее отрицательное значение в разрезе. FD в этом интервале имеет значение 11%, что говорит о высоких концентрациях SP зерен (>75%). Закономерности в ориентировке осей нет, возможно, это не результат течения, а результат каких-то изменений в кровле слоя.

Интервал 7 (171–238 см). Здесь низкие значения k и NRM , и высокие значения MDF вследствие увеличения количества гидроокислов железа вниз по разрезу. P_j , L , F и T незакономерно изменяются. P_j (1.005–1.012), L (1.001–1.004), F (1.002–1.009), T (-0.331–

0.817). Эллипсоиды АМВ имеют как вытянутую, так и сплюснутую форму. FD принимает как нулевые значения, так и высокие (до 19%). Высокие значения FD связаны с низкой *k*. Ориентировка осей эллипсоидов АМВ указывает на наличие слабого течения на СВ, что литологически подтверждается косой слоистостью с падением в северных румбах.

Список литературы

1. Данукалова Г.А. Особенности строения местных разрезов верхнего неоплейстоцена и голоцена в Южноуральском регионе // Геологический сборник. 2009. №8. С.29–39
2. Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Котов В.Г. Возраст, биостратиграфия и археология озерных отложений вторых надпойменных террас рек Южного Предуралья // Геологический сборник. 2000. №1. С. 69–72
3. Урбанович С.Е., Гусев А.В. Верхнелепестовые образования долин малых рек восточной части Юрюзано-Айской равнины. // Геология XXI века – передовые технологии и научно-методическое обеспечение регионального геологического изучения недр Российской Федерации. Материалы VII Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти А. П. Карпинского (24–27 марта 2026 г., Институт Карпинского, Санкт-Петербург) // Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «Институт Карпинского». Санкт-Петербург: Изд-во ФГБУ «Институт Карпинского», 2026. С. 54–56

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СЕКВЕНСЫ ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА

С.Б. Шишлов¹, М.М. Михненко², К.А. Дубкова¹, С.А. Дьякова², Н.Д. Сергеева²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
e-mail: sshishlov@mail.ru

²Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
e-mail: riphey@ufaras.ru

В 2025 и 2026 годах проведено седиментологическое доизучение обнажений венда вдоль дороги Макарово–Кулгунино, в окрестностях деревни Толпарово, села Габдюково и города Усть-Катав, которое опиралось на результаты исследований этих разрезов выполненных ранее [Келлер и др., 1984; Беккер, 1988; Козлов и др., 1995; Маслов и др., 2001; Гражданкин и др., 2011; Колесников и др., 2023; Пучков и др., 2014; Сергеева и др., 2019; Сергеева и др., 2021].

Применение методов фациального анализа [Шишлов, 2025; Irwin, 1965; Sedimentary..., 1986] позволило установить три литологических типа слоев, охарактеризованных специфическим комплексом первичных признаков, и дать их генетическую интерпретацию.

1. Тип ХА – аргиллиты алевроитистые и алевролиты глинистые с горизонтальной слоистостью, содержащие пирит и тонкодисперсное органическое вещество. Вероятно, они накапливались ниже базиса штормовых волн в низкодинамичных глубоководных обстановках зоны Х внешнего рампа.

2. Тип УВ – линзовидно-полосчатое чередование алевролитов глинистых и песчаников мелкозернистых. Характерны глауконит, знаки ряби и ихнофоссилии. Можно предполагать, что такие отложения со структурой hummocky cross-stratification формировались в области лоскутных песков (sheet sands) среднего рампа между базисами штормовых и нормальных волн в дистальной (переходной) части зоны У.

3. Тип УС – песчаники, от тонко- до грубозернистых, гравелиты и конгломераты с волнистой и косой разнонаправленной слоистостью. Присутствуют экстра- и интракластовые гравий и гальки, глауконит, знаки ряби, следы жизнедеятельности бентоса. По-видимому, это осадки пляжей и отмелей, накапливавшиеся выше базиса нормальных волн в прибрежной динамичной части зоны У внутреннего рампа.

Анализ вертикальных последовательностей литологических типов слоев, в изученных разрезах, выполненный с применением основного фациального закона Вальтера, а также использование концептуальной модели обстановок осадконакопления в эпиконтинентальных бассейнах с терригенной седиментацией [Шишлов, 2025], позволяют заключить, что в рассматриваемом секторе вендского моря от уреза воды к центру палеобассейна накапливались пески пляжей и отмелей, лоскутные пески и глубоководные илы. Применение такой реконструкции при секвентной интерпретации разрезов [Posamentier et.al., 1999] приводит к выводу о том, что рассматриваемый стратиграфический интервал сформировался в течение трех трансгрессивно-регрессивных циклов колебания уровня моря II порядка продолжительностью 10–50 млн лет [The sedimentary..., 2003], результатом которых являются осадочные секвенсы (рис. 1).

Первый секвенс мощностью от 190 м (Усть-Катав) до 1300 м (Толпарово) со стратиграфическим несогласием залегает на породах рифея. Он объединяет бакеевскую свиту нижнего венда, или её возрастные аналоги толпаровскую, суировскую свиты в районе Толпарово [Келлер и др., 1984], и урюкскую свиту верхнего венда. Трансгрессивный системный тракт (TST) мощностью от 40 до 390 м формировался в первой половине бакеевского времени. Его приподошвенную часть образуют песчаники трансгрессивного лага, накопившиеся в обстановках пляжей при затоплении суши. Состав перекрывающих отложений отражает постепенную смену условий осадконакопления внутреннего, среднего и внешнего рампа при подъёме уровня моря. Сверху TST ограничивает поверхность максимального затопления (MFS), расположенная в средней части бакеевской свиты. На ней залегает системный тракт высокого стояния (HST) мощностью 150–910 м, объединяющий верхнюю часть бакеевской и урюкскую свиты. Верхней границей HST является трансгрессивная поверхность (TS), которая совпадает с подошвой басинской свиты (см. рис. 1).

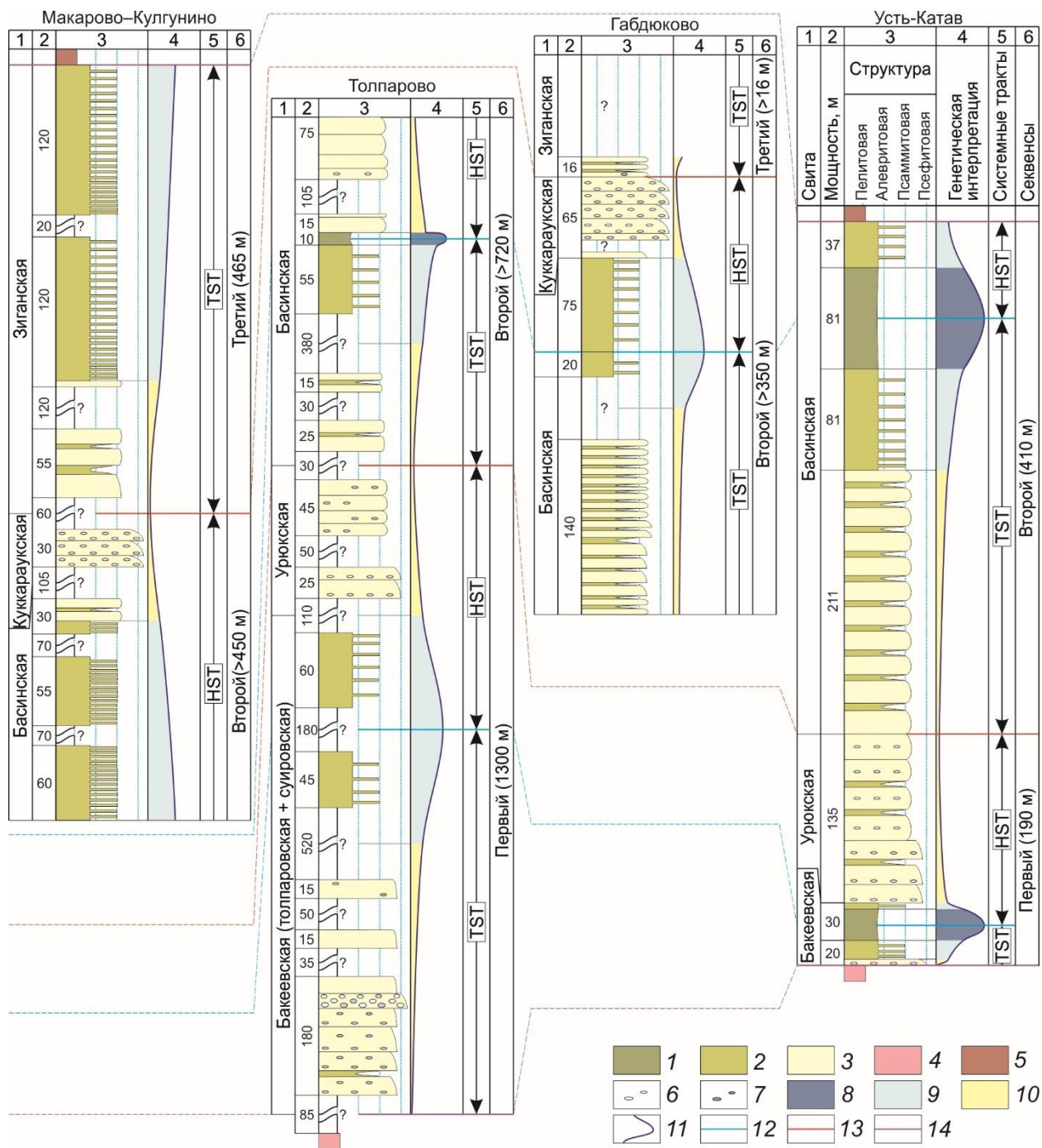


Рисунок 1. Корреляция разрезов венда Южного Урала. 1–3 – породы венда: 1 – аргиллиты и алевролиты (тип ХА), 2 – чередование алевролитов и песчаников (тип УВ), 3 – песчаники, гравелиты, конгломераты (тип УС); 4 – породы рифея; 5 – породы девона; 6, 7 – гравий и гальки: 6 – кварца, полевых шпатов, гранитоидов (экстракласты); 7 – глинисто-алевритовых пород (интракласты); 8–10 – обстановки накопления: 8 – глубоководных илов внешнего рампа, 9 – лоскутных песков среднего рампа, 10 – галечников, гравийников, песков пляжей и отмелей внутреннего рампа; 11 – кривая колебаний уровня моря; 12 – поверхность максимального затопления (MFS); 13 – трансгрессивная поверхность (TS); 14 – стратиграфическое несогласие

Второй секвенс согласно залегает на TS и соответствует басинской и куккараукской свитам верхнего венда. Его мощность увеличивается от 410 м на северо-востоке (Усть-

Катав) до >720 м на юго-западе (Толпарово). TST (330–910 м) накапливался в басинское время при постепенной трансгрессивной смене обстановок накопления песков пляжей и отмелей внутреннего рампа лоскутными песками среднего рампа и глубоководными илами внешнего рампа. Сверху TST ограничивает MFS, расположенная в верхней части басинской свиты. HST (80–>200 м) формировался при смене глубоководных илов лоскутными песками, на которых регрессивно залегают песчаники, гравелиты и конгломераты куккараукской свиты, накопившиеся в обстановках пляжей. Верхней границей секвенса является TS (см. рис. 1). В разрезе Усть-Катав куккараукская свита, вероятно, размыта и на лоскутных песках басинской свиты со стратиграфическим несогласием залегают породы девона.

Третий секвенс, согласно залегает на TS и соответствует зиганской свите верхнего венда, полный разрез которой мощностью 465 м представлен в обнажениях Макарово–Кулгунино. Свита является TST, сложенной песками пляжей и отмелей, которые постепенно сменяют лоскутные пески (см. рис. 1). На ней со стратиграфическим несогласием залегают породы девона. К северо-востоку эта эрозионная граница, по-видимому, постепенно мигрирует вниз, так что в разрезе Усть-Катав она является кровлей второго секвенса.

Предпринятое исследование позволило впервые обосновать стратиграфический объем и показать особенности строения трех вендских секвенсов Южного Урала. Можно предположить, что они являются результатом трех трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации II порядка, которые обычно связывают с глобальными эвстатическими колебаниями уровня моря [The sedimentary..., 2003]. Если это так, то установленные стратоны могут быть использованы в качестве дополнительного критерия межрегиональной корреляции разрезов венда, вне зависимости от их вещественного состава (терригенного или карбонатного) и геотектонической позиции.

Исследования проведены в рамках госзаданий ИГ УФИЦ РАН, тема FMRS-2025-0016 (сбор и анализ первичных фактических данных) и ИГГД РАН, тема FMUW-2026-0007 (реконструкция обстановок осадконакопления и секвентная интерпретация разрезов).

Список литературы

1. Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал)//Изв. АН СССР, сер. Геологическая. №9. 1984. С. 119–124.
2. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра. 1988. 288 с.
3. Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Абрамова А.Н. Разрез «Устькатавский» // Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. Уфа: Изд-во ИГ УНЦ РАН, 1995. С. 141–162.
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) Том IV. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 103 с.
5. Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В., Котлинский горизонт на Южном Урале // Доклады Российской академии наук. 2011. Т.440. №2. С.201–206
6. Колесников А.В., Десяткин В.Д., Терехова В.А., Паньков В.Н., Маслов А.В. Древнейшие ископаемые следы жизнедеятельности в ассоциации с биотой эдиакарского типа из верхнего венда Южного Урала // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т.512. № 2. С. 281–288. DOI: 10.31857/S2686739723600856
7. Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Ратов А. А. Отложения нижнего венда на Южном Урале: Особенности состава и строения // Геологический сборник. 2014. № 11. С. 22–36.
8. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Ратов А.А., Краснобаев А.А., Козлова О.В. Ашинская серия венда: орогенный комплекс тиманид на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 3–34. DOI: 10.31084/2619-0087-2019-1-1.

9. Сергеева Н. Д., Солодова С. А., Ратов А. А. Зиганская свита ашинской серии венда на Южном Урале // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 46–57. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-4.
10. Шишлов С.Б. Общие закономерности циклогенеза в эпиконтинентальных бассейнах с терригенной седиментацией // Russ. Jour. of Earth Sci. 2025. T.25. DOI: 10.2205/2025es001041.
11. Irwin M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1965. No 49. P. 445–459.
12. Posamentier H.W, Allen G.P. Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999. 204 p. DOI: 10.2110/csp.99.07
13. Sedimentary Environments and Facies. Second Edition. Ed. Reading H.G. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo, Alto, Melbourne: Blackwell Scientific Publications. 1986.V.1. 615 p.
14. The sedimentary record of Sea-Level Change. Cambridge University Press, 2003. V.1. 288 p.

3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПАТИТА ИЗ ГРАНИТОИДОВ МАЗАРИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.Э. Баширов^{1,2}, А.В. Сначёв², А.Р. Ганеева^{1,2}, Д.Е. Савельев², Р.Р. Ишканова²

1 – Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа.

2 – Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа

e-mail: vladilen.bashirov2003@yandex.ru

Мазаринский гранитный массив расположен в северной части зоны Уралтау в полосе развития пород суванякского метаморфического комплекса, представленного преимущественно метаморфизованными осадочными породами – сланцами и кварцитами рифейского возраста. Большая часть гранитного массива сосредоточена в бассейне р. Мазара и имеет форму уплощенной вытянутой в северо-восточном направлении слегка пережатой в центре линзы размером 4×1 км. Непосредственным продолжением его по простиранию на север является Барангуловский габбро-гранитный массив, который в пределах зоны Уралтау является наиболее крупным, как по занимаемой им площади, так и по количеству и масштабу магматических тел [Бажин и др., 2015].

В рассматриваемых массивах выделяются барангуловский гранит-лейкогранитовый (γ IRF_{3b}) и верхнемазаринский габбро-долеритовый (ν RF_{3vm}) магматические комплексы. К первому, отнесены тела преимущественно средне-крупнозернистых порфировидных гранитоидов, слагающих часть Барангуловского массива, а также главное тело Мазаринского массива. Породы второго слагают основной объём Барангуловского массива и ряд мелких тел поблизости от Мазаринской гранитоидной интрузии [Мосейчук и др., 2010]. Особенностью Мазаринского гранитного массива является его однородный гранитный состав и пространственная разобщённость с габброидными породами, которые расположены к западу от Мазаринского массива, образуя параллельную ему полосу дайковых тел размерами 50×500 м. Интрузивные породы комплексов образуют полосу северо-восточного простирания протяженностью около 25 км при ширине до 5 км.

Барангуловский габбро-гранитный и Мазаринский гранитный интрузивные массивы датируются как докембрийские (Барангуловский — $728 \pm 8 - 723 \pm 10$ млн. лет [Краснобаев и др., 2007]; Мазаринский — $746.6 \pm 24.3 - 709.1 \pm 5.2$ млн лет [Краснобаев и др., 2015]).

Петрографический состав гранитов Мазаринского массива характерен для типичных умереннощелочных гранитов: олигоклаз (плагиоклаз) – 30–40%, микроклин (КПШ) – 20–45%, кварц – 30–40%, слюды (мусковит, биотит, серицит) – 10–14%. Среди акцессорных минералов отмечаются: рутил – 1%, эпидот – 1%, апатит и минералы редкоземельных элементов. Граниты барангуловского комплекса принадлежат к анорогенному типу (А-тип), характерному для внутриплитных и рифтогенных обстановок [Бажин и др., 2015].

Электронно-микроскопические исследования гранитов проводились на сканирующем электронном микроскопе Tescan VEGA 4 Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 (Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Д.Е. Савельев). При анализе использовался встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями.

Зерна апатита наблюдаются в гранитах в виде включений в микроклине, мусковите и на границах чешуек биотита, что может указывать на их магматическую природу. Встречаются в виде преимущественно гипидиоморфных удлинённых призматических кристаллов длиной до 130 мкм, и шириной до 50 мкм (рис. 1а, б, в). Апатиты образуют огранённые столбчатые кристаллы шестигранно-призматического облика (рис. 1в, г).

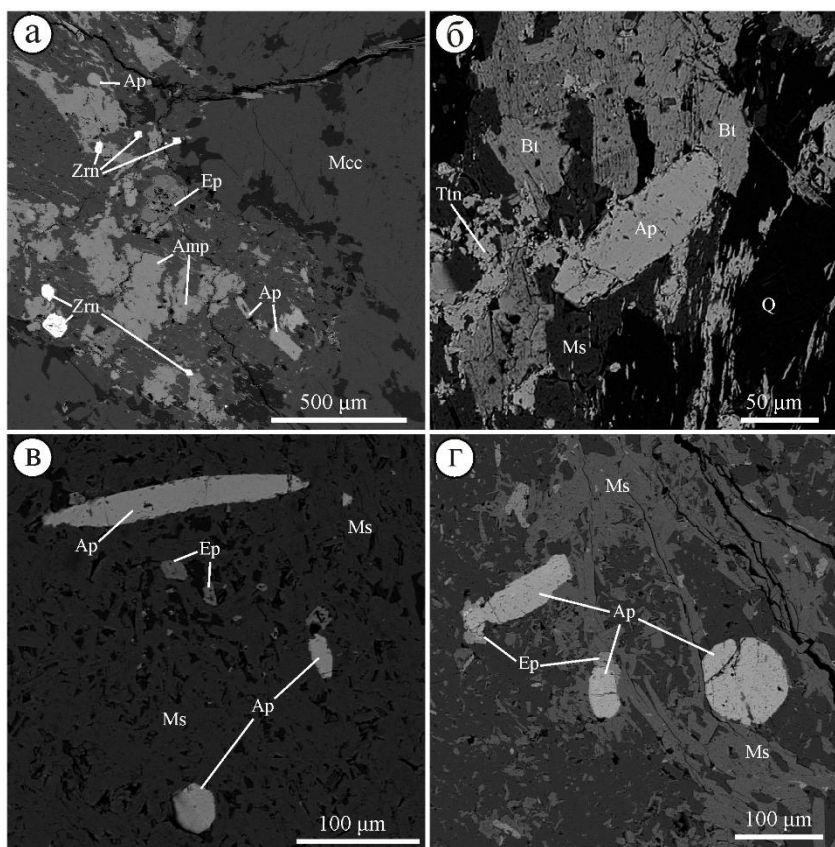


Рисунок. 1. Электронно-микроскопические изображения апатитов в гранитах Мазаринского массива.

На сканирующем электронном микроскопе были получены результаты химического состава апатитов. Исследуемые апатиты имеют содержания (мас. %): CaO – 52.66–56.93; P₂O₅ – 39.63–43.52; и относятся к фторапатитам (Ca₁₀(PO₄)₆F₂) [Pasero et al. 2010; Гилянская, Щербакова, 1975; Кнубовец, 1988]. Повышенные содержания F (4.01–5.56 мас. %), без выявленных значений Cl и OH в зернах (табл. 1), предположительно могут

указывать на ассоциацию гранитов с частичным плавлением материала ювенильной коры, на что так же указывает данная авторами в предыдущих работах геохимическая характеристика исследуемых гранитов [Баширов и др., 2026; Юдович, 2020]. Для фторапатитов характерен избыток галогенов относительно стехиометрии, что не является аналитическим артефактом прибора. [Boudreau, Kruger, 1990; Nijland et al., 1993]

Таблица. 1.
Химический состав наиболее типичных апатитов Мазаринского гранитного массива.

№	NaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MnO	FeO	F	Ca/P	Всего
1	0.00	0.00	0.55	41.81	54.92	0.00	0.00	4.00	1.66	99.60
2	0.00	0.17	0.42	42.23	55.30	0.00	0.21	4.78	1.66	101.10
3	0.00	0.00	0.44	41.78	55.34	0.23	0.00	4.77	1.68	100.55
4	0.00	0.00	0.39	42.46	55.31	0.00	0.00	5.56	1.65	101.38
5	0.13	0.00	0.34	42.46	55.52	0.31	0.19	4.20	1.65	101.38
6	0.00	0.00	0.47	40.72	53.31	0.00	0.00	4.08	1.66	96.86
7	0.00	0.00	0.43	41.10	53.84	0.00	0.00	4.19	1.66	97.80
8	0.15	0.00	0.63	40.44	53.44	0.00	0.00	4.35	1.67	97.18
9	0.00	0.00	0.18	41.35	54.51	0.00	0.00	4.50	1.67	98.65
10	0.17	0.12	0.48	41.58	53.92	0.00	0.17	4.40	1.64	98.99

Для апатитов Мазаринского массива характерны значительные примеси SiO₂ (0.11–0.17 мас. %), FeO (0.16–0.66 мас. %), MnO (0.14–0.36 мас. %) и в единичном зерне – Ce₂O₅ (0.27 мас. %) и Nd₂O₅ (0.39 мас. %). В исследуемых апатитах наблюдается соотношения Ca/P – 1.64–1.67 (среднее значение – 1.66) близкие к стехиометрическому соотношению идеальной химической формулы апатита (Ca/P – 1.67). Пониженные соотношения в интервале 1.64–1.66, свидетельствует о дефиците кальция в апатите, которые могут быть связаны с избытком галогенов (F + OH + Cl > 1).

Геологические работы осуществлены в рамках государственного задания FMRS-2025-0014 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа).

Список литературы

1. *Бажин Е.А., Сначев В.И., Сначев А.В., Рыкус М.В.* Геология, петрогеохимия и рудоносность гранитоидных массивов Башкирского мегантиклинория и зоны Уралтау. Петербург: Свое издательство, 2015. 208 с.
2. *Баширов В.Э., Рыкус М.В., Сначев А.В., Ганеева А.Р., Давлетшина Л.А.* Геология и петрогеохимия Мазаринского гранитного массива (Южный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов-2026. Стратегические элементы: минералого-геохимические и цифровые модели.* Научное издание. Миасс: ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН, 2026. С. 53–56.
3. *Гилинская Л.Г., Щербакова М.Я.* Изоморфные замещения и структурные нарушения в апатите по данным электронного парамагнитного резонанса // *Физика апатита.* Новосибирск: Наука, 1975. С. 7–63.
4. *Кнубовец Р.Г.* Кристаллохимия и свойства апатита. М.: НИИТЭХИМ, 1988. 41 с.
5. *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,* 2015. Т. 463. № 2. С. 206–212.
6. *Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г.* Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста барангуловского габбро-гранитного комплекса // *Доклады РАН.* 2007. Т. 416. № 2. С. 1–6.
7. *Мосейчук В.М., Яркова А.В., Шалагинов А. Э., Коллегов А.К., Кашина Л.В., Рябухина М.Ю., Сапельцева Ю.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе / Ред. В.Н. Пучков. Лист N-40-XVII (Тирлянский). Объяснительная записка, СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 337 с.

8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Состав апатита как универсальный индикатор геологических процессов. Новосибирск: Свиныин и сыновья. 2022. 140 с.
9. Boudreau A.E., Kruger F.J. Variation in the composition of apatite through the Merensky cyclic unit in the Western Bushveld Complex // *Econ. Geol.*, 1990. V. 85. P. 737–745.
10. Pasero M., Kampf A.R., Ferraris C., Pekov I.V., Rakovan J., White T.J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // *Europ. J. Miner.* V. 22. 2010. P. 163–179.
11. Nijland T.G., Jansen J.B.H., Maijer C. Halogen geochemistry of fluid during amphibolite-granulite metamorphism as indicated by apatite and hydrous silicates in basic rocks from the Bamble sector, South Norway // *Lithos.* 1993. V. 30. P. 167–189.

ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫЙ ГЕОТЕРМОМЕТР ДЛЯ ГРАНИТОИДОВ ЛАПЧАВОЖСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Ю. В. Денисова

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

Температура является одним из ключевых параметров, контролирующих плавление, кристаллизацию и дифференциацию магм, их взаимодействие с вмещающими породами. Надежные данные по термометрии позволяют реконструировать глубину становления интрузий, определить степень плавления корового субстрата, оценить роль флюидов и смоделировать тепловую эволюцию магматических очагов. Температурные данные, полученные по различным геотермометрам (полевошпатовым, биотитовым, цирконовым), служат основой для сопоставления магматических событий во времени и пространстве, что критически важно при региональных корреляциях и петрологических реконструкциях. Для гранитоидных пород разработан целый ряд минералогических геотермометров, среди которых наиболее распространены цирконовый (Ti-in-zircon, термометрия насыщения), биотитовый (Ti-in-biotite), гранат-биотитовый, амфибол-плаггиоклазовый и двуполевошпатовый [Денисова, 2026].

Двуполевошпатовый геотермометр позволяет оценивать температуру непосредственно по составу полевых шпатов (плаггиоклаза и калиевого полевого шпата), которые являются главными пороодообразующими минералами гранитов, слагая до 60–70% объема породы, что обеспечивает их широкую представленность в любых типах гранитоидов, включая лейкограниты и двуполевошпатовые разности, где биотит или циркон могут отсутствовать или быть второстепенными. Кроме того, этот вид термометра позволяет оценивать температуры кристаллизации в диапазоне, характерном для большинства гранитных магм (550–850°C), что делает его применимым для изучения как ранних высокотемпературных, так и поздних низкотемпературных фаций. Современные термодинамические калибровки учитывают влияние давления и состава твердых растворов, что повышает точность оценок до $\pm 20\text{--}30^\circ\text{C}$. Однако следует учитывать, что применение двуполевошпатового геотермометра требует подтверждения равновесности сосуществующих полевых шпатов. В медленно остывающих глубинных гранитах возможна посткристаллизационная перестройка твердых растворов, что может приводить к занижению температур, поэтому рекомендуется сопоставлять полученные данные с результатами по другим геотермометрам (например, цирконовому или биотитовому) [Brown et.al., 1981; Elkins et.al., 1990; Störmér, 1975].

Цель работы определить температуру образования гранитоидов Лапчавожского массива с помощью двуполевошпатового геотермометра.

Лапчавожский гранитоидный массив располагается на западном склоне Приполярного Урала, в пределах Центральноуральской мегазоны, в области водораздела рек Пелингичей и Лапчавож (рис. 1). Он представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении пластообразную интрузию длиной около 12 км и шириной до 6 км. Массив имеет многофазное строение и сложен тремя основными типами пород: гранодиоритами, кварцевыми диоритами и гранитами. Массив сложен преимущественно светлосерыми среднезернистыми гранодиоритами, массивными в южной части массива и сланцеватыми – в северной. Граниты (серые среднезернистые породы гранитовой структуры) являются наиболее поздней фазой внедрения, содержащие характерные акцессорные минералы (циркон, титанит, аланит, апатит, турмалин, монацит) и рудные минералы (пирротин, ильменит, галенит, халькопирит) [Махлаев, 1996; Пыстин и др., 2008; Соболева, 2004; Фишман и др., 1963].



Рисунок 1. Лапчавожский массив (Приполярный Урал): 1 – пуйвинская свита (RF_3); 2 – хобеинская (RF_3), мороинская (RF_3), саблегорская (RF_3-V) свиты нерасчлененные; 3 – нижнепалеозойские террегенно-карбонатные отложения; 4 – граниты кожимского (RF_3) и сальнеро-маньхамбавского (RF_3-V) комплексов нерасчлененные; 5 – гранодиориты сальнеро-маньхамбавского комплекса (RF_3-V); 6 – габбро-долериты хатамбинского компл. экс (RF_3-V); 7 – тектонические границы: а – шарьяжи и надвиги, б – взбросы и сбросы; 8 – элементы залегания плоскостных структур (крутопадающие дизъюнктивы)

Определение температурного диапазона образования гранитоидов Лапчавожского массива было выполнено с использованием двуполевошпатового геотермометра, калиброванного для кислых магматических систем [Benisek et.al., 2004], по данным А.А. Соболевой [Соболева, 2004].

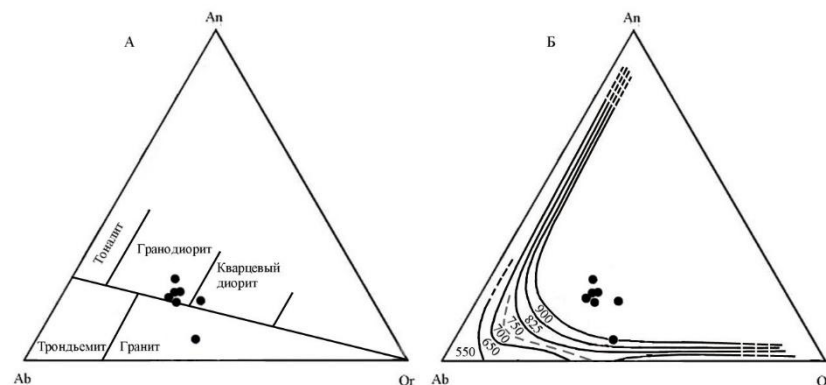


Рисунок 2. Петрографическая классификация и результаты двуполевошпатовой геотермометрии гранитоидов Лапчавожского массива.

А. Диаграмма Q-A-P. Б. График зависимости температуры от состава полевых шпатов

По данным нормативного пересчёта на диаграмме О'Коннора [O'Connor, 1965], часть проанализированных образцов, первоначально диагностированных как граниты, по фактическому химическому составу соответствует гранодиоритам и кварцевому диориту.

Единственный образец, классифицированный как гранит, характеризуется минимальной температурой кристаллизации среди всех изученных пород (900 °С), тогда как гранодиориты и кварцевые диориты, имеющие более основной состав, формировались при более высоких температурах (свыше 900 °С), что согласуется с представлениями о формировании гранитов на завершающей стадии гранитообразования в Лапчавожском массиве.

В результате петрохимического исследования гранитоидов Лапчавожского массива установлено, что наиболее ранними высокотемпературными фазами являются кварцевые диориты и гранодиориты ($T > 900$ °С), тогда как заключительная фаза представлена гранитами, кристаллизовавшимися при минимальной температуре (900 °С). Это соответствует модели магматической дифференциации, при которой по мере эволюции расплава происходит его обогащение кремнезёмом и щелочами с одновременным снижением температуры кристаллизации. Полученные температурные оценки, выполненные по двуполевошпатовому геотермометру, подтверждают многофазное строение Лапчавожского массива, ранее установленное по наличию автолитов в гранодиоритах [Дорохов и др., 2000].

Список литературы

1. Денисова Ю. В. Двуполевошпатовый геотермометр для гранитов Приполярного Урала // Материалы научной конференции «Тиманиды-протоуралиды Европейского Северо-Востока: стратиграфия, магматизм, геодинамика, металлогения», 2026. С. 19–21.
2. Дорохов Н. С., Соболева А. А. Автолиты в гранодиоритах Лапчавожского массива (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар. 2000. № 5. С. 42–44.
3. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
4. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25–38.
5. Соболева А. А. Вулканы и ассоциирующиеся с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 145 с.
6. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л.: АН СССР, 1963. 105 с.

7. Benisek A., Kroll H., Cemič L. New developments in two-feldspar thermometry // *American Mineralogist*. 2004. V. 89, No.10. P. 1496–1504. DOI: 10.2138/am-2004-1018
8. Brown W.L, Parsons I. Towards a more practical two-feldspar geothermometer // *Contr. Mineral. and Petrol*. 1981. No.76. P. 369–377. DOI: 10.1007/BF00371478.
9. O'Connor J. T. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios // *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*. 1965. V. 525B. P. B79–B84.
10. Elkins L. T., Grove T. L. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models // *American Mineralogist*. 1990. V. 75. P. 544–559.
11. Stormer J.C. Jr. A practical two-feldspar geothermometer // *American Mineralogist*. 1975. V. 60. P. 667–674.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕСТНЯКОВ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

С.В. Мичурин

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: s_michurin@mail.ru

Карбонатные породы в рифейском разрезе Башкирского мегантиклинория (БМА) составляют значительную часть в саткинской (суранской) свите нижнего рифея, в авзянской (кужинской) свите среднего рифея, а также в катавской, инзерской, миньярской и укской свитах верхнего рифея. В карбонатах авзянской свиты, которую часто называют рудоносной [Маслов и др., 2000], локализованы месторождения и рудопроявления различных полезных ископаемых: железа, полиметаллов, магнезита, анкерита, барита. В последнее время обосновывается термально-рассольное формирование рифейских Mg-Fe карбонатных руд, в том числе приуроченных к авзянской свите, с участием рассольного флюида эвапоритовой природы [Крупенин, 2025].

В известняках катавской свиты известны рудопроявления меди с источником из вмещающих отложений [Michurin et.al., 2024], накапливавшихся, возможно, в эвапоритовой обстановке. Кроме того, в рифейском разрезе БМА именно в карбонатах и авзянской и катавской свит фиксируются повышенные в несколько раз против кларка концентрации лития [Michurin et.al., 2025], что также может быть обусловлено в это время условиями седиментации, сходными с эвапоритовыми.

Эти факторы заставляют внимательно подходить к выяснению палеофациальных обстановок формирования рифейских карбонатных отложений БМА. Нами предпринята попытка выявить причины вариаций кристаллохимических характеристик кальцитов и их связь с условиями осадконакопления известняков в разновозрастных средне- и позднерифейских свитах [Мичурин и др., 2026]. Для изучения отобрано 27 образцов известняков из авзянской, катавской, инзерской и миньярской свит. Для минимизации влияния постседиментационных преобразований исследованы преимущественно микрозернистые/пелитоморфные известняки с незначительным количеством примесных минералов. Химический состав пород определен рентгенофлуоресцентным анализом (X-Calibur, Израиль) и на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Vega 4 Compact (Чехия) с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (Великобритания). Кристаллохимические характеристики кальцитов измерены на дифрактометре ДРОН-4 (Россия), аналитик Г.С. Ситдикова.

Геохимические особенности. Кальциты в известняках каташкинской подсвиты авзянской свиты из элементов-примесей по данным СЭМ содержат только Mg (в среднем 78.1 отн. %) и Fe (в среднем 21.9 отн. %), а Mn в них находится ниже предела обнаружения. Содержания MgO в кальцитах составляют (в мас. %) 0.36–1.08, в среднем 0.63, минал MgCO_3 – 0.75–2.26, в среднем 1.51. Концентрации FeO равны (в мас. %) 0.01–0.35, в среднем 0.18, минал FeCO_3 – 0.02–0.56, в среднем 0.29. Кальциты реветской подсвиты авзянской свиты демонстрируют сходную картину с наибольшим концентрированием в них Mg (в среднем 82.8 отн. %) относительно Fe и отсутствием Mn. Содержания в реветских кальцитах MgO составляют (в мас. %) 0.25–0.27, MgCO_3 – 0.52–0.56. Концентрации FeO в них равны (в мас. %) 0.01–0.06, в среднем 0.04, соответственно минал FeCO_3 – 0.02–0.10, в среднем 0.06.

В кальцитах катавской свиты помимо Mg (в среднем 65.0 отн. %) и Fe (в среднем 32.4 отн. %) в небольшом количестве присутствует Mn (в среднем 2.6 отн. %). Содержания в них перечисленных примесей составляет (в мас. %): MgO – 0.45–0.55, в среднем 0.50 (MgCO_3 – 0.94–1.15, в среднем 1.04), FeO – 0.14–0.21, в среднем 0.19 (FeCO_3 – 0.23–0.34, в среднем 0.31), MnO – 0.01–0.05, в среднем 0.01 (MnCO_3 – 0.02–0.08, в среднем 0.02).

Количество примесей MgO+FeO+MnO в кальцитах увеличивается в ряду: инзерская свита → миньярская свита → реветская подсвита авзянской свиты → катавская свита → каташкинская подсвита авзянской свиты. В известняках реветской, инзерской и миньярской свит основное количество в примесях кальцитов составляет MgO (92–100 отн. %).

Кристаллохимические особенности. Структурное состояние кальцитов, являющихся изоморфноёмкими минералами, во многом зависит от степени их насыщенности Mg, Fe, Mn и должно сопровождаться линейным изменением параметров элементарной ячейки по закону Вегарда [Кривоконева, 1985; Titschack et.al., 2011] (рис. 1). Параметры решетки и межплоскостные расстояния d_{104} кальцитов в зависимости от содержания в них невысоких концентраций изоморфных примесей ($\text{MnO}+\text{FeO}+\text{MgO} = 0\text{--}5$ мас. %) в твердых растворах $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$, $\text{CaCO}_3 - \text{FeCO}_3$, $\text{CaCO}_3 - \text{MnCO}_3$ изменяются примерно одинаково [Кривоконева, 1985]. В последнее время [Titschack et.al., 2011] выполнена калибровка для определения Mg в кальцитах рентгеновской дифракцией с помощью метода Ритвельда в диапазоне от 0 до 15.5 мол. % MgCO_3 , ($\text{MgO} = 0\text{--}7.4$ мас. %).

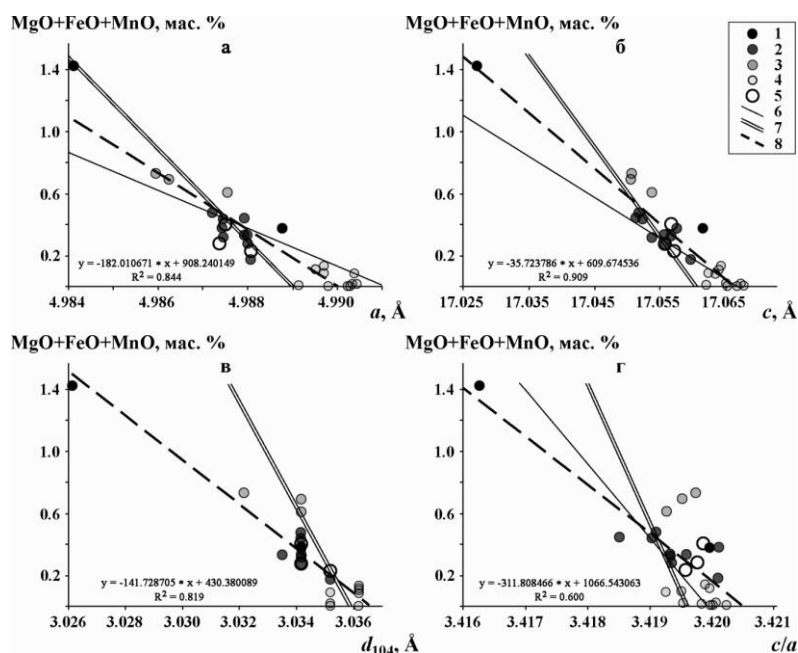


Рисунок 1. Изменение параметров решетки a , c , их отношения c/a и d_{104} кальцитов в зависимости от суммарного содержания в них примесей $MgO+FeO+MnO$, из авзянской, катавской, инзерской и миньярской свит БМА
1–2 – авзянская свита, подсвиты: 1 – катаскинская, 2 – реветская; 3 – катавская свита; 4 – инзерская свита; 5 – миньярская свита; 6–8 – тренды изменения кристаллохимических параметров кальцитов в зависимости от содержания в них элементов-примесей: 6 – MgO [10], 7 – суммы $MgO+FeO+MnO$ [1], 8 – суммы $MgO+FeO+MnO$ по авторским данным

Сравнительный анализ показывает, что тренды изменения кристаллохимических параметров кальцитов в зависимости от концентрации в них примесных элементов, полученные по нашим данным и ранее [Кривоконева, 1985; Titschack et.al., 2011], хорошо согласуются между собой (см. рис. 1). Это указывает на достоверность наших результатов, которые демонстрируют в известняках из различных средне- и верхнерифейских свит выраженную связь особенностей кристаллохимического строения кальцитов с присутствием в них главным образом Mg и в меньшей степени Fe . По количеству магния, кальциты из изученных свит относятся к низкомагнезиальным кальцитам, которые содержат обычно менее 4–5 мол. % $MgCO_3$ ($MgO < 1.9–2.4$ мас. %) и имеют межплоскостные расстояния d_{104} от 3.02 до 3.036 Å [Солотчина и др., 2012; Mackenzie et.al., 1983].

Осаждение карбонатов кальцит-доломитового ряда определяется целым рядом факторов: Mg/Ca отношением в воде, ее общей карбонатной щелочностью, соленостью, величиной pH , температурой и органической продуктивностью водоема, которые в конечном итоге зависят от климата [Солотчина и др., 2012; Deelman, 2011; Mackenzie et.al., 1983]. Количество Mg в структуре природных низкотемпературных Mg -кальцитов является важнейшим индикатором физических и химических условий среды их образования, а его источником обычно являются морские воды. Несмотря на то, что истинные твердые растворы Mg -кальцитов теоретически возможны в ограниченном интервале, в геологических условиях они довольно часто встречаются с содержанием более чем несколько мол. % $MgCO_3$, вплоть до 32–43 мол. % [Deelman, 2011; Mackenzie et.al., 1983]. Вместе с тем кальцит с высоким содержанием магния является нестабильной фазой и превращается в устойчивый низкомагнезиальный кальцит. Таким образом, можно предположить, что вариации низкого количества магния в кальцитах из известняков единой последовательности, в частности, от авзянской до миньярской свит, формировавшихся примерно в одинаковых прибрежно-морских условиях, отражают изменчивость исходных содержаний магния в бассейне осадконакопления. По результатам исследования можно допустить, что его содержание в морских водах авзянского и катавского времени было максимальным по сравнению с инзерской и миньярской эпохами. В первую очередь это может быть обусловлено близкими к эвапоритовым обстановками осадконакопления в авзянское и катавское время.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания № FMRS-2025-0017 ИГ УФИЦ РАН.

Список литературы

1. Кривоконева Г.К. Связь между рентгенографическими характеристиками, степенью совершенства и формой кристаллов кальцита // Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии: тезисы докладов. М.: Институт геохимии и аналитической химии, 1985. 252 с.
2. Крупенин М.Т. Магнезиально-железистые карбонатные руды в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (источники вещества, этапы и механизмы образования): автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 2025. 46 с.
3. Маслов А. В., Анфимов Л. В. Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерогения). Екатеринбург: Уро РАН. 2000. 132 с.

4. Мичурин С.В., Марданшина Р.Р. Минералогические и геохимические характеристики известняков среднего и верхнего рифея (Южный Урал) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2026. № 1. С. 58–72. DOI: 10.17308/geology/1609-0691/2026/1/58–72
5. Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Столповская В.Н., Склярова О.А., Ухова Н.Н. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее-Белое (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1756–1775.
6. Deelman J.C. Low-temperature formation of dolomite and magnesite. Open-access e-book, 2011. 512 p.
7. Mackenzie F. T., Bischoff W. D., Bishop F. C., Loijens M., Schoonmaker J., Wollast R. Magnesian calcites: low-temperature occurrence, solubility and solid-solution behavior / Ed. R.J. Reeder. Carbonates: mineralogy and chemistry // *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America. Chantilly, Virginia, U.S.A. 1983. V. 11. P. 97–144.
8. Michurin S.V., Kazbulatova G.M. Cu and Au Mineralization of the Tolparovo Ore Occurrence: Evidence for the Formation of Redbed Copper Occurrences in Neoproterozoic Deposits of the Southern Urals // *Minerals*. 2024. V. 14. No 2. 148. DOI: 10.3390/min14020148
9. Michurin S.V., Kazbulatova G.M., Biktimerova Z.R. Lithium Distribution in Proterozoic Sedimentary Rocks of the Southern Urals // *The Open Chemical Engineering Journal*. 2025. V. 19. e18741231434608. DOI: 10.2174/0118741231434608251024043309
10. Titschack J., Goetz-Neunhoeffer F., Neubauer J. Magnesium quantification in calcites $[(Ca,Mg)CO_3]$ by Rietveld-based XRD analysis: revisiting a well-established method // *American Mineralogist*. 2011. V. 96. P. 1028–1038. DOI: 10.2138/am.2011.3665 1028

СОВРЕМЕННОЕ КАРБОНАТНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ГОРОДСКОЙ СРЕДЕ (НА ПРИМЕРЕ ТРАВЕРТИНОВ ГОРОДА ТОМСКА)

М.Ш. Садиров¹, И.В. Вологодина¹, О.А. Назарова², А.С. Исроилов¹

¹Томский государственный университет, г. Томск

²Издательство «Идея-Пресс», г. Москва

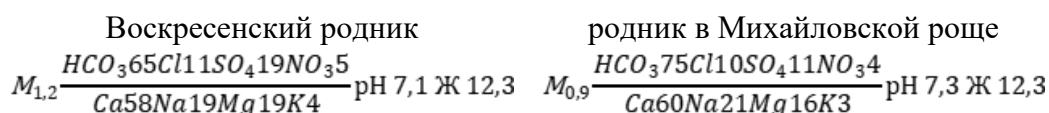
e-mail: sadirovmuhriddin02@gmail.com

Уникальный геологический процесс современного карбонатного минералообразования из подземных вод является редким явлением, особенно в условиях современного города. Томск, по праву называемый «городом родников», насчитывает более 1000 родников на своей территории, что делает его уникальной площадкой для изучения гидрогенного минералообразования. Томские родники, в которых образуются современные минеральные новообразования – травертины, ранее изучались А.Д. Назаровым, Е.М. Дутовой, Н.Г. Наливайко и многие др. [Назаров, 2002, 2004; Садиров и др., 2025]. Цель данной работы – выявление особенностей строения и состава травертинов на двух участках г. Томска.

Объектами исследования послужили травертины двух локаций г. Томска: Центральное травертиновое поле Воскресенского родника на ул. Обруб (образец №1) и Ключевской травертиновый каскад в Михайловской роще (образец №2). Оба объекта расположены в пределах городской черты. Водоток родника «Воскресенский» берет начало из каптажной трубы на отметке 64 м и по склону стекает к устью оврага (53 м), впадая в р. Ушайку, протяженность водотока составляет около 15–20 м [Назаров и др., 2026]. Ключевской каскад в Михайловской роще развивается по руслу склонового оврага длиной 284 м от истока на отметке 121 м до нижней части каскада на высоте 73 м, также с

последующим впадением в р. Ушайку. Нисходящее движение вод по склону способствует осаждению карбоната кальция и формированию травертиновых ступеней и чаш [Назаров и др., 2026]. Химический состав воды выполнен в проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии (ПНИЛ ГТХ) Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета (НИ ТПУ). Аналитические исследования выполнены с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования (НИ ТГУ). Химический состав травертинов определен методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) на спектрометре iCAP 7400 Duo. Минералы группы карбонатов определены методом ИК-спектроскопии. Микростроение и морфология кристаллов изучены с помощью сканирующей электронной микроскопии (РЭМ) TESCAN Mira III LMU с системой энергодисперсионного анализа AZTEC ADVANCED.

По составу воды изучаемых родников гидрокарбонатно-кальциевые, pH – 7.1–7.3, жесткость – 12.3 мг-экв/л. Первый характеризуется солоноватыми водами (минерализация – 1200 мг/л) с повышенным содержанием сульфатов (19 %) и нитратов (5 %), что указывает на техногенную нагрузку [Кузеванов и др., 2005]. Воды второго объекта пресные (минерализация – 982 мг/л), с доминированием HCO₃ (75 %) и Ca (60 %), что обусловлено естественным карбонатным равновесием. Формулы солевого состава родников представлены следующим образом:



По химическому составу образцы травертинов в целом схожи (табл. 1), но имеются отличия по ряду элементов. В первом образце отмечается большее содержание кремнезема (SiO₂) и глинозема (Al₂O₃), что связано с увеличением примеси терригенного материала в травертинах Воскресенского родника, расположенного на береговом склоне р. Ушайка.

Таблица 1

Химический состав травертинов в %, по результатам ИСП-АЭС

№ п р	SiO 2	Al ₂ O 3	Fe ₂ O ₃ 06 ш	Mn O	Mg O	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	TiO 2	P ₂ O 5	S	ПП П	Сумм а
№1	2.04	0.19	0.24	0.00 8	0.29	52.9	0.09	0.08	0.04	0.09	0.3 1	43.5	99.8
№2	0.90	0.10	0.22	0.00 4	0.19	54.5	0.04	0.04	0.02	0.08	0.1 9	43.4	99.7
Примечание: №1 – образец травертина Воскресенского родника на ул. Обруб; №2 – образец травертина из Михайловской рощи.													

Карбонатные минералы в обоих образцах представлены кальцитом, что подтверждается анализами ИК-спектроскопии: в образцах зафиксированы пики в области 712 см⁻¹ и 873 см⁻¹, что соответствует валентным колебаниям CO₃²⁻-групп в структуре кальцита. Пик в области 712 см⁻¹ относится к деформационным колебаниям (ν₄) карбонат-иона, а пик при 873 см⁻¹ – к внеплоскостным деформационным колебаниям (ν₂), что является диагностическими признаками именно кальцита [Коровкин, 2016]. На ИК-спектрах Воскресенского родника, кроме очень слабых полос кварца, присутствуют полосы в области 780 и 1098 см⁻¹, характерные для аморфного кремнезема, что связано с присутствием диатомовых водорослей [Каткова и др., 2019].

Образцы травертина Воскресенского родника сложены преимущественно аутигенными кристаллами кальцита с хорошо выраженными ромбоэдрическими формами

(рис. 1а). Кристаллы обладают четкими гранями, образуя плотные агрегаты. Поверхности граней относительно ровные, без следов значительной коррозии, что позволяет предполагать послойное нарастание в условиях стабильного гидрохимического режима. Отмечается незначительное количество растворенных участков, что может свидетельствовать о слабой постседиментационной переработке. Также встречаются растительные остатки, инкрустированные мелкозернистым кальцитом.

В отличие от них, образцы из Ключевского каскада в Михайловской роще характеризуются выраженной структурной неоднородностью. Здесь преобладают пластинчатые и ромбоэдрические кристаллы аутигенного кальцита, которые формируют агрегаты с развитой микропористостью (рис. 1б). На поверхности кристаллов отмечаются следы коррозии, а также агрегаты из микрозернистого кальцита, что указывает на процессы растворения и осаждения кальцита, осуществляющихся одновременно в матрице породы.

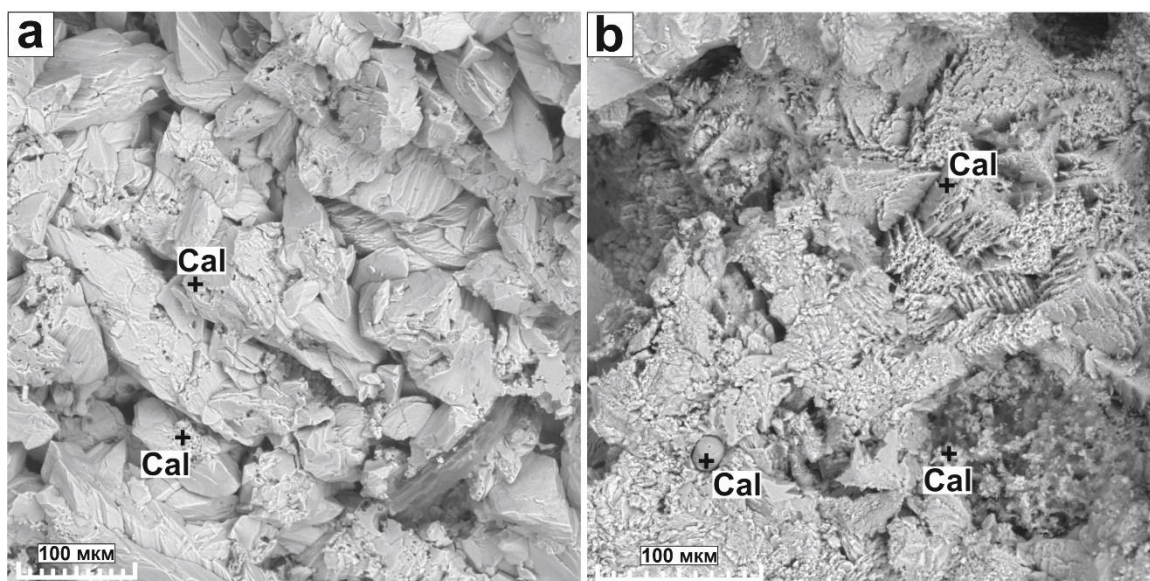


Рисунок 1. Микростроение и состав травертинов. Снимки РЭМ в режиме BSE.
Примечание: а – образец травертина Воскресенского родника на ул. Обруб; б – образец травертина из Михайловской рощи

В образце травертина Воскресенского родника (№1) обнаружены многочисленные панцири диатомей *Cymbella cymbiformis* и *Cymbella gracilis* (рис. 2а). Видовая принадлежность диатомей установлена по Атласу породообразующих организмов [Атлас, 1973]. Результаты РЭМ показывают, что изучаемые диатомовые водоросли имеют высокое содержание кремния. На поверхности субстрата четко фиксируются микробороздки и ямки (рис. 2б, отмечены стрелками), которые возможно интерпретировать как следы метаболической эрозии, вызванной жизнедеятельностью диатомей в зимний период. В это время, при прекращении водотока под снежным покровом, диатомеи способны растворять кальций из частиц травертина за счет своей метаболической активности [Sun et al., 2014]. Согласно литературным данным, метаболическая активность диатомей приводит к локальной эрозии карбонатной поверхности, однако продуцируемый ими внеклеточный полимерный матрикс (ВПМ), с одной стороны, защищает травертин от химического растворения, а с другой – служит шаблоном для осаждения новых карбонатных слоев в теплый сезон [Dupraz et al., 2009]. Таким образом, диатомеи выполняют двойственную роль в процессах травертинообразования: зимой они способствуют эрозии субстрата, а летом – его наращиванию.

Установлено, что бактерии, цианобактерии и микроводоросли участвуют как в растворении, так и в осаждении карбонатов, выступая в качестве активных геохимических

барьеров [Dupraz et al., 2009]. Особый интерес среди микроводорослей вызывают диатомовые водоросли (Bacillariophyta), которые благодаря наличию кремнеземного панциря и высокому метаболическому потенциалу способны влиять на карбонатный баланс водных экосистем [Kharitonenko et al., 2015].

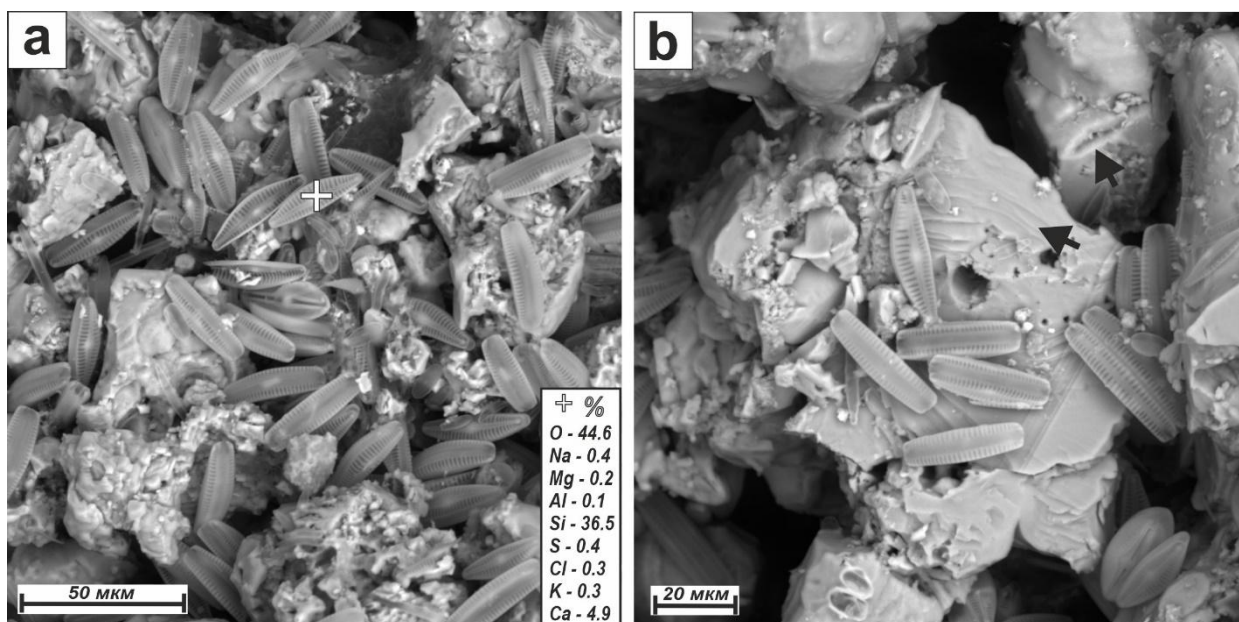


Рисунок 2. Строение и состав панцирей диатомей в образце травертина Воскресенского родника. Примечание: а – панцири диатомей в карбонатном субстрате; б – агрегаты кальцита с диатомовыми створками и следами метаболической активности (указаны стрелками). Снимки РЭМ в режиме BSE

Таким образом, травертины Воскресенского родника и Ключевского каскада формируются из гидрокарбонатно-кальциевых вод и характеризуются кальцитовым минеральным составом. Отмечается различие в содержании терригенной примеси, что связано с расположением Воскресенского родника на склоне, где происходит смыв обломочного материала и накопление его в травертиновом образовании. Также в травертинах Воскресенского родника выявлены диатомовые водоросли, оказывающие влияние на процессы карбонатообразования.

Полученные результаты расширяют представления о процессах современного травертинообразования в городских условиях юга Западной Сибири и могут служить основой для дальнейших гидрогеохимических и микробиологических исследований.

Список литературы

1. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремниевых) / сост. В. П. Маслов; [АН СССР. Комис. по осадочным породам при Отд-нии геологии, геофизики и геохимии. Геол. ин-т]. - Москва: Наука, 1973. 267 с.
2. Каткова, В. И. Особенности минерализации рдестов реки Вымь (Республика Коми) / В. И. Каткова, Т. П. Митюшева, Б. Ю. Тетерюк // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2019. № 1(37). С. 69–75. DOI 10.19110/1994-5655-2019-1-69-75.
3. Коровкин, М. В. Инфракрасная спектроскопия карбонатных пород и минералов / М. В. Коровкин, Л. Г. Ананьева. Томск: Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 2016. 96 с.
4. Кузеванов К.И., Наливайко Н.Г., Дутова Е.М., Покровский Д.С. Химический и микробиологический состав вод ручьев городской территории города Томска // Известия ТПУ, 2005. Т. 308. № 2. С. 48–54

5. Назаров А.Д. Родники г. Томска – распространение, состав, возможности использования и аквапаркового обустройства // Известия ТПУ. 2002. Т. 305. №8. С. 236–256.
6. Назаров А.Д., Вертман Е.Г. Изучение гидродинамического и гидрогеохимического режима родников г. Томска. Томск, 2004. 201 с.
7. Назаров А.Д., Назарова О.А., Филимонова С.В. Первичные характеристики каскада известкового туфа родника Ключевского Михайловской рощи г. Томска // Экология и управление природопользованием: сборник научных трудов IX Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, г. Томск, 28 ноября 2025 г.; под ред. А.М. Адама. Томск: Литературное бюро, 2026. 154 с. Вып.9. С. 81–86.
8. Назаров А.Д., Назарова О.А., Филимонова С.В. Первичные характеристики травертинов Воскресенского родника и Роговской ландшафтно-родниковой мини-зоны г. Томска // Экология и управление природопользованием: сборник научных трудов IX Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, г. Томск, 28 ноября 2025 г.; под ред. А.М. Адама. Томск: Литературное бюро, 2026. Вып.9. 154 с. С. 91–96
9. Садиров М.Ш., Вологодина И.В., Дутова Е.М., Асочакова Е.М., Тишин П.А., Туробов Э.Ш. Геохимические особенности подземных вод и вещественный состав травертинов Таловских чаш (Колывань-Томская складчатая зона, Западная Сибирь) // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 90–105.
10. Dupraz, C.; Reid, R.P.; Braissant, O.; Decho, A.W.; Norman, R.S.; Visscher, P.T. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats // Earth-Sci. Rev. 2009. V.96. P. 141–162.
11. Kharitonenko K.V., Bedoshvili Ye.D., Likhoshvay Ye.V. Changes in the micro- and nanostructure of siliceous valves in the diatom *Synedra acus* under the effect of colchicine treatment at different stages of the cell cycle // J. Struct. Res. 2015. V.190. P. 73–80.
12. Sun S, Dong F, Ehrlich H, et al. Metabolic influence of psychrophilic diatoms on travertines at the Huanglong Natural Scenic District of China. // Int J Environ Res Public Health. 2014. V.11(12). doi:10.3390/ijerph111213084

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РОССЫПИ АПУШ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.А. Сначёв^{1,2}, П.В. Казаков¹, А.В. Сначёв¹, А.Р. Ганеева^{1,2}

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

² Уфимский университет науки и технологий, Уфа

e-mail: Snachevva@gmail.com

Россыпь Апуш расположена на восточном склоне Южного Урала в пределах Главного Уральского разлома в зоне сочленения Магнитогорского и Уралтауского мегасинклинория и антиклинория, в 1 км к северо-западу от плотины Ильтибановского водохранилища. Геоморфологически россыпь располагается в правом борту реки Урал, в зоне Миндяжской межгорной депрессии, к которой приурочена Уразовская группа россыпей входящая в Учалинский россыпной район [Казаков, 2019]. Район, в котором располагается рассматриваемая россыпь, характеризуется низкогорным грядово-сопочным рельефом, расчлененным широкими долинами реки Урал и её притоков. Абсолютные отметки на местности колеблются от 460 м – в долинах и до 600 м – вершина ближайшей горы Тарлау.

Первоначальная разработка в зоне Уразовской группы россыпей началась с открытия Куру-Елгинской россыпи в 1848 году. По каталогу Меньшикова В.Г. за 1972 год, в дореволюционный период только на участке «Березовая Роща» добыто 2129 кг россыпного золота, а за весь период эксплуатации более 3.1 тонны. На правобережье р. Урал

отрабатывались небольшие россыпи, обрывочные сведения имеются только по россыпям Апуш, Муринской, Карашар, с общим количеством 521 кг добытого золота на три россыпи.

Россыпь Апуш плиоценового возраста аллювиально-делювиальная, террасового типа с прослеживаемой длиной в 800м, шириной от 50 до 230м и мощностью залегания от 3.5 до 9.5 м (средняя мощность 6.5м). Россыпь уже разрабатывалась ранее мускульным способом, прогнозные подсчеты остаточно-целиковой россыпи оцениваются в 500 тыс. м³ горной массы и 90 кг золота. Среднее содержание Au колеблется в пределах 86 до 90 мг/м³ [Сазонов, 2001]. Среди отложений плиоцена выделяют аллювиальные и аллювиально-делювиальные образования (aN₂³ - adN₂³). В плотике глинисто-щебенистые оталькованные серпентиниты и туфобрекчии (D₁₋₂). Строение рыхлых отложений россыпи Апуш в возрастном отношении литологически аналогично строению россыпи Тарлау. У обеих россыпей в основании плиоценового возраста залегают в останцовых формах желто-бурый валунно-галечниковый аллювий, местами золотоносный. Поисково-разведочная сеть должна соответствовать III-IV группе россыпей по сложности геологического строения [Сазонов, 2001].

Золото россыпи мелкое, слабо окатанное таблитчатой формы, редко встречаются более крупные комковидные золотины. Размерности золотинов составляют: от 6.6 мм до 8.8 мм (ширина) и от 32.8 мм до 46.6 мм (длина). Встречаются единичные золотины с срастаниями кварца и лимонита (рис. 1). В среднем (мас. %) Au в золотилах составляет от 70 до 98%, Ag от 2 до 28%. Пробность золота составляет 827–940 ‰. В составе золота отмечается примесь (мас. %) Cu 0.02–0.17 и Se 0.79–1.29 [Гатауллин и др., 2023]. Изучение золота россыпи Апуш показало, что оно морфологически и химически сходно с золотом Тарлауской и Муринской россыпей, входящих с ней в одну Тарлаускую группу россыпей. В большинстве золотинов (до 70%) присутствует примесь ртути, массовая доля которой составляет от 0.19 до 0.7%. Заражение ртутью характерно для большинства россыпных узлов Южного Урала и связано с методом амальгамации при доводке черного шлиха [Белан, 2005; Казаков, Салихов, 2006; Мустафин и др., 2017; Кутлиахметов, 2019].

В россыпи встречаются платиноиды, весовая доля которых относительно золота невелика – до 1 %. Среди минералов платиновой группы выделяют осмистый-иридий и осмистый-рутений с малыми примесями родия и железа. Содержание Os в сплавах колеблется в интервале 40–56%, Ir 7–38% и Ru 17–30%, в нескольких зёрнах обнаружена примесь Fe до 0.5% и Rh до 0.6%. Схожие по составу зерна платиноидов ранее были обнаружены в близлежащих россыпях Тарлау и Муринская [Баширов и др., 2023; Гатауллин и др., 2023]. Присутствие минералов платиновой группы в зоне россыпи Апуш и большинства россыпей Главного Уральского разлома связывается с широким развитием здесь габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса (vсO₁₋₂S).



Рисунок. 1. Оптические фотографии типовых золотинов россыпи Апуш.

Таким образом, изучение благородных металлов россыпи Апуш показало, что золото преимущественно мелкое, слабо окатанное таблитчатой формы высоко пробное (827–940‰). В среднем (мас. %) Au составляет от 70 до 98%, Ag от 2 до 28%. Основными источниками золота, предположительно, служили золото-сульфидные и золото-кварцевые объекты, широко распространенные в вулканогенно-осадочных комплексах Главного Уральского разлома. Дополнительным источником благородных металлов служат

рифейские метаморфические комплексы северного замыкания Уралтауского мегантиклинория. Присутствие в россыпи зерен МПГ, указывает на вероятный привнос вещества при дренировании офиолитов в зоне Главного Уральского разлома. Среди минералов платиновой группы преобладает осмистый-иридий и осмистый-рутений с малыми примесями родия. Содержание Os в зернах МПГ составляет от 40 до 56%, Ir 7–38% и Ru 17–30%.

Геологические работы осуществлены в рамках государственного задания FMRS-2025-0014 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа).

Список литературы

1. Баширов В.Э., Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. Включения в минералах платиновой группы золотоносной россыпи Мушинская (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сборник статей XI Всероссийской молодёжной конференции – Москва: Издательство «Перо». 2023. С. 86–88.
2. Белан Л.Н. Промышленное загрязнение ртутью в горнодобывающих районах Республики Башкортостан // Вестник Оренбургского государственного университета. №10–2 (48). 2005. С. 90–94.
3. Гатауллин Р.А., Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Баширов В.Э. Минералы платиновой группы из золотоносной россыпи Тарлау (Южный Урал) // Материалы VIII Всероссийской конференции с международным участием, «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». Новосибирск: ИПЦ НГУ. 2023. С. 52–53.
4. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото россыпное) часть 2. Уфа. Изд-во: Гилем. 2006. 287 с.
5. Казаков, П.В. Россыпи золота в погребенном карсте Миндякской межгорной депрессии (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. Т. 18, № 3. 2019.С. 267–275.
6. Кутлиахметов А.Н. Ртутное загрязнение ландшафтов горнорудными предприятиями Башкирского Зауралья: Научное издание. Уфа: Изд-во «Гилем». 2019. 131 с.
7. Мустафин С.К., Анисимова Г.С., Трифонов А.Н., Стручков К.К. Техногенное минеральное сырьё регионов недропользования: природа, состав и перспективы рационального использования // Наука и образование. №4. 2017. С. 7–16.
8. Сазонов В.Н. Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург. Изд-во УГГА. 2001. 622 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПИРИТЕ ИЗ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

К.Р. Хамитов^{1,2}, А.Ш. Кудакеев^{1,2}, А.М. Васильев¹, Ш.Р. Зайлямов¹

¹Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

²Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа

e-mail: andvas02@gmail.com

Проведено минералогическое исследование пяти представительных образцов золото-пиритовых руд северо-восточного участка гигантского месторождения Сухой Лог. Состав и морфологические особенности минералов изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа TescanVega Compact, оснащенного ЭДС-приставкой Xplorer 15 Oxford Instruments на. Для калибровки спектров использовался чистый кобальт. Обработка спектров велась в автоматическом и ручном режиме в программном пакете AzTec One с

использованием методики TrueQ. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 3.5–3.8 нА, диаметр пучка 1–3 мкм.

Месторождение Сухой Лог относится к объектам мирового класса с разведанными запасами золота около 2.8 тыс. т (доказанные и вероятные запасы золота 43.5 млн унций), средним содержанием 2.1 г/т. Оно расположено в Ленском золоторудном районе, в Бодайбинском прогибе Байкало-Патомского нагорья. Главной структурой, контролирующей размещение оруденения, является Сухоложская антиклиналь, представляющая собой линейную, сильно сжатую асимметричную складку, вытянутую в субширотном направлении и запрокинутую на юг. Продуктивными являются черносланцевые отложения верхней подсвиты хомолхинской свиты и нижней подсвиты имняхской свиты верхнего рифея. Породы подверглись региональному метаморфизму хлорит-серицитовый субфации зеленосланцевой фации. Месторождение разными авторами классифицируется как полигенное метаморфогенно-плутоногенное, связанное с процессами тектоно-магматической активизации, либо как орогенное [Юдовская и др., 2011].

Пирит является основным рудным минералом, образующим как крупные идиоморфные кристаллы (кубические размером 0.5–20 мм), так и мелкие (0.05–0.5 мм) идиоморфные, субидиоморфные и даже ксеноморфные зерна. Встречаются единичные кристаллы разного размера, образующие рассеянную вкрапленность в черносланцевой матрице, но чаще субпараллельные поверхностям напластования линзы, жилы и пропластки из сросшихся кристаллов пирита (рис. 1а). Зачастую крупные зерна пирита содержат минеральные включения, иногда очень обильные. Выявлено, что максимальная концентрация включений сосредоточена в центре зерен. Обнаружены следующие минералы во включениях в пирите (в порядке количественного убывания): кварц, пирротин, золото (электрум), монацит, галенит, апатит, мусковит, рутил, сфалерит, халькопирит, герсдорфит, пентландит, торит, циркон. Однако в разных образцах представительство минералов различно. Монацит (монацит-(Ce), реже монацит-(Nd)) представлен ксеноморфными выделениями, часто скелетными с обилием включений. Нередко монацит образует срастания с мусковитом, кварцем и др. минералами, формируя сложные по составу агрегаты внутри пирита (рис. 1б). Состав минерала представлен в табл. 1.

Таблица 1. Химический состав и формульные коэффициенты монацита из включений в пирите золоторудного месторождения Сухой Лог

Метка спектра	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	Ca O	Fe ₂ O ₃	SrO	Y ₂ O ₃	Ag ₂ O	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	ThO ₂	Всего
Спектр 4		0.79	28.7 4	0.7 2	0.1 8	1.96	0.4 5			12.03	27.03	3.56	15.47	3.44	1.42	3.67	99.46
Спектр 6		0.49	28.7 6	0.7 5	0.3 5	1.79	0.9 5			4.57	19.56	4.01	23.84	6.88	2.16	3.81	97.87
Спектр 25		0.36	29.9 6	0.6 4	0.1 9	1.65	0.6 7	0.78	0.93	11.54	33.49	4.05	14.51	1.46			100.2 3
Спектр 26		0.42	29.5 8	0.5 2	0.1 7	1.56	0.5 3		0.98	11.51	34.22	4.12	14	1.3			98.91
Спектр 54		0.65	29.4 3	0.2 7	0.4 5		0.2 5			14.51	26.68	2.99	13.92	4.14	2.09	4.44	99.82
Спектр 55		1.02	28.7 9	0.4 8	0.6 3	1.23				13.79	25.24	2.97	13.18	4.28	2.18	5.62	99.42
Спектр 56	0.15	0.58	29.5 1		0.9 9	0.63				15.6	26.46	2.85	11.95	2.87	1.82	6.45	99.85
Спектр 60		0.58	30.0 5	0.5 4	0.2 6		0.4 6		0.56	5.72	24.71	4.37	24.55	4.81	1.79		98.39

Спектр 63		0.76	29.3 1		1.1 5					15.35	26.38	2.79	11.58	2.48	1.74	8.2	99.74
Спектр 67		1.08	28.8 4	0.4 3	0.8 9	0.88				12.8	23.62	2.77	13.05	3.89	2.1	9.55	99.89
Спектр 70		0.94	29.1 8	0.1 9	0.6 4		0.5 5			14.37	25.36	2.98	13.32	4.12	1.98	7.26	100.8 7
Спектр 72		0.51	30.2 9		0.1 7					13.75	32.97	4.02	14.05	2.73	1.26	1.59	101.3 4
Спектр 74	0.28	0.68	29.9 5	0.1 8	0.2					19.81	34.33	2.83	8.95	0.79		1.4	99.38
Спектр 75	0.22	0.41	30.2 5		0.1 8		0.2 5		0.61	4.79	23.78	4.78	26.19	5.81	2.11		99.57
Формула																	
Спектр 4	Ce,La,Ca,Pr,Nd,Sm,Gd,Th,Fe) _{1.01} (P,S,Si) _{1.00} (O) ₄																
Спектр 6	(Nd,Sm,La,Pr,Th,Gd,Fe,Sr,Ca) _{0.99} (P,Si,S) _{1.01} (O) ₄																
Спектр 25	(Ce,Nd,La,Pr,Fe,Sm,Y,Ag,Sr,Ca) _{1.01} (P,Si,S) _{1.00} (O) ₄																
Спектр 26	(Ce,Nd,La,Pr,Fe,Sm,Ag,Sr,Ca) _{1.01} (P,Si,S) _{1.01} (O) ₄																
Спектр 54	(Ce,La,Nd,Th,Sm,Pr,Gd,Ca,Sr) _{0.98} (P,Si,S) _{1.01} (O) ₄																
Спектр 55	(La,Nd,Th,Sm,Pr,Gd) _{0.99} (P,Si,S) _{1.01} (O) ₄																
Спектр 56	(Ce,La,Nd,Th,Sm,Pr,Gd,Ca,Fe,Al) _{1.00} (P,Si) _{1.00} (O) ₄																
Спектр 60	(Nd,Ce,La,Sm,Pr,Gd,Ag,Sr,Ca) _{0.96} (P,Si,S) _{1.03} (O) ₄																
Спектр 63	(Ce,La,Nd,Th,Pr,Sm,Gd,Ca) _{0.99} (P,Si) _{1.01} (O) ₄																
Спектр 67	(Ce,Nd,La,Th,Sm,Pr,Gd,Ca,Fe) _{0.97} (P,S,Si) _{1.01} (O) ₄																
Спектр 70	(Ce,La,Nb,Th,Sm,Pr,Gd,Ca,Sr) _{0.99} (P,Si,S) _{1.01} (O) ₄																
Спектр 72	(Ce,Nb,La,Pr,Sm,Th,Gd,Ca) _{0.99} (P,Si) _{1.01} (O) ₄																
Спектр 74	(Ce,La,Nd,Pr,Th,Sm,Al,Ca) _{0.98} (P,Si,S) _{1.02} (O) ₄																
Спектр 75	(Nd,Ce,Sm,La,Pr,Gd,Ag,Sr,Ca) _{0.99} (P,Si) _{1.02} (O) ₄																

Сульфиды (пирротин, галенит, халькопирит, сфалерит, пентландит) и герсдорфит образуют довольно однотипные включения в пирите – мелкие (до 50–100 мкм и реже более) ксеноморфные выделения или угловатые зерна, которые часто образуют срастания друг с другом. Пирит наиболее распространен и имеет самые крупные зерна – до 300 мкм.

Самородное золото (пробность 726–851, средняя и высокая по шкале Петровской) чаще всего локализовано в трещинах кристаллов пирита в виде ксеноморфных выделений, иногда угловатых, размером 10–50 мкм и редко более (рис. 1в). Золотоносные трещины в пирите заполнены обычно кварцем. Встречаются мелкие округлые и пористые выделения золота.

Остальные минералы также представлены ксеноморфными выделениями, чаще амебовидными и реже округлыми. Мусковит, как и кварц встречается в виде прожилков толщиной до 100–200 мкм или более. Торит, рутил и циркон образуют включения, не превышающие 5–10 мкм в поперечнике. Апатит (фторапатит) крупнее – до 50 мкм, а кристаллы иногда близки по морфологии к типичным для апатита вытянутым призмам. Хлор не был обнаружен в апатите, присутствует примесь серы до 0.5 мас. % – вероятно собственная, а не только за счет наложения матрицы в анализе, поскольку в некоторых анализах апатита сера не идентифицирована.

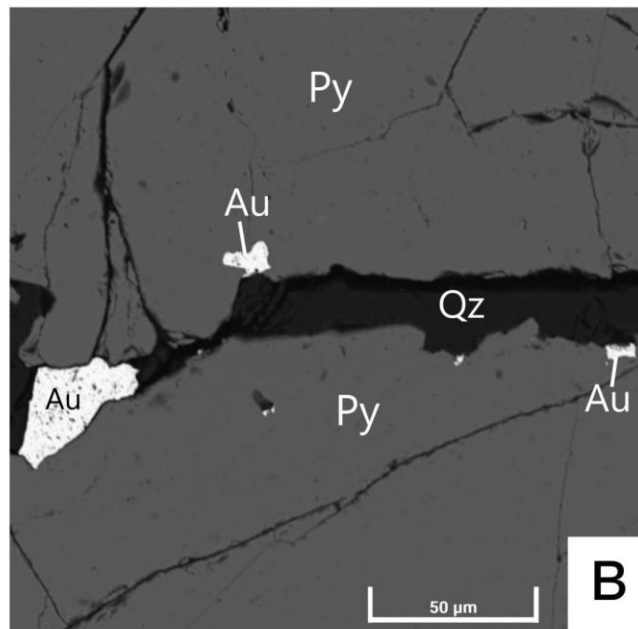
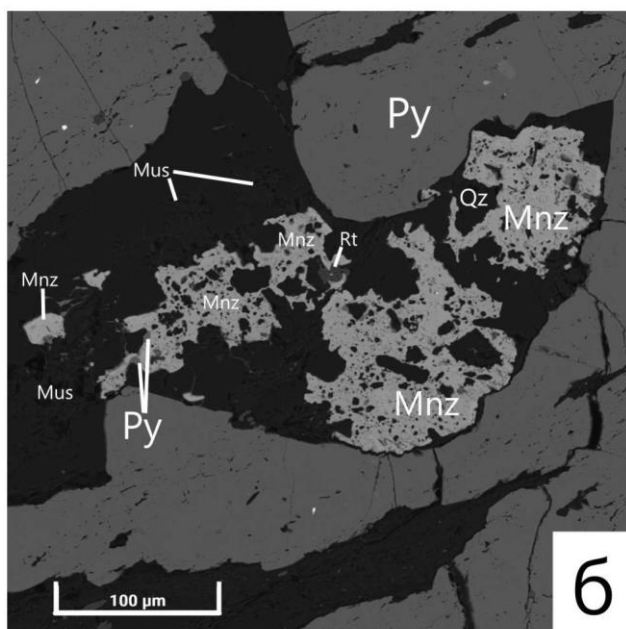


Рисунок 1. Образец типичной золото-сульфидной руды месторождений Сухой Лог (а) и BSE-изображения минеральных включений в пирите (б, в).

Длина штучного образца (а) 12 см

Зональность в распределении включений свидетельствует о том, что ядра пирита кристаллизовались при пике минералообразующего процесса, а края – на спаде, когда количество примесей во флюиде значительно уменьшилось. В распределении примесей, например, мышьяка в кристаллах (As до 0.67 мас. %), каких-либо закономерностей нами пока не выявлено. Согласно [Таусон и др., 2015] золотосульфидная рудная минерализация на месторождении Сухой Лог образовалась в условиях единой рудообразующей гидротермальной системы. В соответствии с полученными нами результатами мы соглашаемся с этим выводом.

В работе [Пшеничкин и др., 2018] по результатам изучения кристалломорфологии, термо-эдс и химического состава пирита сделан вывод о верхнерудном уровне эрозионного среза рудной зоны.

В работе [Юдовская и др., 2011] во вмещающих породах и рудах месторождения Сухой Лог были выделены две генерации монацита (I и II). Для них были получены возрастные определения (U-Pb, SHRIMP): 650 ± 8.1 млн. лет для первой и 437 ± 15 млн. лет для второй генерации. Возраст золоторудного процесса был оценен в диапазоне 450–440 млн лет. В качестве источника золота предполагается скрытый гранитный плутон, сформированный в каледонскую эпоху.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № № FMRS-2025-0015.

Список литературы

1. Пшеничкин А.Я., Гаврилов Р.Ю. Пириты западного фланга Сухоложского золоторудного поля (Ленский рудный район) // Известия ТПУ. 2018. №5. С 135–143.
2. Таусон В.Л., Акимов В.В., Липко С.В., Спиридонов А.М., Будяк А.Е., Белозерова О.Ю., Смагунов Н.В. Типоморфизм пирита месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т.56. № 10. С. 1773–1796.
3. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов В.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т.53. № 1. С. 32–64.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ СО СТРУКТУРАМИ РАСПАДА ТВЕРДОГО РАСТВОРА ИЗ ХРОМИТИТОВ МАССИВА СЫУМ-КЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А.Н. Юричев, Е.В. Корбовяк

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

Хромшпинелиды при высоких температурах обладают чрезвычайно широким, а в некоторых случаях, неограниченным изоморфизмом между двух-, трех-, и четырехвалентными катионами: Fe–Mg–Mn–Al–Cr–Fe³⁺–Ti. Этим обстоятельством определяется сложная номенклатура и классификация минералов этой группы, все еще далекие от совершенства. Естественно, предположить, что при снижении температуры структура этих минералов должна испытывать серьезную перестройку, связанную с распадом твердых растворов (РТР). Действительно, такие распады имеют очень широкое распространение в природных и искусственных титаномagnetитах, а условия проявления распада и составы фаз хорошо изучены и описаны в литературе. Напротив, минералы из

группы хромшпинелей, обладая практически неограниченным изоморфизмом, при низких температурах сохраняют структуру, а явления распада в них чрезвычайно редки.

Одним из таких редких примеров является, обнаруженный авторами в хромититах рудопрооявления Пэлянг-3 массива Сыум-Кеу на Полярном Урале, распад твердого раствора хромшпинелида на две фазы: высокоглиноземистую, соответствующую, согласно современной классификации [Bosi et al., 2019], хромистой шпинели и высокожелезистую – хромтитаномagnetитовую (рис. 1).

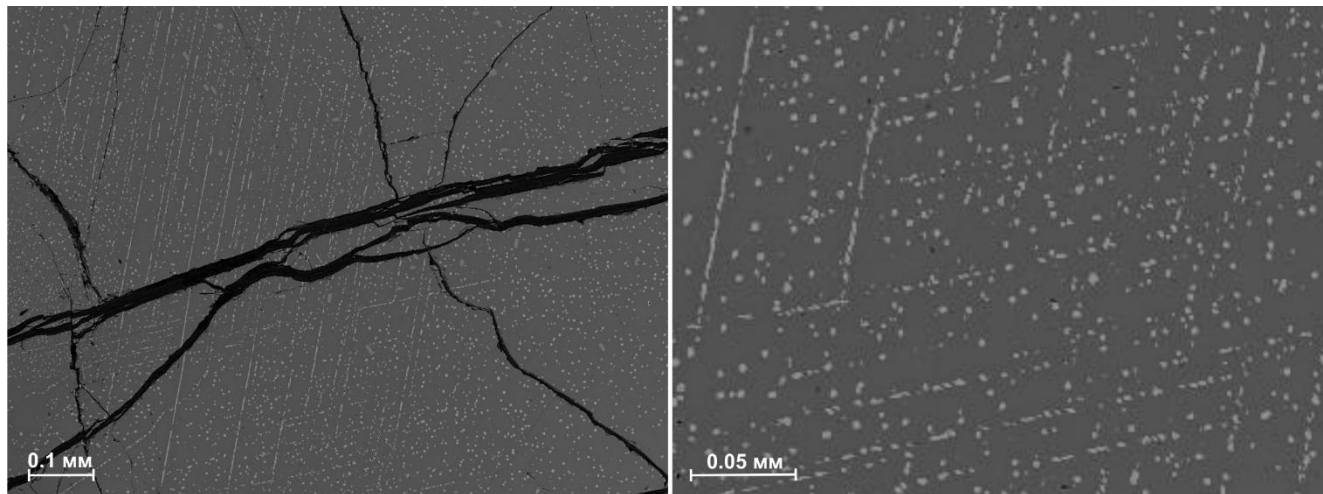


Рисунок 1. Микрофотографии структуры распада твердого раствора в рудном хромшпинелиде из высокоглиноземистых хромититов рудопрооявления Пэлянг-3: упорядоченные субмикронные включения хроммагнетита (светло-серое) в хромистой шпинели (темно-серое) (в режиме обратно-рассеянных электронов)

Ультрамафитовый массив Сыум-Кеу замыкает на севере цепь офиолитовых массивов Полярного Урала [Юричев и др., 2026], для которых РТР хромшпинелидов описаны ранее вообще не были. Исследования показали, что распаду подвергаются только хромшпинелиды необычного состава. Они богаты титаном, железом и, самое главное – глиноземом, и характеризуются низкими содержаниями хрома.

Использование современного сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным анализатором UltimMax100 (Oxford Instruments) позволило более детально охарактеризовать морфологию фаз распада, их состав и объемные соотношения.

Отнесение авторами выявленных микровключений хроммагнетита в хромистой шпинели к структурам РТР объясняется:

- упорядоченным расположением субмикронных включений хроммагнетита и отсутствием их связи с трещинами или зонами деформации во вмещающей хромистой шпинели;

- повышенной титанистостью хроммагнетита (TiO_2 до 4.6 мас. %) и повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 до 34.6 мас. %) и железистостью (FeO_{tot} до 28 мас. %), при пониженном содержании хрома (Cr_2O_3 – 25.2–27.2 мас. %), вмещающей хромистой шпинели (табл. 1), что позволяет предположить наличие гипертонического состава исходного минерала. Хромшпинелиды, подверженные распаду, должны иметь аномальный состав: быть богатыми титаном, железом и глиноземом, при относительно низком содержании хрома. Такой состав создает предпосылки для неустойчивости твердого раствора (снижение растворимости компонентов в хромшпинелиде) при снижении температуры и его разделению на фазы с разным составом [Главатских и др., 2010];

Таблица 1

Химический состав хромшпинелидов, формирующих структуры РТР, мас. %

Образец	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	NiO	ZnO	V ₂ O ₃	Сумма
Хромистая шпинель										
ХТ-42-38	0.33	32.09	26.57	27.97	н.о.	11.54	0.25	н.о.	0.55	99.30
ХТ-42-43	0.32	33.60	26.66	26.10	н.о.	12.94	0.22	н.о.	0.63	100.47
ХТ-42-62	0.30	32.65	27.18	26.03	н.о.	12.09	0.24	н.о.	0.53	99.02
ХТ-42-67	0.29	33.39	26.48	25.24	н.о.	12.30	н.о.	0.18	0.50	98.38
ХТ-42-82	0.24	34.60	25.17	26.63	н.о.	12.79	н.о.	н.о.	0.57	100.01
ХТ-42-95	0.25	34.47	26.84	23.79	н.о.	14.33	0.22	0.22	0.48	100.60
Хромистый магнетит (хроммагнетит)										
ХТ-42-5	2.23	3.48	19.44	66.96	0.38	4.90	0.46	н.о.	1.65	99.49
ХТ-42-18	3.43	4.48	20.02	65.95	0.32	3.39	0.56	н.о.	1.60	99.76
ХТ-42-36	3.70	5.14	19.22	65.60	0.38	3.15	0.41	н.о.	1.52	99.10
ХТ-42-59	4.60	4.03	19.72	65.07	0.41	3.46	0.55	н.о.	1.63	99.47
ХТ-42-74	3.56	4.25	20.28	65.00	0.38	3.37	0.84	н.о.	1.54	99.21
ХТ-42-81	1.89	2.43	18.30	69.90	0.38	5.27	0.48	н.о.	1.23	99.87

- вероятно, имело место быстрое снижение температуры, что не позволило системе достичь полного равновесия и способствовало формированию субмикронных структур распада. В условиях более медленного остывания, очевидно, размеры доменов могли бы быть значительно больше [Зайцева, 2002].

Похожим примером такого распада в хромшпинелидах является Уктусский массив Среднего Урала, относящийся к комплексам Урало-Аляскинского типа, где также был зафиксирован распад на две фазы: высокоглиноземистую и высокожелезистую хромтитаномagnetитовую [Пушкарев, 2000; Главатских и др., 2010].

Список литературы

1. Главатских С.П., Галахова О.Л., Гуляева Т.Я., Замятин Д.А., Пушкарев Е.В. Хромшпинелиды со структурами распада твердого раствора из дунитов Уктусского массива на Среднем Урале – изучение методами растровой электронной микроскопии и рентгеноструктурного анализа // Минералы: строение, свойства, методы исследования: Материалы II Всерос. молодеж. науч. конф. Миасс. 2010. С. 137–138.
2. Зайцева Т.С. Минералого-геохимические особенности рудообразующих хромшпинелидов Имандровского расслоенного массива: Кольский полуостров. Автореф. Дисс. ... канд. г.-м.н. СПб.: С.-Петербург. гос. ун-т., 2002. 17 с.
3. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2000. 291 с.
4. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбояк Е.В. Минералы платиновой группы из хромититов южной части массива Сыум-Кеу (Полярный Урал): новые данные // Записки Российского минералогического общества. 2026. Ч. CLV. № 1. С. 3–38.
5. Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // Eur. J. Mineral. 2019. V.31. P. 183–192.

4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

ОПОЛЗНЕВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ГРУНТОВЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПРИ ПРОХОДКАХ АВТОМОБИЛЬНОЙ ТРАССЫ НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРСТАНА

А.Э. Королёв, С.А. Лившиц, Э.Р. Бариева

Казанский Государственный Энергетический Университет, г. Казань

e-mail: albert-korolev-kpfu@mail.ru

Инженерно-хозяйственная деятельность человека часто вызывает дестабилизацию грунтовых массивов, что проявляется в активизации разнообразных неблагоприятных геодинамических процессов [Латыпов и др., 2023]. Одним из негативных факторов осложняющих ведение строительных работ являются оползневые процессы. В последние годы при прокладке автомобильных дорог в пределах восточной окраины Приволжской возвышенности были зафиксированы сходы многочисленных оползней. Негативные геодинамические процессы проявились на склонах дорожных выемок трассы М-12 в местах ее пересечения с ослабленными зонами грунтовых массивов и погребенных неоплейстоценовых оврагов [Андреева и др., 2024; Королёв и др., 2024; Королёв и др., 2024]. Анализ инженерно-геологических условий площадок, подверженных оползневой деформациям, показал, что наиболее опасные участки приурочены к склонам купольных поднятий, прорезанных глубокими дорожными выемками трассы М-12.

Несмотря на кажущуюся монолитность массивов на склонах они разбиты многочисленными протяженными дизъюнктивными нарушениями в виде систем сбросов, осложненных грабенами (рис. 1). Максимальная концентрация разрывных нарушений приурочена к крыльям пологих антиклинальных и синклинальных складок, создавая здесь локальные зоны ослабления в толщах осадочных пород.



Рисунок 1. Фотография склона дорожной выемки, осложненного разрывными нарушениями

При закладках и террасировании дорожных выемок, приводящих к нарушениям условий естественного залегания осадочных слоев, на крыльях антиклинальных складок с течением времени формируются оползни. Полевые наблюдения показали, что границами оползневых тел служат тектонические трещины, глубоко уходящие в скальные массивы и прорезающие слои осадочных пород уржумского яруса на определенных гипсометрических уровнях в разрезах. Развитие оползней было растянуто по времени, сначала на верхних террасах формировались изогнутые полуокружные трещины отрыва, затем происходил срыв участка грунта. Грунтовая масса оказывала нагрузку на нижележащие террасы провоцируя дальнейшее развитие оползневого тела. Между сходом оползневых блоков верхнего и нижнего участков террасированных склонов проходил какой-то промежуток времени, то есть формирование оползневых тел происходило не одномоментно. Ложем оползня служил слой переувлажненной глины, залегающий в кровле водоносного мелкозернистого песчаника. Оползни бесструктурные, сложены обломками мергелей, доломитов и аргиллитоподобных глин вперемешку с рыхлым глинисто-песчаным материалом. В нижней подошвенной части оползневых тел отмечаются редкие крупные глыбы, представленные не развалившимися породами. В верхней части оползневых тел в скальном массиве образуются оползневые цирки, ограниченные со стороны выемки вертикальными стенками срыва высотой до 8.0 м. По способу смещения оползни является детрузивным, по положению поверхности скольжения инсеквентные, поскольку поверхность смещение пересекает все слои осадочных пород разного состава. Особенности строения оползня позволяют предположить, что процесс смещения грунтовых масс осуществлялся посредством сдвига блоков осадочных пород вдоль вогнутой криволинейной поверхности.



Рисунок 2. Фотография оползневого тела на склоне дорожной выемки у села Гребени

Анализ инженерно-геологических условия участков проявления оползневых деформаций позволил установить, что основными причинами, обуславливающими сходы оползней являются: 1) раздробленность грунтового массива тектоническими трещинами на оскольчатые отдельности и его рассечение на крупные обособленные блоки; 2) присутствие в разрезах слоев переувлажненных глин и водоносных песчаников; 3) высокая крутизна откосов дорожных выемок.

В целях обоснования степени устойчивости склонов дорожных выемок были проведены математические расчеты с определением граничных условий, при которых происходит активизация оползневого процесса. Расчеты проводились с привлечением технической программы GEO5, основанной на аналитических методах и методике конечных элементов (МКЭ). Для получения достоверных данных применялись различные методы расчетов: метод Sorma с оптимизацией; метод Spencer; метод Джанбу; методом Шахунянца. В основе всех методов положен принцип разделения массива на отсеки с расчетом их предельного равновесия [Королёв и др., 2025]. Полученные результаты показали, что борта дорожных выемок в определенных участках являются неустойчивыми. Требуют дополнительного выполаживания склонов до 30–35°.

Список литературы

1. Андреева А.В., Королёв А.Э., Королев Э.А. Геологические и гидрогеологические предпосылки схода оползня при проходке автомобильной трассы через погребенные овраги Приволжской возвышенности // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XXVIII

Международного молодежного симпозиума имени академика М.А. Усова, посвященного 125-летию со дня рождения академика Академии наук СССР, профессора К.И. Сатпаева и 130-летию со дня рождения члена-корреспондента Академии наук СССР, профессора Ф.Н. Шахова. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2024. Т.1. С. 138–139.

2. Королёв Э.А., Королёв А.Э., Бариева Э.Р., Лившиц С.А. Особенности строения грунтовых толщ неоплейстоценовых погребенных оврагов восточной части Приволжской возвышенности и их подверженность оползневым процессам // Успехи современного естествознания. 2024. №5. С. 104–109.

3. Королёв А.Э., Лившиц С.А., Бариева Э.Р., Королёв Э.А. Расчеты устойчивости склона дорожной выемки с использованием программного комплекса GEO 5 // Естественные и технические науки. 2025. №4. С. 157–160.

4. Королёв А.Э., Пиржанова Е.С., Королёв Э.А. Сложные оползни в стенках дорожной выемки на одном из участков федеральной автомобильной трассы по территории Татарстана // Геологи XXI века: Материалы XXIV Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов (Саратов, 5 апреля 2024 г.). Саратов: Издательство «Техно-Декор», 2024. С. 28–29.

5. Латыпов А.И., Гараева А.Н., Яббарова Е.Н., Усманов Р.М., Королёв А.Э. Природно-техногенные геодинамические процессы, активизированные при устройстве выемок грунта трассы М-12 на территории Приволжской возвышенности // Сергеевские чтения. Фундаментальные и прикладные вопросы инженерной геодинамики. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (30-31 марта 2023 г.). Москва: Издательство «Геоинфо», 2023. Вып.24. С. 104–108.

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ МАЛЫХ РЕК В ЗОНЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ (НА ПРИМЕРЕ СИБАЙСКОЙ И МЕДНОГОРСКОЙ ГЕОТЕХНОСИСТЕМ)

Д.В. Коршунова, А.Ю. Опекунов, В.В. Сомов

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
e-mail: st032937@student.spbu.ru*

Южный Урал является крупным горнопромышленным регионом и имеет длительную историю освоения недр, неразрывно связанную с многолетним загрязнением природных ландшафтов, расположенных вблизи мест разработки и обогащения полезных ископаемых. Наложение техногенных геохимических аномалий, связанных с добычей и переработкой руд, на естественные делает Южный Урал уникальным полигоном по изучению техногенной трансформации природной среды [Опекунов, Опекунова, 2013].

На территории региона широко распространены медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные месторождения. Для данного исследования были выбраны два крупных рудных узла вблизи городов Сибай (республика Башкортостан) и Медногорск (Оренбургская обл.). На территории Сибайской геотехносистемы находятся карьеры и отвалы Сибайского и Камаганского месторождений, промышленная зона Сибайского горно-обогатительного комбината, хвостохранилище. Разработка Сибайского и Камаганского месторождений на текущий момент не ведется после инцидента с возгоранием пиритовой залежи в борту Сибайского карьера, приведшего к его затоплению [Никонов, 2022]. Сибайская обогатительная фабрика (СОФ) после консервации в 2022 г. готовится к модернизации и работе на новом привозном сырье. Несмотря на отсутствие активной деятельности предприятия в последние годы, на территории фиксируется наличие нерекультивированных объектов накопленного вреда окружающей среде. [Гареев и др., 2023] В пределах Медногорской геотехносистемы расположены карьеры и отвалы

Блявинского (отработано в 1971 г.) и Яман-Касинского (отработано в начале 2000-х гг.) месторождений, а также промышленная зона Медногорского медно-серного комбината (ММСК). Комбинат успешно работает на привозном сырье, в основном Гайского ГОКа, однако карьеры и отвалы вблизи Медногорска, как отдельные геотехнические системы, находятся на регрессивной стадии техногенеза [Гуман и др., 2013].

Малые реки на этих территориях являются приемниками кислых карьерных стоков, подотвальных вод, сбросов с очистных сооружений. Донные отложения в силу своего состава и аккумуляционных свойств способны выступать в качестве индикаторов комплексной техногенной нагрузки на водоток [Янин, 2002]. В текущей работе изучены донные отложения рек Карагайлы и Худолаз на территории Сибайской геотехносистемы, рек Блявы, Херсонки, Курагана – на территории Медногорской геотехносистемы. Согласно классификации [Гареев, 2025], эти водотоки относятся к третьей категории, а именно к рекам, в различной степени измененным и трансформированным в результате влияния объектов горнодобывающей отрасли совместно с другими видами антропогенных нагрузок (чрезмерного выпаса скота).

Пробы донных отложений были отобраны в соответствии с ГОСТ 17.1.5.01-80 в ходе полевых работ в 2022–2025 гг. В качестве условно-фоновых объектов были выбраны озера Талкас и Култубан, расположенные вдали от прямого воздействия промышленности (в случае Сибайской геотехносистемы), фоновый ручей в с. Кидрясово (в случае Медногорской геотехносистемы) (рис. 1).

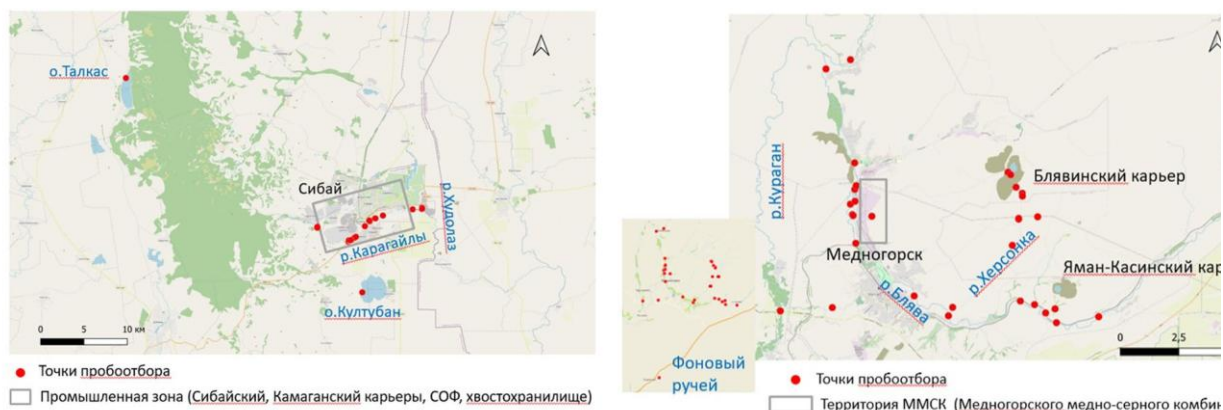


Рисунок 1. Карта-схема точек отбора проб

Цель исследования - изучить распределение содержания тяжелых металлов (ТМ) в донных осадках малых рек в зоне воздействия горнодобывающих предприятий, отметив различия и сходства двух геотехносистем.

Аналитическая часть исследования осуществлялась в ресурсном центре «Методы анализа состава вещества» Научного Парка СПбГУ (анализ ацетатно-аммонийных буферных вытяжек (pH=4,8), ICP-OES), а также в Центральной лаборатории Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (валовый химический состав донных отложений, ICP-MS). Для всех лабораторных работ использовалась фракция материала <1 мм.

При добыче цветных металлов типоморфными элементами загрязнения являются элементы халькофильной группы Cu, Zn, Cd, Pb, Sb, As и S, в меньшей степени сидерофилы Fe, Mn, Ni, Co, Cr [Гареев, 2025; Петрищев, Пономарева, 2024; Янин, 2020; Гуман и др., 2013]. По мере приближения к импактной зоне в речных донных отложениях максимально возрастают валовые содержания типоморфных металлов (табл. 1).

Таблица 1

**Кларки концентрации (Кк) основных металлов-загрязнителей в донных отложениях
малых рек Сибайской и Медногорской геотехносистем**

	Cu	Zn	Cd	Pb	Sb	Fe	Mn	Ni	Co
г. Сибай									
р. Карагайлы (n=9)	<u>166</u> 2.5-611	<u>81</u> 1.8-175	<u>89</u> 2.6-194	<u>1.7</u> 0.5-3.3	<u>4.2</u> 0.8-14	<u>1.5</u> 0.3-2.4	<u>1.7</u> 0.7-2.7	<u>0.8</u> 0.2-1.5	<u>3.0</u> 1.6-7.0
р. Худолаз (n=2)	<u>50</u> 7.4-93	<u>72</u> 10-135	<u>121</u> 19-223	<u>3.6</u> 1.1-6.1	<u>1.7</u> 1.1-2.3	<u>2.7</u> 1.0-4.4	<u>1.5</u> 1.2-1.8	<u>0.8</u> 0.7-1.0	<u>1.8</u> 1.5-2.2
Усл.-фон. (n=3)	<u>4.9</u> 2.1-6.3	<u>2.4</u> 1.1-3.0	<u>7.6</u> 2.3-11	<u>1.7</u> 0.9-2.3	<u>1.7</u> 1.3-2.0	<u>0.9</u> 0.8-1.1	<u>1.9</u> 1.7-2.1	<u>0.6</u> 0.6-0.7	<u>1.0</u> 0.9-1.2
г. Медногорск									
р. Блява (n=8)	<u>203</u> 1.8-656	<u>45</u> 4.5-98	<u>179</u> 11-501	<u>32</u> 1.0-97	<u>32</u> 1.0-94	<u>1.8</u> 1.0-3.3	<u>2.7</u> 1.3-3.6	<u>1.9</u> 1.4-3.4	<u>3.0</u> 1.9-4.1
р. Херсонка (n=2)	<u>518</u> 146-889	<u>52</u> 49-54	<u>152</u> 103-200	<u>2.5</u> 1.7-3.2	<u>2.3</u> 2.1-2.4	<u>1.0</u> 0.5-1.4	<u>4.9</u> 3.5-6.3	<u>2.0</u> 1.3-2.6	<u>12</u> 9.2-14
р. Кураган (n=2)	<u>93</u> 1.6-185	<u>31</u> 0.8-62	<u>169</u> 2.2-336	<u>4.8</u> 1.0-8.4	<u>4.8</u> 1.0-8.6	<u>1.5</u> 1.3-1.6	<u>4.9</u> 3.0-6.8	<u>4.3</u> 3.9-4.6	<u>4.9</u> 2.1-7.6
Усл.-фон. (n=1)	2.2	1.6	1.9	1.1	0.6	0.9	4.0	0.7	1.3

Примечание: в числителе – среднее, в знаменателе – диапазон значений. Кларки концентраций рассчитаны относительно среднего состава верхней части континентальной земной коры согласно данным [Касимов, Власов, 2015].

Таким образом, на большинстве фоновых объектов, а также в верхних створах рек (соответствуют минимальным значениям Кк в таблице) зафиксированы кларковые содержания (Кк = 0.3–2.4) металлов, в отдельных случаях значения отвечают первому уровню концентрации рудного комплекса (Кк = 2.4–10). В большинстве точек опробования вблизи территорий комбинатов и расположения отвалов вскрышных пород отмечен второй уровень концентрации металлов ($K_k = 10 \cdot n \cdot 10^2$), что может быть сравнимо с концентрацией этих элементов в руде [Янин, 2020]. Так, согласно [Дифференциация..., 2016], среднее содержание Cu, Zn, Pb в рудах месторождений уральского типа, к которому относятся изучаемые объекты, составляет 1.7, 2.1 и 0.1 мас.% соответственно. В донных отложениях в 2022–2024 гг. были зафиксированы схожие цифры: 1.6 мас.% Cu (среднее течение р. Карагайлы); 2.4 мас.% Cu (подотвальным ручей Блявинского карьера, питающий р. Херсонку); 1.7 мас.% Cu (низовья р. Блявы ниже импактной зоны ММСК); 1.3 мас.% Zn (русло р. Карагайлы вблизи отвалов Сибайского карьера); 0.2 мас.% Pb (рыжий ручей, впадающий в р. Блява вблизи территории ММСК).

Для оценки вовлечения металлов в круговорот и оценки их биодоступности традиционно используется анализ подвижных форм элементов в вытяжках ацетатно-аммонийным буферным раствором с pH=4.8. Полученные данные (n=87) показали, что на загрязненных участках водотоков содержание подвижных форм возрастает аналогично валовым концентрациям, достигая крайне высоких значений в импактной зоне и, в случае Cu, Zn, Cd составляя 50% и более от валового содержания металла в пробе (зафиксировано в реках Карагайлы и Херсонка вблизи отвалов и в подотвальных ручьях). Следует отметить, что многолетние измерения показали сильную изменчивость данного показателя в зависимости от погодных условий в период полевых работ.

Таким образом, несмотря на консервацию горнотехнических объектов в г. Сибай, водотоки обеих систем продолжают испытывать сильную техногенную нагрузку. В донных отложениях малых рек по мере приближения к зоне воздействия возрастают валовые содержания металлов (вплоть до рудных концентраций) и увеличивается их подвижность, тяжелые металлы со стоком мигрируют в водотоки более крупных порядков.

Список литературы

1. Гареев А.М. Гидролого-экологическая характеристика малых рек бассейна р. Урал (в пределах России) // Эрозия почв и русловые процессы. 2025. №1. С. 32–45.
2. Гареев А.М., Богдан Е.А., Гареев Э.А. Характеристики ухудшения экологических условий и заболеваемости населения в районах горнодобывающей отрасли (на примере Южного Зауралья) // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. 2023. Т.46. № 1(109). С. 47–57.
3. Гуман О.М., Колосницына О.А., Макаров А.Б., Антонова И.А. Геоэкологическая оценка природно-технологических систем на регрессивной стадии техногенеза (на примере месторождения Яман-Касы) // Вестник Оренбургского государственного университета. 2013. № 6 (155). С. 99–102.
4. Дифференциация токсичных элементов в условиях литогенеза и техногенеза колчеданных месторождений. В. В. Масленников, И. Ю. Мелекесцева, С. П. Масленникова и др. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2016. 368 с.
5. Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2015. № 2. С. 7–17.
6. Никонов В.Н. Самовозгорание серного колчедана в Сибайском карьере // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий, 2022. №14. С.134–137.
7. Опекунов А.Ю., Опекунова М.Ю. Геохимия техногенеза в районе разработки Сибайского медноколчеданного месторождения // Записки Горного института. 2013. Т.203. С.196–205.
8. Петрищев В.П., Пономарева Г.А. Морфогеохимическая дифференциация геосистемы Блявинского медноколчеданного месторождения // Проблемы региональной экологии, 2024. №1. С. 99–102.
9. Янин Е.П. Техногенные геохимические ассоциации в донных отложениях малых рек (состав, особенности, методы оценки). М.: ИМГРЭ, 2002. 52 с.
10. Янин Е.П. Экологические последствия разработки месторождений цветных и редких металлов. Аналитический обзор // Экол. экспертиза. Обз. инф. 2020. № 1. С. 2–82.

5. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ КОРРЕЛЯЦИОННОГО СПОСОБА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА НА МЕГРАДЗОРСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (АРМЕНИЯ)

К.А. Карапетян, А.З. Чилингарян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА

3115, г. Гюмри, ул. В.Саргсяна, 5, РА

e-mail: Kara.Karapetyan@gmail.com

Геофизические методы используются на всех стадиях геологоразведочного процесса, начиная с регионального (мелкомасштабного) геологического картирования и кончая эксплуатационной разведкой месторождений полезных ископаемых, а также при их

эксплуатации, при решении различных геологических, инженерно – геологических и чисто технических задач. При этом выбор рационального комплекса достаточно сложен и строго индивидуален, т.е. зависит от поставленной конкретной задачи с учетом пространственных и временных факторов. Из-за множественности этих факторов, определяющих выбор комплекса на современном этапе развития науки строгими аналитическими решениями, не может быть полностью и однозначно обоснован. Поэтому, при решении конкретной задачи широко используются вероятностно – статистические методы.

В практике статистической обработки результатов геофизических наблюдений метод главных компонент в основном применяется при обработке данных магниторазведки и гравиразведки [Девис, 1990; Никитин, 1986; Никитин, Петров, 2013; Carle, 1997; Kendall and Stuart, 1966; Troian, 2010]. Целью нашей работы является выявление и оценка возможностей метода при интерпретации результатов наблюдений электроразведочными методами [Карапетян, 2011; Карапетян, 2014].

Задача повышения информативности геофизических наблюдений методом главных компонент решена при обработке и интерпретации данных полевых наблюдений, полученных на Меградзорском золоторудном месторождении. Выбран Участок 1, где наблюдения проводились по одиннадцати профилям, ориентированным вкрест простирания “слепого” рудного тела. На месторождении оруденение представлено кварцевыми жилами, прожилками и линзами, заключенные зонами гидротермально измененных породах [Фонды ИГИС, 1993].

Из большого количества данных площадных наблюдений различными методами выбраны геофизические методы естественного электрического поля (ЕЭП), сопротивления (КЭП) и магниторазведки. Магниторазведка была предусмотрена для уточнения контактов пород. Измерялась вертикальная составляющая напряженности магнитного поля, которая характеризуется сравнительно низкими значениями ΔZ_a . Контакты пород сиенит – диоритов и диоритов по данным ΔZ_a выражаются нечетко. Одной из задач статистической обработки данных ΔZ было и решение этой неопределенности.

Данные наблюдений по методам КЭП и естественного электрического поля также нуждались в более надежной оценке и количественной интерпретации, так как аномалии по этим методам нечетко выражены.

С целью выделения слабых геофизических аномалий проведена обработка данных комплексных геофизических наблюдений корреляционным способом по методу главных компонент на Центральном участке (Участок 1) Меградзорского месторождения. Здесь, до проведения геофизических работ, геологическими методами разведки была выявлена зона сульфидной минерализации.

Для комплексной интерпретации геофизических данных статистическими методами в работе [Трофимова и др., 1975] предлагается разложение исходных полей по естественным ортогональным составляющим и последующая свертка совокупности в каждой точке в некоторый комплексный параметр S_k по формуле (1) $\sum x_{ij} h_i = S_k > T$, (1)

где x_{ij} - значение исходного поля, h_i - весовые коэффициенты, T - некоторый порог. Выбор порога T определяется заданием вероятности γ .

Для вероятности $\gamma = 95\%$ $T = 1.65$. Так как дисперсия величины S_k равна $\lambda_{\max}$, то для вероятности $T = 1,65 \sqrt{\lambda_{\max}}$, где $\lambda_{\max}$ – максимальное собственное значение корреляционной матрицы исходных полей X_{ij}

$$\begin{pmatrix} X_{11} & X_{12} & \dots & X_{1n} \\ X_{21} & X_{22} & \dots & X_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ X_{m1} & X_{m2} & \dots & X_{mn} \end{pmatrix}, \quad (2)$$

где $i = 1, \dots, m$ - число используемых геофизических методов,
 $j = 1, \dots, n$ - число пикетов по каждому методу [Никитин, 1986; Никитин, Петров, 2013].

Для вычисления комплексного параметра S_k был выбран комплекс из трех параметров: U (естественное электрическое поле), ρ_k (кажущееся электрическое сопротивление) и Z (магниторазведка). Были вычислены коэффициенты корреляции по этим трем методам.

Комплексный параметр вычислен как для исходных полей (S_k) по всему Центральному участку, так и для значений тех же полей после фильтрации по естественным ортогональным составляющим - (S_{kf}) [Трофимова и др., 1975].

Поскольку различные параметры измеряются в неодинаковых единицах, необходимо провести нормировку исходных данных. Порядок корреляционной матрицы A определяется количеством используемых параметров. В данном случае порядок корреляционной матрицы $A = 3$, поэтому вычислены три собственных значения - $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ и соответствующие им собственные векторы: h_{1k}, h_{2k}, h_{3k} .

По существу, значения собственных векторов h_{1k}, h_{2k} и h_{3k} определяют весовые множители для каждого параметра.

В работах [Девис, 1990; Никитин, 1986; Никитин, Петров, 2013; Kendall and Stuart, 1966] используется первое – максимальное собственное значение - λ_1 и соответствующий ему собственный вектор $h_{1k} = (h_{11}, h_{12}, h_{13})$, вычисляется параметр S_k для максимального собственного значения λ_1 .

Результаты оценок вклада собственных значений в общую дисперсию показали, что первое собственное значение иногда дает всего лишь 38,97% вклада и надо использовать кроме первого, вторые - λ_2 и третьи - λ_3 собственные значения и соответствующие им собственные векторы:

$$h_{2k} = (h_{21}, h_{22}, h_{23}); \quad h_{3k} = (h_{31}, h_{32}, h_{33}).$$

Как видно из таблицы 1, для максимального собственного значения λ_1 из трех компонент вектора h_{1k} самым весомым является $h_{13} = 0,809$, который определяет параметр Z (в комплексе Z третий метод при вычислении параметра S_k). Следовательно, при использовании значений S_k для первого собственного значения λ_1 самым весомым в комплексе оказывается параметр Z .

Таблица 1

Значения λ_i и h_{ik} параметра S_k для исходных данных наблюдаемых полей по профилю 7 Центрального участка Меградзорского месторождения

h_{ik}	h_{i1}	h_{i2}	h_{i3}
λ_i			
$\lambda_1 = 1543,3$	0,549	-0,210	0,809
$\lambda_2 = 493,6$	-0,109	0,993	0,028

$\lambda_3 = 470,2$	0,816	-0,072	-0,573
---------------------	-------	--------	--------

Для значений S_k при λ_2 и λ_3 весовыми оказались $h_{22} = 0,993$ и $h_{31} = 0,816$, которые соответствуют параметрам ρ_e и U (ЕЭП). Значения S_k , вычисленные для λ_2 и λ_3 несут характер кривых ρ_e и U (ЕЭП) соответственно.

Та же картина наблюдается в таблице 2 для параметра S_{kf} , полученные после фильтрации исходных данных наблюдаемых полей.

Таблица 2

Значения λ_i и h_{ik} параметра S_{kf} после фильтрации исходных данных наблюдаемых полей по профилю 7 Центрального участка Меградзорского месторождения.

$\lambda_i \backslash h_{ik}$	h_{i1}	h_{i2}	h_{i3}
$\lambda_1 = 2194,98$	0,025	0,039	0,998
$\lambda_2 = 37,99$	0,705	0,706	-0,066
$\lambda_3 = 35,82$	0,705	-0,709	0,009

По кривой $S_{kf}(\lambda_1)$ для фильтрованных значений исходных данных выделяется известная рудная зона, а по кривым $S_{kf}(\lambda_2)$ и $S_{kf}(\lambda_3)$ выделяются как известная рудная зона, так и предполагаемые зоны.

Исходя из характера изменения кривых $S_{kf}(\lambda_1)$, $S_{kf}(\lambda_2)$, $S_{kf}(\lambda_3)$ и по физическим свойствам пород данного участка, выделяется контакт пород вмещающих сред – агломератовые туфы и туффиты с сиенит – диоритами. Рассчитаны также значения $S_k(\lambda_1)$, $S_k(\lambda_2)$, $S_k(\lambda_3)$.

Результаты проведенных исследований показали, что при выявлении слабых аномалий более эффективными являются кривые $S_k(Z_{\Phi})$ (т.е. кривые $S_{kf}(\lambda_1)$); а также кривые $S_{kf}(\lambda_2)$ и $S_{kf}(\lambda_3)$ соответственно.

Отсюда можно сделать следующие выводы:

- Для выделения слабых геофизических аномалий необходимо проводить энергетическую фильтрацию исходных данных при расчетах комплексного параметра S_k .
- При доминирующем числе электроразведочных методов в комплексе надо вычислить параметр S_k для всех собственных значений корреляционной матрицы A исходных полей.

Список литературы

1. Девис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Книга 2. Москва, Недра, 1990, 427 с.
2. Карапетян К.А. Результаты одномерной энергетической фильтрации данных электроразведки. // Геоинформатика. 2011. № 3. С. 23–28.
3. Карапетян К.А., Чилингарян А.З. Статистические методы обработки данных наблюдений при сравнительной оценке возможностей геофизических методов. // Геофизика. 2014. № 4. С. 59–63
4. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М., Недра, 1986. 342 с.
5. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Москва, Изд. ВНИИГеосистем, 2013. 118 с.
6. Оценка перспективности флангов действующих рудных месторождений с использованием комплексных геолого-геофизических данных наземных и подземных наблюдений,

(на примере Меградзорского золоторудного месторождения). Науч.-техн. отчет, Фонды ИГИС, Гюмри, 1993. 78 с.

7. Трофимова Т.А., Никитин А.А., Тархов А.Г. Энергетический фильтр для выделения геофизических аномалий // Прикладная геофизика. 1975. № 79. С. 142–149.
8. Carle S.F. Integration of Geological Interpretation into Geostatistical simulation. // Proc. IAMG' 97. 3-rd Annu. Conf. Int. Assoc. Math. Geol. 1997. P. 711–716.
9. Kendall, M.G. and Stuart A., The Advanced Theory of Statistics. Hafner Publishing Company, New York, 1966. V.1–3. 552 p.
10. Troian V. N., Kiselev Iu. V. Statistical methods of geophysical data processing. 2010. 454 p.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО В ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ ИЗ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ (БОДАЙБИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

А.В. Чумаков, О.В. Аликин, В.Н. Рудашевский
ООО «ЦНТ Инструментс», г. Санкт-Петербург
e-mail: tchumakov.a.v@yandex.ru

Месторождения золота в метаморфических террейнах в современной литературе принято называть орогенными из-за их формирования на поздних стадиях регионального орогенеза [Groves et al., 1998]. На территории России такой тип месторождений встречается на Урале [Сазонов и др, 2011] и в Сибири, в частности на Енисейском кряже (например, Олимпиадинское) и в Бодайбинском рудном районе. Необходимо отметить, что в пределах Бодайбинского рудного района сосредоточена целая группа золоторудных объектов, однако значительная часть ресурсов золота приурочена к его сверхкрупному месторождению - Сухой Лог (>1500 т Au) и крупному Вернинскому [Николаева и др., 2023] (328.3 т Au - общие запасы, утвержденные ФБУ ГКЗ Роснедра в 2015 г.) [Мартыненко и др., 2017]. Золото-сульфидные руды этих месторождений обладают как общими признаками, так и индивидуальными особенностями (гранулометрическая характеристика, формы нахождения золота), оказывающими существенное влияние на выбор технологии их переработки [Изоитко, 1997; Архипов, 2011]. Наибольшую сложность представляют руды, в которых золото в значительной степени связано с арсенопиритом [Гордеев и др., 2022].

Подготовка представительной пробы золото-сульфидных руд из углеродистых сланцев Бодайбинского рудного района массой 20 кг проводилась с использованием электроимпульсной дезинтеграции (ЭИД), основанной на воздействии на нее высоковольтными разрядами (>250кВ) в воде, что способствует разделению материала пробы по границам фаз в минеральных агрегатах, минимизируя при этом переизмельчение [Юткин, 1986; Рудашевский и др., 1991]. После ЭИД продукты классифицировались методом мокрого рассева с постоянной подачей воды на сита на следующие классы крупности (мм): +1.0, -1.0+0.5, -0.5+0.315, -0.315+0.2, -0.2+0.125, -0.125+0.071, -0.071+0.045, -0.045. Из фракции <0.045 мм отделялся класс <0.010 мм методом ультразвуковой седиментации [Личманова, 1972; Игнаткина и др., 2023].

Методом гидросепарации реализовано последующее разделение материалов с различной плотностью в пульсирующем водном потоке, обеспечивая получение репрезентативных «тяжелых» концентратов [Рудашевский и др., 2018]. Размер зерен минералов, необходимый для уточнения раскрытия частиц (средний эквивалентный диаметр – ECD, мкм), был определен как диаметр круга, равного по площади изображению измеряемого зерна минерала.

При изучении концентратов гидросепарации (HS-концентратов) методом электронной микроскопии обнаружены частицы самородного золота в размерных фракциях $-0.045+0.010$, $-0.071+0.045$, $-0.125+0.071$ мм. По форме преобладают удлинённые и субизометричные зерна неправильной формы. Свободные частицы самородного золота отмечаются в HS-конcentратах фр. $-0.045+0.010$ и $-0.071+0.045$ мм (рис. 1-2).

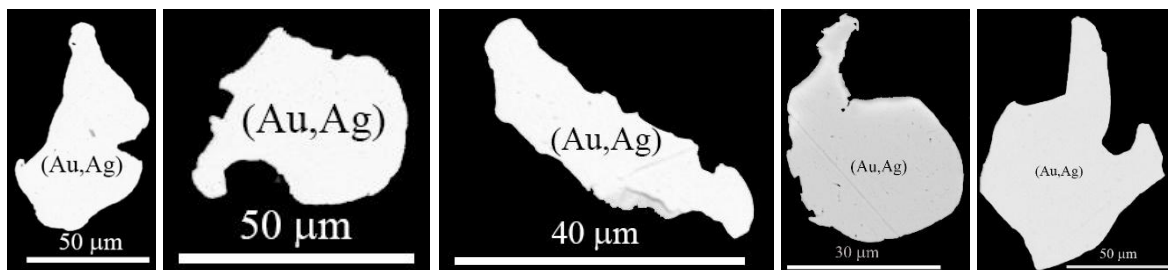


Рисунок 1. Свободные частицы самородного золота (фр. $-0.045+0.010$ мм). (Au,Ag) – серебристое золото

Нередко золото фиксируется в виде тонких прожилков по трещинам в сульфидах (рис. 2). В HS-конcentратах фр. $-0.071+0.045$ мм золото заполняет трещины в пирите и арсенопирите, также отмечаются открытые сростки с сульфидами. В пирите замечены участки закапсулированного золота (размер – первые десятки мкм).

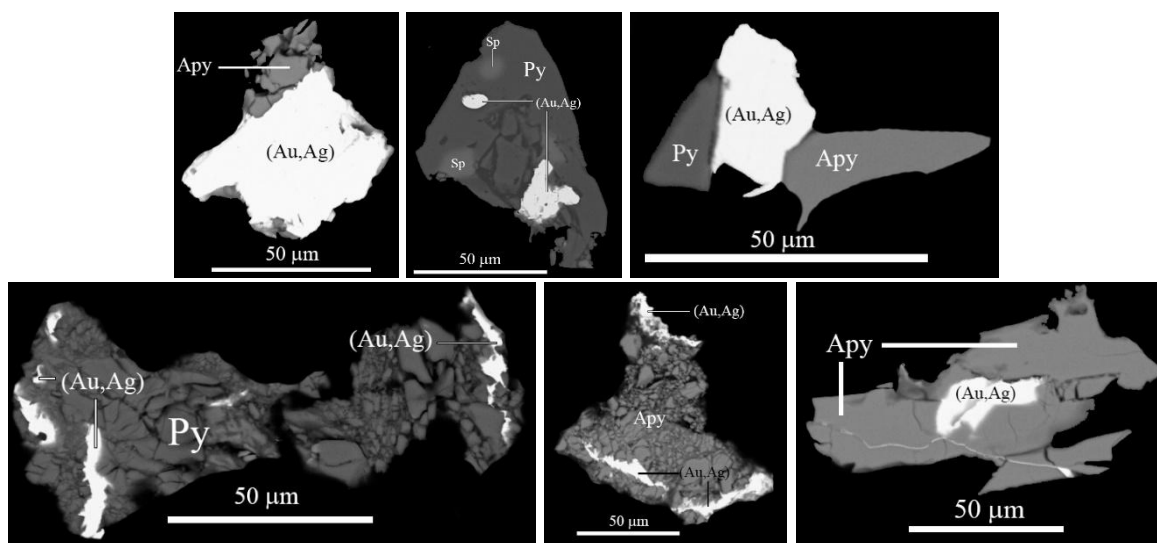


Рисунок 2. Самородное золото в сростках с сульфидами и сульфосарсенидами (фр. $-0.071+0.045$ мм). (Au,Ag) – серебристое золото, Py – пирит, Apy – арсенопирит, Sp – сфалерит

По предложенной [Петровская, 1973] классификации пробности выделяются 3 группы золота: золото средней пробности, высокопробное и весьма высокопробное (рис. 3). Граница между свободными частицами и включениями в сульфидах = 0.010 мм (ECD частицы).

Свободное золото. По результатам химических анализов свободных зерен и агрегатов Au определен его средний химический состав (мас. %): Au = 92.76 ± 0.41 , Ag = 6.08 ± 0.85 ; выборка (n) = 251.

Золото, связанное с сульфидами. В исследуемой пробе присутствуют микрочастицы серебристого золота (Au (90.69 – 94.19 мас. %) и Ag (4.92 – 6.35 мас. %), n = 62). В его составе также фиксируются изоморфные примеси Fe (до 1.89 мас. %), As (до 2.96 мас. %) и Cu (0.56 мас. %), n = 6 [Николаева и др., 2023]. При этом не исключены погрешности анализа,

вызванные ограниченным пространственным разрешением аппаратуры и наложением спектральных линий As, Fe и Cu от вмещающей минеральной матрицы.

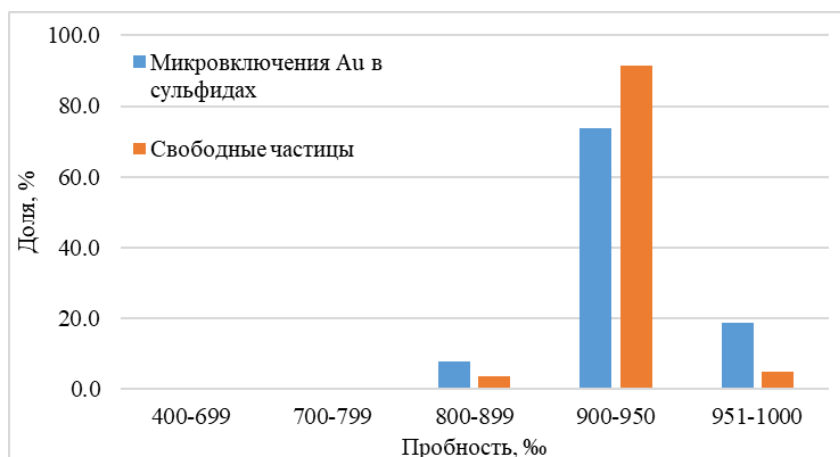


Рисунок 3. Пробность самородного золота в технологической пробе золото-сульфидной руды из сланцев. [по Петровской, 1973; Николаевой и др., 2023]

Комплексное исследование технологической пробы золото-сульфидных руд углеродистых сланцев Бодайбинского рудного района с применением электроимпульсной дезинтеграции и гидросепарации позволило установить, что самородное золото характеризуется стабильно высокопробным составом ($\text{Au} = 92.76 \pm 0.41$, $\text{Ag} = 6.08 \pm 0.85$ мас.%; $n = 251$), причем свыше 90% частиц относятся к интервалу пробности 900–950‰. Золото встречается в виде свободных частиц, открытых сростков с пиритом и арсенопиритом, а также закапсулированных микровключений в сульфидной матрице

Применение ЭИД обеспечило селективное раскрытие минеральных агрегатов по границам фаз без переизмельчения углеродистой матрицы, а гидросепарация позволила получить статистически представительные выборки тяжелых минералов для ЕРМА-диагностики. Полученные данные о морфологии, размерности и химическом составе золота использованы при обосновании технологических схем переработки руд данного типа.

Список литературы

1. Архипов Г.И. Минеральные ресурсы горнорудной промышленности Дальнего Востока. Обзор состояния и возможности развития. М.: Горная книга, 2011. 830 с.
2. Гордеев Д.В., Петров Г.В., Хасанов А.В., Северинова О.В. Обзор современных технологий переработки упорных золотосодержащих руд и концентратов с применением азотной кислоты // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т.333. № 1. С.214–223.
3. Игнаткина В.А., Каюмов А.А., Ергешева Н.Д., Чернова П.А. Кинетические исследования реагентных режимов для повышения контрастности флотации сульфидных минералов // Цветные металлы. 2023. № 10. С. 15–22.
4. Изoitко В.М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука, 1997. 582 с.
5. Личманова А.И. Применение ультразвука в подготовке почв к механическому анализу // Бюллетень Почвенного института им. В. В. Докучаева. 1972. № 4. С. 42–47.
6. Мартыненко В.Г., Домашов А.В., Дейс С.Ю., Корзаков А.Г., Кушнарев П.И. Основные черты геологического строения Вернинского золоторудного месторождения // Разведка и охрана недр. 2017. № 4. С.3–8.
7. Николаева Л.А., Гаврилов А.Н., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В., Позднякова Н.Н. Изучение самородного золота при геологоразведочных работах: методические рекомендации. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: ЦНИГРИ, 2023. 74 с.
8. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 349 с.

9. Николаева А.Н., Мазуров А.К. Золото в рудах Вернинского месторождения (Иркутская область) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т.334. № 1. С. 64–74.
10. Рудашевский Н.С., Бураков Б.В., Лупал С.Д., Шуляков А.Д., Курец В.И. Электроимпульсная дезинтеграция – оптимальная технология высвобождения ненарушенных зерен акцессорных минералов // Доклады АН СССР. 1991. Т.319. № 1. С. 219–222.
11. Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.
12. Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н., Антонов А.В. Универсальная минералогическая технология исследования пород, руд и технологических продуктов // Региональная геология и металлогения. 2018. №73. С.88–102.
13. Юткин Л.А. Электрогидравлический эффект и его применение в промышленности. Л.: Машиностроение, 1986. 252 с.
14. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. V.13. P. 7–27.

6. ГЕОПАРКИ – ТЕРРИТОРИИ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАСЛЕДИЕ

НАУЧНО-ПОПУЛЯРНЫЙ ТУРИЗМ КАК ИНСТРУМЕНТ ПОПУЛЯРИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

А.В. Пантелеева

*ООО Газпром ВНИИГАЗ, г. Оренбург
e-mail: kolomoyets56@mail.ru*

Популяризация науки через туристскую деятельность закреплена в качестве приоритетного направления в федеральных документах: Указе Президента РФ от 25.04.2022 № 231 «Об объявлении в Российской Федерации Десятилетия науки и технологий» и Концепции развития научно-популярного туризма в Российской Федерации до 2035 года. Геологический туризм (геотуризм) представляет собой форму познавательного туризма, базирующуюся на посещении геологических объектов с целью их изучения, сохранения и популяризации геологического наследия [Dowling, Newsome, 2006]. В отличие от традиционного экскурсионного туризма, геотуризм предполагает активное вовлечение посетителей в познание геологических процессов и реконструкцию истории Земли.

Оренбургская область занимает уникальное геолого-географическое положение: территория расположена в зоне сочленения двух крупнейших тектонических структур - Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой системы. Граница Европы и Азии имеет здесь глубинное геологическое выражение [Чибилев, 1996]. На сравнительно небольшой площади обнажаются породы от архей-протерозойских до четвертичных, что делает регион эталонным полигоном для геологических исследований и образовательного туризма. Однако, среди немногочисленных туристических маршрутов области отсутствуют маршруты, посвящённые природному наследию. Геологическое разнообразие региона

остаётся невостребованным, а полевые практики доступны лишь ограниченному кругу студентов геологических и географических специальностей.

В тектоническом отношении территория Оренбургской области подразделяется на три крупные структуры. Восточно-Европейская платформа занимает западную и центральную части области; она характеризуется равнинным рельефом и пологим залеганием палеозойских и мезозойских толщ. Здесь локализованы месторождения нефти, газа, соли, гипса и известняков (Оренбургское НКГМ, Соль-Илецкое месторождение). Предуральский краевой прогиб протягивается узкой полосой вдоль западного склона Урала и выполнен мощной толщей пермских красноцветов и гипсов, что обусловило развитие классического карстового рельефа; для геотуриста это редкая возможность наблюдать контакт древней платформы и молодого складчатого пояса. Уральская складчатая система занимает восточную часть области и представлена дислоцированными метаморфическими, магматическими и осадочными породами палеозоя с месторождениями руд, хромитов и яшм (хребет Шайтан-Тау, карьер Блява).

Среди ключевых геотуристских объектов региона выделяются гора Стеклянная (Оренбургский район) со скоплениями юрской морской фауны - аммонитами, белемнитами, пелециподами, сидеритовыми конкрециями и пластинками прозрачного гипса [Чибилев и др., 2009]; гора Верблюжка (Дюяташ), сложенная известняками курмаинской свиты ассельского яруса перми с прослоем турбидитовой брекчии и скальными останцами [Кисин, 2001; Федоров, 2010]; Покровские меловые горы - обнажения писчего мела маастрихтского века (~70 млн лет) с остатками морских рептилий и сообществами растений-кальцефилов; Кумакское водохранилище - каньон с крутопадающими метаморфизованными породами девона и карбона, тектоническими чешуями и современными эрозионными формами, приуроченный к Кумакскому золоторудному узлу [Пантелеева и др., 2023]. Многие из перечисленных объектов имеют статус особо охраняемых природных территорий (ООПТ) федерального и регионального значения; нарушение их режима влечёт административную ответственность [Руденко, Корень, 2015].

Наиболее показательным примером геологического объекта, обладающего одновременно высокой научной ценностью и значительным геотуристским потенциалом, является хребет Карамурунтау с южной оконечностью - горой Курмаин (Нос-гора). Хребет расположен на правом берегу реки Сакмары в Саракташском районе, в 2.5 км к северо-востоку от села Кондуровка; общая площадь геологического и ландшафтного памятника природы составляет 168.6 га [Чибилев и др., 2009]. Гора имеет характерную гребневидную форму: один из пластов известняка образует карниз, по профилю напоминающий человеческий нос, что и дало объекту название. На южном и юго-западном склонах горы Курмаин обнажается разрез переслаивающихся плитчатых известняков и песчаников, являющийся стратотипом сакмарского яруса пермской системы. Разрез впервые изучен в 1874 году академиком А.П. Карпинским, применившим к нему термин «сакмарский»; окончательное обоснование выделения яруса выполнено в 1936 году палеонтологом В.Е. Руженцевым на основе изучения ископаемой фауны южной оконечности горы [Геологические памятники, 1998]. С учётом складчатого залегания суммарная мощность слоёв сакмарского яруса в разрезе составляет 900 м. Ископаемая фауна разреза отличается исключительным богатством и степенью изученности: здесь встречаются раковины брахиопод, пелеципод, аммонитов, остатки мшанок и морских лилий, а также микроскопические раковины фузулинид, радиоларий и конодонтов [Чибилев и др., 1995]. Международное признание научной ценности объекта подтверждается проведением на разрезе экскурсии Международного геологического конгресса по пермской системе в 1991 году. С позиций геотуризма Карамурунтау представляет собой идеальный объект, сочетающий научную значимость (стратотип яруса, эталонный разрез), наглядность (хорошо обнажённые слои, доступные для наблюдения и отбора образцов), эстетическую привлекательность (живописные гребни, панорамные виды) и транспортную доступность

(близость села Кондуровка и дороги Зиянчурино – Саракташ). В настоящее время через хребет проходит маркированный участок Большой уральской тропы – самого длинного горного маршрута России, что интегрирует объект в систему пешеходного туризма. Дополнительным элементом привлекательности является карстовое озеро у южного подножия горы; в известняках Нос-горы наблюдаются примеры современного карбонатного карста – щелевидные полости и ниши со следами выщелачивания [Чибилев и др., 1995]. Таким образом, хребет Карамурунтау с горой Курмаин представляет собой эталонный объект геологического туризма, в котором гармонично сочетаются стратиграфическая значимость мирового уровня, богатейший палеонтологический материал, ландшафтная выразительность и практическая доступность для организации образовательных и научно-популярных маршрутов.

Образовательный потенциал геологических объектов области высок: они пригодны для работы со студентами (геологи, географы, экологи) и школьниками. При включении объекта в образовательный маршрут учитываются научная значимость (репрезентативность для демонстрации типичных процессов или уникальных явлений), доступность и безопасность (подъездные пути, безопасные подходы, отсутствие активных обвалов и оползней), наглядность (чёткое выражение геологических границ, текстур, структур, наличие фауны).

С 2021 года в Оренбургской области реализуется научно-туристический проект #ГеологиядляВсех, финансово поддержанный Федеральным агентством по делам молодёжи (2021–2025) [Пантелеева, 2026]. Маршруты построены таким образом, чтобы начинающий турист мог познакомиться с наиболее интересными природными объектами и их геологической историей. За время реализации проекта вовлечено не менее 1500 школьников, студентов и молодых педагогов через интерактивные мероприятия, экспедиции и просветительские активности. Проект трансформирует геологическое разнообразие региона в «живые лаборатории» для образования и науки, создаёт площадку для профессионального роста студентов и стимулирует исследовательскую деятельность школьников.

Оренбургская область обладает геологическим наследием мирового и федерального уровня, которое в настоящее время недостаточно задействовано в туристской сфере. Геологические объекты региона обладают выраженным образовательным ресурсом и способны стать базой для студенческих практик и профориентационных мероприятий со школьниками. Хребет Карамурунтау является эталонным объектом геотуризма, сочетающим стратиграфическую значимость мирового уровня, палеонтологическое богатство, ландшафтную выразительность и транспортную доступность. Организация геологических экскурсий требует учёта региональной специфики, возрастных особенностей групп и норм безопасности. Активизация геотуризма позволит нарастить туристский поток, воспитать ответственное отношение к геологическому наследию, укрепить репутацию естественно-научного образования и обеспечить занятость в сельских поселениях.

Список литературы

1. Геологические памятники природы России / Под ред. В.П. Орлова. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 200 с.
2. Кисин А.Ю. Самоцветы Урала. Екатеринбург: Средне-Уральское книжное издательство, 2001. 208 с.
3. Пантелеева А.В. Перспективы развития геологического туризма в Оренбургской области // Геологический вестник. 2026. №1. С. 153–161. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2026-1-11>
4. Пантелеева А.В., Сначёв А.В., Панкратьев П.В., Тюрин А.М., Рассомахин М.А., Пантелеев В.С., Кисиль Р.С. Черные сланцы Кумаковского рудного поля (геология, петрохимия,

- рудоносность). Оренбург: Агентство Пресса, 2023. 112 с. DOI: 10.31084/978-5-6051011-2-3_Kumak_2023
5. Руденко К.А., Корень Т.Н. Проблемы сохранения геологического наследия и создание геопарков в России // Региональная геология и металлогения. 2015. № 64. С. 87–93.
 6. Федоров А.В. Грязевой вулканизм на юго-востоке Русской плиты // Литосфера. 2010. № 3. С. 45–52.
 7. Чибилев А.А. Природное наследие Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 1996. 384 с.
 8. Чибилев А.А., Ахметов Р.Ш., Петрищев В.П. Карстовые пещеры Оренбургской области // Пещеры. 1995. С. 45–52.
 9. Чибилев А.А., Павлейчик В.М., Чибилев А.А. (мл.). Природное наследие и уникальные геологические объекты Оренбургской области. Оренбург: Институт степи УрО РАН, 2009. 78 с.
 10. Dowling R.K., Newsome D. Geotourism. Oxford: Elsevier Butterworth-Heinemann, 2006. 352 p.



**ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И
СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ:**
**Сборник статей XIV Всероссийской молодёжной научной школы-конференции,
посвященной 75-летию Института геологии УФИЦ РАН и памяти члена-
корреспондента РАН В.Н. Пучкова 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.
Объем 4,76 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 921.