

Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр  
Уральского отделения Российской академии наук»  
Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина



## **СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 33-й научной конференции  
Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

*26—28 ноября 2024 г.*

Сыктывкар  
*Геология*  
2024

УДК 5+549 (470.1)

**Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента:** Материалы 33-й научной конференции. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2024. 190 с.

В сборнике представлены материалы 33-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы четвертичной геологии, изотопной геохронологии, инженерной геологии, литологии и седиментологии, петрографии, стратиграфии, геологии нефти и газа, геохимии, геофизики, палеонтологии, минералогии, технологической минералогии, региональной геологии.

*Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов  
с незначительной правкой*

**Программный комитет:**

*Асхабов Асхаб Магомедович — академик РАН,  
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН*

*Бурцев Игорь Николаевич — к. г.-м. н., директор  
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН*

*Антропова Евгения Викторовна — к. г.-м. н., научный сотрудник  
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН*

*Козырева Ирина Владимировна — к. г.-м. н., ученый секретарь  
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН*

**Организационный комитет:**

*Перовский Игорь Андреевич — к. г.-м. н., председатель*

*Вовчина Татьяна Анатольевна — к. г.-м. н., заместитель председателя*

*Инкина Наталья Сергеевна — секретарь*

*к. г.-м. н. О. С. Котик, к. г.-м. н. А. Н. Плотицын,  
к. г. м.-н. Н. И. Максименко, к. г.-м. н. А. Н. Вихоть, к. г.-м. н. В. В. Уляшев,*

*Г. Н. Каблис, Ю. Е. Езимова, К. Г. Пархачева, К. С. Попсасев,*

*А. М. Шмакова, Н. Н. Воробьев, Г. В. Игнатьев,*

*Л. А. Шмелева, В. А. Исаков, И. И. Даньщикова, А. Ш. Магомедова*

**Финансовая поддержка: ООО «Вершина»**

ISBN 978-5-98491-105-4

© Институт геологии  
ФИЦ Коми научного центра УрО РАН, 2024

# ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУРЫ КЕРОГЕНА ДОМАНИКА В ХОДЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ПО ДАННЫМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ И ПИРОЛИТИЧЕСКОЙ ГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИИ

Д. А. Бушнев, М. В. Якимов, Н. С. Бурдельная

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*boushnev@geo.komisc.ru*

Гидротермальное воздействие на органическое вещество породы имитирует процесс природного катагенеза в лабораторных условиях [1]. Автоклавная обработка доманикового сланца, отобранного из обнажения по р. Чуть (Ухтинский район), выполнялась при температурах 250 °С (24 ч и 72 ч), 275 °С (24 ч и 72 ч), 300 °С (24 ч и 72 ч), 325 °С (24 ч и 72 ч), 350 °С (24 ч, 48 ч и 72 ч), 375 °С (24 ч). Всего выполнено 12 опытов. После каждого эксперимента исследовался состав углеводородных газов, образовавшихся в автоклаве [2, 3], а также состав углеводородных газов продуктов пиролиза остаточного керогена [4, 5]. Целью данной работы является изучение динамики кислородсодержащих структур органического вещества по данным ИК спектроскопии и пиролитической газовой хроматографии.

В инфракрасном спектре карбонильных и карбоксильных соединений присутствует сильная полоса валентных колебаний связи  $>C=O$  в области около  $1700\text{ см}^{-1}$ . Её положение определяется характером замещения атома углерода и вообще изменяется в широких пределах  $1650\text{—}1850\text{ см}^{-1}$ . В исследованной коллекции остаточных керогенов положение полосы валентных колебаний кратной связи  $C=O$  изменяется с повышением температуры гидротермального воздействия на породу от примерно  $1710\text{ см}^{-1}$  для керогена исходного сланца до примерно  $1690\text{ см}^{-1}$  для керогена, выделенного из сланца после максимальных температур автоклавного воздействия (рис. 1). Кероген не является чистым химическим веществом, а представляет собой сложный полимер переменного состава, при этом карбонильная группа, входящая в состав других функциональных групп, в его структуре многообразна, например, это и карбоксильные группы, связанные с алкильными цепями, либо с ароматическим кольцом. Можно предполагать, что по мере ароматизации керогена, сопровождающей его термическое созревание, будет увеличиваться доля карбонильных групп, связанных с ароматическими ядрами, а доля алифатических карбониллов — уменьшаться. Соответственно будет и изменяться положение

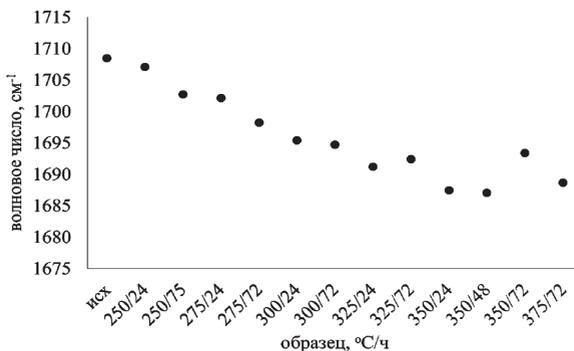


Рис. 1. Положение максимума поглощения валентных колебаний карбонильной группы остаточного керогена в зависимости от температуры и времени гидротермального воздействия. 250 °С/24 ч — 250 °С/24 ч

полосы валентных колебаний связи  $>C=O$ , что будет вызвано сопряжением  $\pi$ -связи группы  $C=O$  с  $\pi$ -системой ароматических ядер.

Для целей количественного определения характера изменений содержания карбонильных и карбоксильных групп интеграл оптической плотности пика в области  $1700\text{ см}^{-1}$  был приведён к массе углерода керогена в навеске, взятой для записи ИК-спектра ( $ID_{1700}$ ). Рисунок 2 показывает полученные результаты, из которых следует, что в условиях проведенной серии опытов наблюдается убыль концентрации  $C=O$  групп керогена только до определённого предела, затем их содержание в керогене стабилизируется. Снижение идёт до температуры автоклава  $300\text{ °С}$ .

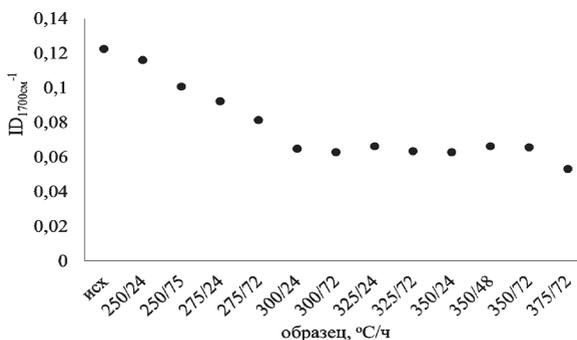


Рис. 2. Интегральная оптическая плотность валентных колебаний карбонильной группы остаточного керогена в зависимости от температуры и времени гидротермального воздействия. 250 °С/24 ч — 250 °С/24 ч

То есть до температуры автоклава 300 °С происходит и изменение концентрации карбонильных групп, и изменение их химического окружения, а после 300 °С наблюдается только дальнейшее изменение химического окружения углерода карбонильных групп в структуре керогена.

Сухой высокотемпературный пиролиз остаточного керогена приводит к образованию газообразных и жидких продуктов термической деструкции геполимера, что даёт дополнительную возможность для изучения его строения по составу образующихся низкомолекулярных соединений. Кислородсодержащие фрагменты керогена при термическом разложении дают кислородсодержащие продукты. Простейшими из них будут являться CO, CO<sub>2</sub> и вода. Для изучаемой серии керогенов был выполнен пиролиз при 800 °С с анализом выхода CO<sub>2</sub>. Результаты анализов представлены на рис. 3. Как и в случае изучения спектральных характеристик анализ CO<sub>2</sub> в продуктах пиролиза остаточного керогена показывает некоторое снижение его выхода до температуры автоклава 300 °С и стабилизацию его выхода при более высоких температурах.

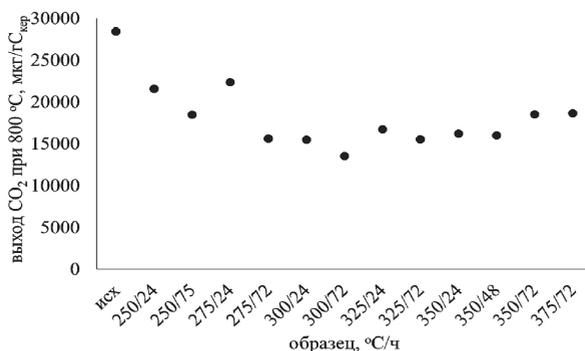


Рис. 3. Выход углекислого газа при сухом пиролизе остаточного керогена в зависимости от температуры и времени гидротермального воздействия. 250/24 — 250 °С/24 часа

Образование CO<sub>2</sub> происходит при пиролизе карбоновых кислот (декарбонилирование), а также сложных эфиров, при этом образуются и CO. Термическое разложение соединений, содержащих карбонильную группу ведёт к образованию монооксида углерода (CO). Наличие CO<sub>2</sub> в продуктах пиролиза свидетельствует о наличии карбоксильных, либо сложноэфирных групп в структуре керогена.

Изученные особенности ИК спектров керогена после гидротермального воздействия указывают на возможное наличие карбоксильных групп, связанных с ароматическими ядрами. Образование таких карбоксилов может происходить за счёт термодеструкции сложноэфирных групп с уходом алкильных цепей.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-27-00139, «Изучение образования газообразных углеводородов керогеном доманика при моделировании его термического преобразования в гидротермальном эксперименте и сухом пиролизе»).*

## Литература

1. Lewan M. D. Evaluation of petroleum generation by hydrous pyrolysis experimentation // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1985. Vol. 315. No. 1531. P. 123—134.
2. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Ильченко А. А., Сенникова Я. Д. Образование углеводородных газов доманиковым сланцем при пиролизе в автоклаве в присутствии воды // Вестник геонаук. 2023. № 10. С. 37—41.
3. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Ильченко А. А., Сенникова Я. Д., Кузьмин Д. В. Кинетика образования индивидуальных газообразных углеводородов состава  $C_1-C_5$  при гидротермальном воздействии на доманиковый сланец // Геохимия, 2024.
4. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С. Кинетика образования индивидуальных углеводородов  $C_1-C_5$  при ступенчатом сухом пиролизе керогена доманикового сланца, подвергшегося гидротермальному воздействию // Вестник геонаук. 2024. № 9 (357). С. 3—11.
5. Burdelnaya N. S., Bushnev D. A., Ilchenko A. A. Generation of Hydrocarbon Gases in Stepwise Pyrolysis of Artificially Matured Domanik Oil Shale Kerogen // Petroleum Chemistry. 2024.

# СТАТИСТИКА УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОЛУСКАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СКЛОНЕ ОТСЕДАНИЯ В ДОЛИНЕ Р. ВОРКУТА

**А. Н. Вихоть**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*vikhot.anna@mail.ru*

Склоны отседания по механизму образования близки к блоковым оползням. Они развиваются на крутых склонах значительной высоты. Результатом процесса отседания склона является ров отседания — параллельная простиранию склона глубокая (до 20 м) и широкая (до 100 м) трещина. Длина рва может распространяться на сотни метров. Таким образом, рвы отседания являются значительными по масштабам геологическими явлениями. Данные структуры образуются на плоских водоразделах, сложенных скальными и полускальными коренными породами в результате медленного сползания отдельных крупных блоков в сторону долины реки. В районах, сложенных песчаниками, интенсивность процессов отседания склонов минимальна. Отседанию склона предшествует формирование трещины бортового отпора в результате разгрузки внутренних напряжений в горных породах в условиях эрозионной деятельности поверхностных вод или сезонных водотоков. Обычно образуется не одна, а система параллельных трещин, находящихся на расстоянии друг от друга 20—50 м. Какие-то трещины отчетливо наблюдаются на поверхности, по ним в первую очередь раскрываются рвы, а другие скрыты почвой и делювием и не имеют отражения в рельефе [2].

На участке исследований на склоне левого берега в долине р. Воркута напротив шахты «Воркутинская» в пределах ГО «Воркута» отчетливо внешне видима только одна трещина в южной оконечности участка и присутствует ров глубиной до 13 м и шириной до 7.3 м, простирающийся вдоль русла реки на 100 м. Благоприятным условием для развития системы глубоких трещин, в первую очередь, является наличие в основании склона скальных и полускальных трещиноватых пород, алевролитов, аргиллитов. Залегающие выше четвертичные глины и суглинки ледниково-морского генезиса с включениями гравия и гальки также могут иметь некоторую степень трещиноватости в результате физического выветривания. Оценить трещиноватость и водонасыщенность отложений, вовлеченных

в процесс отседания, а также мощность геологических горизонтов без применения дорогостоящего бурения скважин позволяет метод электроразведки.

Работы методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) выполнялись симметричной четырехэлектродной установкой Шлюмберже с длиной питающей линии до 180 м и приемной линии 0.65—6.56 м. Измерение напряжения и силы электрического постоянного тока в приемной и питающей цепи выполнялось прибором «Электротест-С». Изучение вероятностной трещиноватой и водонасыщенной структуры и статистики удельного электрического сопротивления (УЭС) полускальных пород, сложенных переслаивающимися сильно выветрелыми, трещиноватыми, глыбо-щебенистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами [1], выполнялось количественной интерпретацией данных результатов ВЭЗ и статистическим методом проверки гипотезы нормального распределения по t-критерию

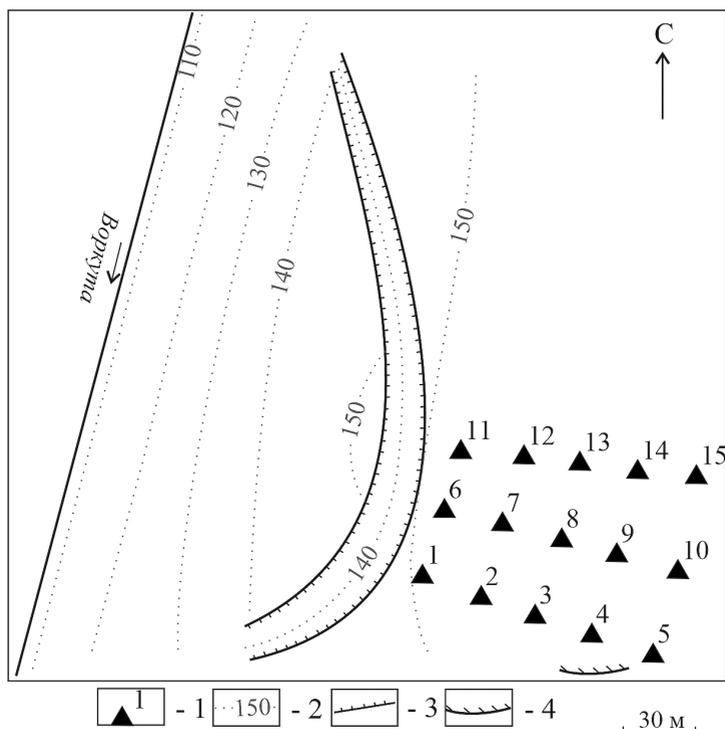


Схема района исследований: 1 — пункт ВЭЗ, 2 — абсолютная высота, м; 3 — контур рва; 4 — трещина

Стьюдента в 15 точках ВЭЗ (см. рисунок). С целью литологического наполнения некоторых полученных геоэлектрических слоев было проведено бурение одной скважины на глубину до 3.33 м до кровли коренных пород. Сверху вниз мощность вскрытых горизонтов выглядит следующим образом: почвенно-растительный слой — 0.12 м, маловлажная супесь — 0.18 м, маловлажный суглинок — 0.7 м, маловлажный суглинок с включениями гравия и гальки — 1.7 м, пластичная глина — 0.63 м.

По результатам вычисления t-критерия по значениям ВЭЗ (см. таблицу) получили, что по таблице распределения критерия для уровня значимости  $P=0.05$  и числа степеней свободы 13 распределение значений УЭС полускальных пород не подчиняется закону нормального распределения, т. к. не выполнено необходимое условие для принятия гипотезы о нормальном распределении:  $t < t_{\text{крит}}$ ;  $t_{\text{крит}} = 2.13$ ;  $t = 0.22$ . Построим доверительный интервал для математического ожидания случайной величины УЭС методом трех сигм:  $132.0 \text{ Ом}\cdot\text{м} < 145.9 \text{ Ом}\cdot\text{м} < 159.7 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . Отмечено, что не все значения УЭС находятся в пределах доверительного интервала, что, вероятно, является результатом неравномерной трещиноватости изучаемых пород. Ввиду того, что УЭС полускальных и скальных горных пород уменьшается с увеличением трещиноватости и, как первое следствие, обводненности, можно сделать первичный вывод о растущей трещиноватости исследуемых отложений в северной части склона в районе ВЭЗ 12—15. Для дальнейшего более точного и масштабного анализа площадного распространения трещиноватости рекомендуются:

- расширение сети наблюдений в северном направлении по склону;
- регулярные многократные измерения УЭС в условиях засушливого периода года и обводнения его талыми или дождевыми водами;
- бурение одной-двух дополнительных скважин в северной части склона.

### Значения УЭС полускальных отложений на площадке исследований

№ ВЭЗ	1	2	3	4	5	6	7	8
УЭС, Ом·м	199.6	162.0	137.0	149.0	176.0	119.0	129.0	137.0
№ ВЭЗ	9	10	11	12	13	14	15	
УЭС, Ом·м	189.0	157.8	153.8	103.0	122.6	123.0	130.0	

*Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента».*

### **Литература**

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Масштаб: 1:200000, серия: Полярно-Уральская. Q-41-V, VI (Воркута). Объяснительная записка // под. ред. А. И. Водолазского. Сыктывкар: ЗАО «ГГК МИРЕКО», 2005.

2. Тржцинский Ю. Б. Об использовании методов электроразведки для изучения рвов отседания // Сериальное издание: Геология и геофизика. 1961. Вып. 8. Т. 2. С. 109—111.

# СФЕРОЛОИДНЫЕ РИОЛИТЫ ЛЯДГЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ХРЕБЕТ ЕНГАНЕПЭ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

**Т. А. Вовчина**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ta\_kaneva@mail.ru*

Гипабиссальные породы при своем становлении имеют, как правило, сложные текстурно-структурные особенности, выраженные в образовании вариолитовых (сферолитовых или сферолоидных) структур и полосчатых текстур. Образование подобных структур и текстур в кислых лавах многими исследователями объясняется процессами ликвации [4; 6; 8; 10; 11]. Ликвация (разделение первоначально однородного расплава на несколько разных несмешивающихся жидкостей) происходит при понижении температуры. Есть другая точка зрения, предполагающая расслоение расплава вследствие неравномерной дегазации лавы, что приводит к неравномерному затвердеванию расплава и к расслоению по вязкости и как следствие к образованию полосчатых текстур [5; 7; 9].

В экстрозивно-субвулканическом образовании кислого состава лядгейского комплекса ( $\lambda V_2Id$ ) между ручьями Правый и Левый Изъявож южной части хребта Енганепэ установлены риолиты с необычными текстурно-структурными особенностями, обусловленными наличием шаровидных обособлений [3]. Поэтому была поставлена задача выяснения генезиса данных особенностей, учитывая разные точки зрения их образования.

Сферолоидные риолиты имеют плотное сложение и темно-серую окраску с овально-вытянутыми сферолоидами белого и красновато-бордового цвета (рис. 1, а). В микрофельзитовой, флюидалной кварц-полевошпатовой основной массе заключены вытянутые и удлиненные по направлению течения сферолоиды. Они распределены по одному или группами из нескольких индивидов. Размеры сферолоидов меняются от 0.6 до 10 мм. Внутренняя часть их сложена микрозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Нередко в центральной части сферолоида развивается магнетит или хлорит. Оторочка сферолоидов представлена неправильными зернами кварца размером 0.3—0.5 мм. Во флюидалной текстуре основной массы из-за большой вязкости кислой лавы при течении образовались изогнутые полости, в которых кристаллизуется зернистый кварц. По основной массе развивается вторичный серицит, свидетельствующий о большом содержании воды в породе. В сферолоидных риолитах были установле-

ны минералы редких земель — монацит, алланит и несколько крупных (до  $0.03 \times 0.07$  мм) неидентифицированных минералов группы эшинита (предположительно, Y-эшинита). Акцессорные минералы представлены несколькими крупными зернами циркона [1; 3].

Монацит является самым распространенным минералом редких земель в породе и встречается в виде мелкозернистого агрегата на стенках полости кварца, реже встречается в ассоциации с цирконом. Размеры его определяются около 1 мкм. По химическому составу все монациты относятся к цериевым разновидностям с содержанием  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  от 26.51 до 34.05 мас. %. Также в значительных количествах содержатся  $\text{La}_2\text{O}_3$  (10.14—14.75 мас. %),  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  (10.15—13.13 мас. %) и  $\text{Pr}_2\text{O}_3$  (2.45—3.53 мас. %). Из тяжелых РЗЭ присутствуют  $\text{Sm}_2\text{O}_3$  (1.16—2.01 мас. %) и  $\text{Gd}_2\text{O}_3$  (0.96—1.05 мас. %). В двух зернах был определен торий с содержанием до 0.74 мас. % [2].

Неидентифицированный минерал группы эшинита (предположительно, Y-эшинит) образует выделения сложной формы, размерами  $13 \times 12$ ,  $37 \times 27$ ,  $70 \times 36$ ,  $36 \times 49$  мкм (рис. 2, б) в кварц-полевошпатовом агрегате сферолоидных риолитов или на границах сферолоидов. Иногда наблюдается пятнистое строение минерала с двумя фазами: 1) темно-серой, содержащей большее количество  $\text{TiO}_2$ , FeO и  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и 2) светло-серой, в которой отмечаются CaO и  $\text{Y}_2\text{O}_3$ . На данный момент нами пока не удалось идентифицировать изучаемый минерал по химическому составу более точно с каким-либо минералом группы тантало-ниобатов. Достаточно мелкие его размеры не позволяют дальнейшего исследования рентгеноструктурными и спектроскопическими методами. Наблюдаемое развитие зерен в межзерновом про-

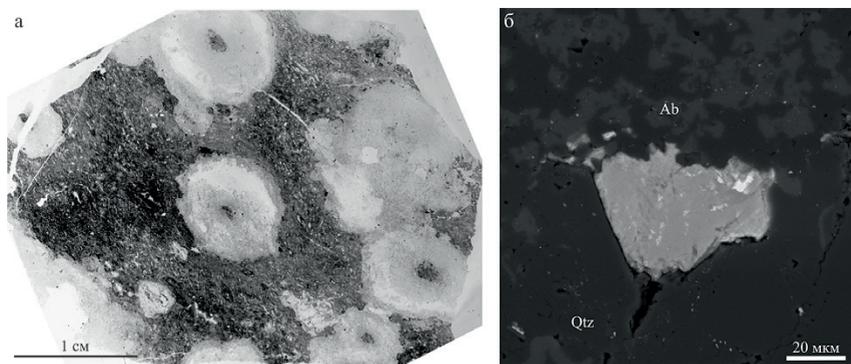


Рис. 1. а — отсканированный шлиф сферолоидного риолита, обр. 818—1; б — форма выделений неидентифицированного минерала. Примечание: Qtz — кварц, Ab — альбит



с тенденцией снижения кварцевого компонента к краю сферолоида (рис. 2, точки 1, 2, 3, 7, 8, 9).

Риолиты являются перглиноземистыми вулканическими породами нормальной щелочности и проявляют надсубдукционные островодужные геохимические черты.

Абсолютный возраст риолитов лядгейского комплекса определен по единичным цирконам U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ в интервале 555—547 млн лет и отвечает основанию верхнего венда [12].

Таким образом, петрографическое и минералогическое изучение шаровидных обособлений в риолитах экструзивно-субвулканического тела лядгейского комплекса ( $\lambda V_2ld$ ) южной части хребта Енганепэ (Полярный Урал) позволили выяснить генезис данных особенностей в породе.

В результате электронного сканирования риолитов по заданному направлению от точки к точке оказалось, что концентрации элементов в выделяющихся зонах различаются: от центра к краю увеличиваются содержания  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  и  $FeO$  и уменьшается концентрация  $SiO_2$ .

В породах прослеживается резкое различие химических составов в слоях сферолоида и установлено 3 этапа, возможно связанные с остыванием расплава: 1) центральная с двухкомпонентной кварц-ортоклазовой эвтектикой, 2) оторочка центра с альбит-ортоклазовым составом и 3) внутренние зоны и оторочка сферолоида с трехкомпонентным кварц-полевошпатовым составом, где наблюдается тенденция снижения кварцевого компонента к краю сферолоида.

Выявленные закономерности наиболее наглядно можно проследить на треугольной диаграмме  $Or-Qtz-Ab$ , а полученные данные позволяют сделать вывод о проявлении в кислых вулканитах экструзивно-субвулканического тела лядгейского комплекса процессов ликвации.

Редкоземельная минерализация в сферолоидных риолитах связана с постмагматическими процессами.

*Работа выполнена в рамках темы НИР «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.*

## Литература

1. Вовчина Т. А. Строение, петрография и петрогеохимия кислых пород экструзивно-субвулканического тела южной части хребта Енганепэ

(Полярный Урал) // Вестник геонаук. 2022. 12 (336). С. 20—28. DOI: 10.19110/geov.2022.12.3

2. Вовчина Т. А., Шуйский А. С. Редкоземельная минерализация в риолитах лядгейского комплекса хребта Енганепэ, Полярный Урал // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 32-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2023. С. 16—19.

3. Вовчина Т. А. Процессы ликвации в риолитах лядгейского комплекса хребта Енганепэ (Полярный Урал) // Вестник Пермского университета. 2024. Том 23, № 1. С. 1—9. DOI: 10.17072/psu.geol.23.1.1

4. Воловикова И. М., Елисеева О. П. К вопросу об образовании шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта (Средняя Азия) // Вопросы вулканизма. М.: Изд. АН СССР. 1962. С. 239—243.

5. Голубева И. И. Структурно-вещественные свидетельства ликвации в риолитах Полярного Урала // Труды Ин-та геологии КНЦ УрО РАН. Вып. 103. С. 71—77.

6. Короновский Н. В., Быков М. В., Сапарин Г. В., Служев В. И. Микроликвация в кислых вулканических породах // ДАН СССР. 1976. Т. 230. № 1. С. 190—193.

7. Летников Ф. А. Процессы самоорганизации при формировании магмаогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38. № 4. С. 307—322.

8. Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вестник МГУ. Геология. 1979. № 1. С. 3—22.

9. Мишин Л. Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука. 1994. 205с.

10. Пугин В. А., Хитаров Н. И. Вариолиты как пример ликвации магм // Геохимия. 1980. № 4. С. 496—512.

11. Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я., Пумпянский А. М. Геологические, петрографические и геохимические особенности ликвации в пермских риолитах Хуторской субвулканической интрузии Курганского Зауралья // Литосфера. 2004. № 4. С. 62—75.

12. Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И., Сергеев С. А. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт. 2004. С.148—150.

# ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МОРЕН В ДОЛИНЕ Р. ЧЕРНОЙ (НЕНЕЦКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ)

**Н. Н. Воробьёв**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*v.nikita91@mail.ru*

Изучение четвертичных отложений Европейского Северо-Востока России в ее арктической зоне представляют огромный интерес для исследователей в связи со слабой изученностью и труднодоступностью региона. В настоящее время дискуссионными остаются вопросы стратиграфии и палеогеографии верхнего звена неоплейстоцена, а именно возраста и границ распространения последнего покровного оледенения в валдайское время. На данный момент можно выделить три палеогеографические модели этого оледенения.

Л. Н. Андреичева, [1] считает, что распространение лайского покровного оледенения было весьма ограниченным, а рельефообразующей мореной на территории исследования является полярная. Такого же мнения придерживаются А. С. Лавров и Л. М. Потапенко [2]. По их мнению, лайское оледенение на территории Печорской низменности не развивалось, а в полярное время покровный ледник распространялось южнее полярного круга на 350—400 км. По мнению В. И. Астахова с соавторами [3], наоборот, крайний север Большеземельской тундры не был перекрыт верхневалдайским оледенением и рельефообразующей на этом участке является нижневалдайская морена. Помимо этого, ряд исследователей отрицает континентальный генезис валунных суглинков (морен), и утверждает, что образование этих отложений происходило в ледово-морских условиях [4, 5].

Одним из перспективных направлений в решении этой сложной проблемы является исследование особенностей литологического состава морен, которые могут служить доказательством ледникового генезиса, а также критериями для их расчленения и корреляции.

Материалом для исследований послужили результаты экспедиционных работ 2023 года, которые проходили на побережье Баренцева моря в нижнем течении долины р. Черной (рис. 1). В приустьевой части долины реки на участке примерно 25 км были изучены 7 береговых обнажений четвертичных отложений, в которых были заложены 20 расчисток, 10 закопущек и 2 скважины. В обнажениях Ч-23 и Ч-24 были вскрыты валунные суглинки.

Обнажения Ч-23 и Ч-24 имеют сходное строение и сложены ледниковыми и межледниковыми осадками (рис. 2). Нижняя моренная тол-



Рис. 1. Схема расположения обнажений долины р. Чёрной (север Большеземельской тундры)

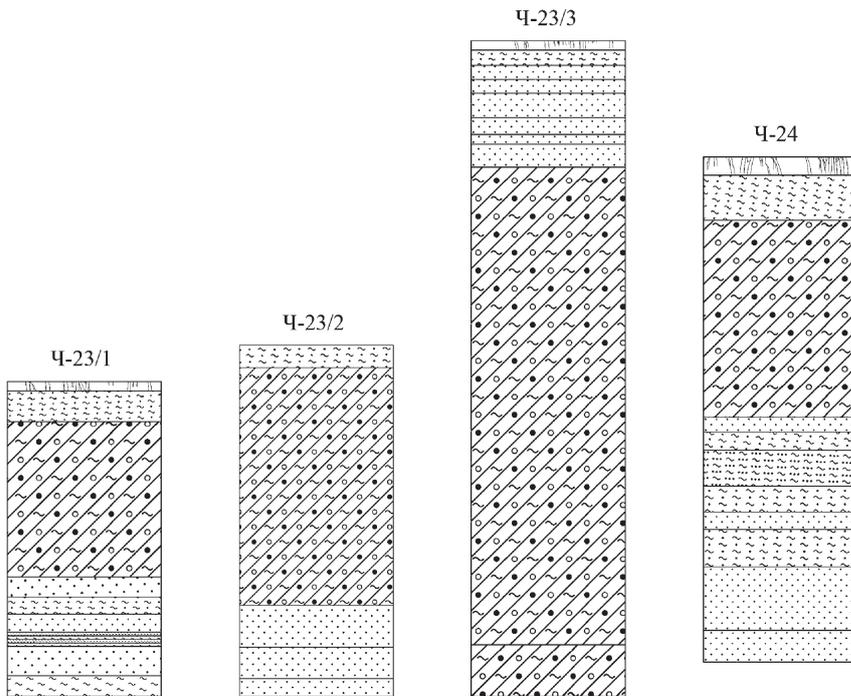
ща вскрыта лишь в обнажении Ч-23/3. Она представлена плотным сизым валунным суглинком, неслоистым, с включением валунов и галек. В небольшом количестве отмечаются обломки ракуши. Замеры ориентировки удлиненных обломков пород показывают северо-западный снос материала в секторе  $300\text{—}32^\circ$ . Видимая мощность валунных суглинков 1.5 м.

Верхний моренный горизонт вскрыт в обнажениях Ч-23 и Ч-24 (рис. 2). Он представлен сизовато-серыми плотными неслоистыми валунными суглинками распадающимися на оскольчатую отдельность. По слою наблюдаются следы ожелезнения и большое количество галек и валунов, достигающих размеров до 0.7 м. В расчистках очень хорошо выражен экзарационный контакт верхней морены с подстилающими песками (рис. 3, А). Помимо этого, на стыке валунного суглинка с нижележащими породами в береговом обнажении Ч-23 наблюдается скопление плоско-выпуклых валунов, которые подчеркивают контакт (рис. 3, Б). Замеры ориентировки удлиненных обломков пород показывают северо-восточный снос в секторе  $40^\circ\text{—}70^\circ$ . Мощность морены от 4.5 до 15 м.

По гранулометрическому составу в нижнем моренном горизонте обн. Ч-23/3 среднее значение алевритовой фракции составляют 42.2 %, песчаной — 23.4 %, глинистой — 32.5 %. Содержание гравия не превышает 2 %. Карбонатность пород изменяется от 7.8 % до

Абс. отгм

24  
22  
20  
18  
16  
14  
12  
10  
8  
6  
4  
2  
0



Условные обозначения

-  — ПРС
-  — валунный суглинок
-  — суглинок
-  — супесь
-  — песок
-  — глина

Рис. 2. Разрезы четвертичных отложений в долине р. Черная

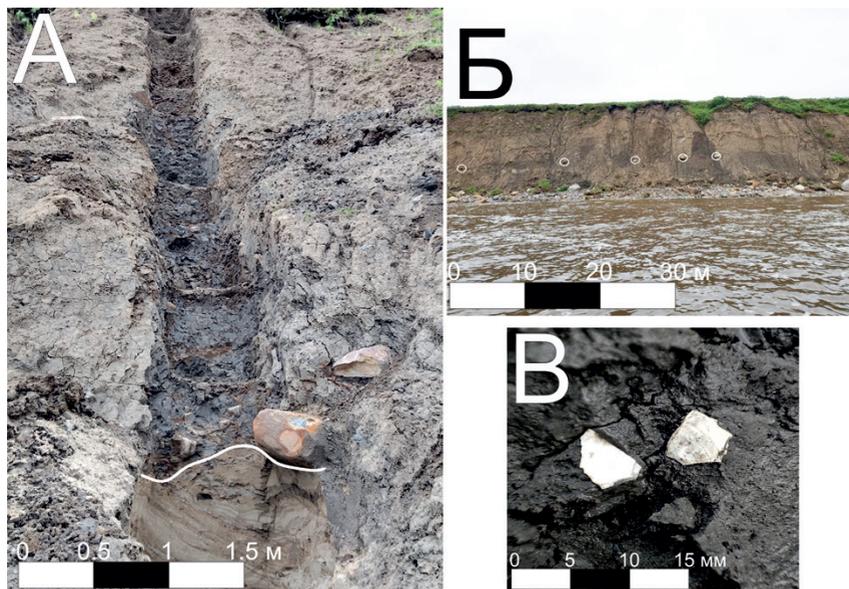


Рис. 3. Четвертичные отложения в обн. Ч-23.

(А — экзарационный контакт; Б — плоско-выпуклые валуны; В — обломки ракушек в нижней морене)

14.7 %. Средний диаметр зёрен ( $d_{cp}$ ) варьирует от 0.021 до 0.026 мм. Коэффициент сортировки низкий ( $S_c = 0.14—0.19$ ), что свидетельствует о принадлежности этих отложений к ледниковым. Минеральный состав тяжелой фракции нижней морены характеризуется ильменит (12 %)-эпидот (12 %)-пирит (12.5 %)-амфибол (12.7 %)-гранат (17.8 %)-сидеритовой (19.5 %) минеральной ассоциацией с повышенным содержанием титановых минералов (3.9 %).

Верхний моренный горизонт в обнажении Ч-23 по гранулометрическому составу представлен алевритовой (21.5 %), песчаной (35.9 %) и глинистой (37.3 %) фракциями. Карбонатность пород изменяется от 6.6 % до 10. %. Средний диаметр зерен ( $d_{cp}$ ) не превышает 0.032 мм. Коэффициент сортировки равен  $S_c = 0.12—0.21$ . По минеральному составу тяжелой фракции верхняя морена в обнажении Ч-23 представлена амфибол (12.7 %)-эпидот (14.4 %)-сидерит (15.1 %)-пирит (16.6 %)-гранатовой (17.5 %) ассоциацией минералов с высоким содержанием ильменита (8.9 %) и группы титановых минералов (7.3 %).

В верхней морене обн. Ч-24 значения алевритовой фракции составляют (20.4 %), песчаной (16.3 %) и глинистой (61.8 %). Карбонатность пород не превышает 6.6 %. Коэффициент сортировки низкий ( $S_c = 0.23—$

0.29), а средний диаметр зерен ( $d_{cp}$ ) изменяется от 0.009 до 0.012 мм. Минеральный состав тяжелой фракции верхней морены обн. Ч-24 характеризуется пирит(10.8 %)-ильменит(11.4 %)-эпидот(12.8 %)-сидерит(13.2 %)-амфибол(14 %)-гранатовый(16 %) минеральной ассоциацией. Содержание титановых минералов составляет 6.6 %.

По результатам исследований можно сделать следующие выводы. Верхняя морена в районе исследования развита повсеместно, слагающая в основном верхнюю часть береговых обнажений. Представлена сизовато-серыми алевро-глинами с большим количеством крупнообломочного материала. Меньше содержится гравийно-песчаной фракции. Тонкий состав морены на побережье Баренцево моря может быть связан с морскими отложениями и осадками приледникового озера, представленными сизыми горизонтально-слоистыми ленточными глинами и супесями, вскрытые в нижней части обн. Ч-23. Помимо этого, наблюдается низкая степень сортировки морены во всех обнажениях, что указывает на принадлежность этих осадков к ледниковым.

Минеральный состав тяжелой фракции в основном представлен эпидотом, амфиболом, гранатом, пиритом и сидеритом. Высокие содержания пирита (до 16.5 %) и сидерита (от 12 % до 21.5 %) могут указывать на связь ледника с породами перми и триаса [6], выходы которых есть северо-восточнее исследуемой территории. Из второстепенных минералов присутствуют титанит, лейкоксен, апатит и гидроокислы Fe.

Таким образом, ледниковый генезис определен по литологическим особенностям и характеру контактов морены с подстилающими породами. Определить возрастную принадлежность на данном этапе работы довольно сложно, но если сравнивать изученные данные с работами предшественников, то возраст верхней моренной толщи можно предположительно считать полярным. На это косвенно указывает и северо-восточный снос материала в секторе 40—70°.

*Работа выполнена в рамках темы НИР «Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления» ГР №122040600008-5 и проекта РНФ № 23-27-00281 «Верхний неоплейстоцен и голоцен на севере Печорской низменности: седиментогенез, стратиграфия, палеогеография».*

## Литература

1. Андричева Л. Н. Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 321 с.

2. Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 220 с.

3. Astakhov, V., Shkatova, V., Zastrozhnov, A., & Chuyko, M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary International*, 420, 4—14. doi: 10.1016/j.quaint.2015.09

4. Данилов И. Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: МГУ, 1978. 196 с.

5. Крапивнер Р. Б. Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // Литология и полез. ископаемые. 2009б. № 2. С. 133—148.

6. Чалышев В. И., Варюхина Л. М. Биостратиграфия верхней перми северо-востока европейской части СССР. Л.: Наука, 1968. 234 с.

# ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РЗЭ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ СЕВЕРА УРАЛА

**О. В. Гракова, К. С. Попвасев**

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ovgrakova@geo.komisc.ru*

В последние годы в докембрийских породах Башкирского антиклинория Южного Урала обнаружено большое количество РЗЭ-содержащие минералов, уточнены условия их образования, а также взаимосвязь с процессами метаморфизма и магматизма [3, 4]. На Приполярном Урале вопросы закономерностей формирования редкоземельной минерализации в метаморфических породах остаются слабоизученными. Изучение редкоземельного минералообразования в метаморфических докембрийских породах необходимы для понимания геологических процессов, протекающие в изменённых древних породах, а также для установления условий образования проявлений стратегически важных металлов.

Пробы для исследования были отобраны в ходе полевых работ в 2019—2021 гг из естественных обнажений в северной части Ляпинского антиклинория на Приполярном Урале [1]. Химические составы и фотографии минералов были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link и Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max 50 mm2 Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, размер пучка 180 нм и области возбуждения до 5 мкм, с использованием программного обеспечения Aztec (аналитики Тропников Е. М., Шуйский А. С.). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов проводилось на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700х (аналитик Игнатьев Г. В.). Все аналитические работы были проведены в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Нами были изучены петрографический состав, геохимические особенности и редкоземельная минерализация докембрийских пород на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория. В породах были установлены следующие РЗЭ-содержащие минералы (рис. 1) — анкилит-(Ce), гидроксилбастнезит-(Ce), гидроксилбастнезит-(La), алланит-(Ce), бастнезит-(Ce), кайнозит-(Y) и эшинит-(Y).

В слюдяном гранатсодержащем кристаллическом сланце няринского комплекса — это анкилит-(Ce) и гидроксилбастнезит-(Ce). По петрографическому описанию порода сланцеватой текстуры, мел-

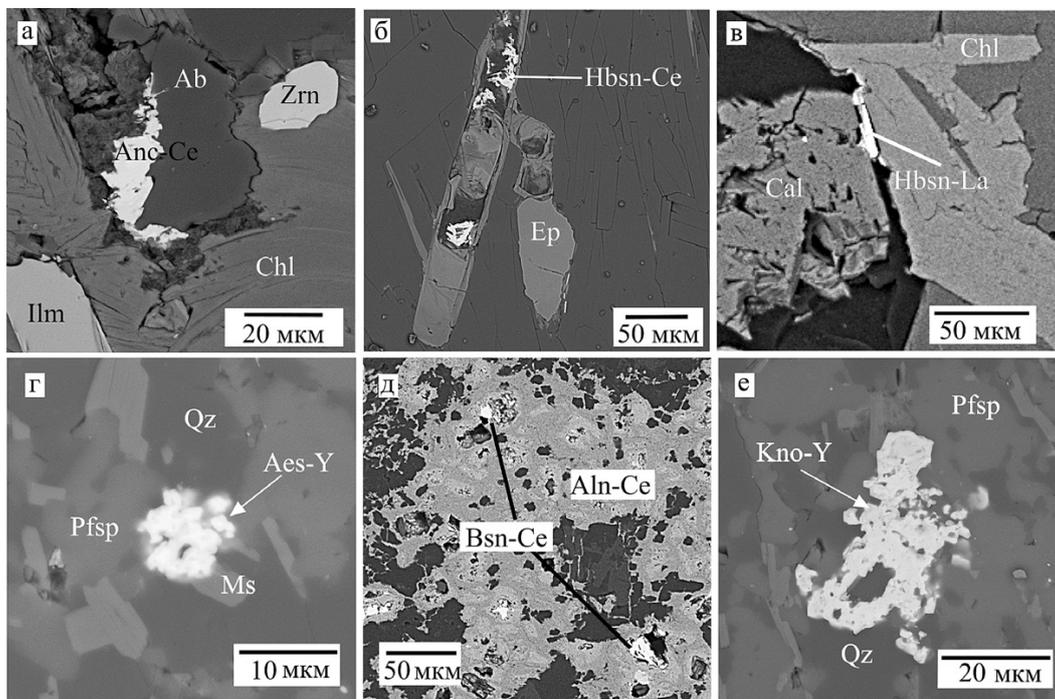


Рис. 1. Морфологические особенности РЗЭ-содержащих минералов из докембрийских пород: а–б — няртинского комплекса, в — пуйвинской свиты, г–е — саблегорской свиты. Обозначение минералов: Anc-Ce — анкилит-(Ce), Hbsn-Ce — гидроксилбастнезит-(Ce), Hbsn-La — гидроксилбастнезит-(La), Bsn-Ce — бастнезит-(Ce), Kno-Y — кайнозит-(Y), Aes-Y — эшинит-(Y), Aln-Ce — алланит-(Ce), Ep — эпидот, Qz — кварц, Chl — хлорит, Ab — альбит, Pfsp — калиевый полевоы шпат, Ms — мусковит, Cal — кальцит, Zrn — циркон, Ilm — ильменит

козернистой структуры. На микроуровне образец обнаруживает гетеробластовую, лепидопорфиогранобластовую структуру и полосчато-сланцеватой текстуру. Порода представлена кварцем, кислым плагиоклазом, хлоритом, мусковитом, биотитом, кальцитом и гранатом. Акцессорные минералы — эпидот, апатит, ильменит. Для оценки общей концентрации редких и редкоземельных элементов в породе проведено их сравнение с кларковыми содержаниями аналогичных пород (парагнейсов) верхней части континентальной коры (по: [2]). Относительно кларка, отмечается повышенная концентрация Sr, Nb, Ag, Ba.

В кварц-альбит-эпидот-хлоритовом сланце пуйвинской свиты установлен гидроксилбастнезит-(La). Он имеет сланцеватую текстуру и лепидогранобластовую структуру, состоит из альбита, хлорита, кварца и кальцита, эпидота и титанита. Сравнение концентраций редких и РЗЭ в актинолитсодержащем кварц-альбит-эпидот-хлоритовом сланце с кларковыми содержаниями в редких и РЗЭ в метаандезитах из верхней части земной коры (по: [2]) показало слегка повышенные содержания Zn (120 г/т при кларке 100 г/т), Nb (11 г/т при кларке 8.1 г/т). Концентрация Sm в ортосланце равняется практически двум кларковым содержаниям (5.1 г/т, кларк — 2.6 г/т). В несколько раз превышает кларк метаандезитов Pb.

В метариолитах саблегорской свиты обнаружены алланит-(Ce), бастнезит-(Ce), кайнозит-(Y) и эшинит-(Y). В метариолитах саблегорской свиты установлена порфирировая структура. Количество порфировых вкрапленников приблизительно 15 %, они представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем. Для основной массы характерна микропойкилобластовая структура. В составе риолитов устанавливаются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, серицит, алланит. Распределение редких и редкоземельных элементов в двух изученных образцах риолитов неодинаково. Для одного образца, расположенного в непосредственной близости от золото-палладиевого месторождения «Чудное» [5], характерно повышенное (более 2-х кларков) содержание РЗЭ, Be, Ge, Th, U, Y, Ta.

В результате проведенных исследований, был сделан вывод о том, что анкилит-(Ce) и гидроксилбастнезит-(Ce) из нижнепротерозойских пород образовались на поздних метаморфогенно-гидротермальных этапах за счет присутствия минералов, содержащих редкоземельные элементы и при участии растворов углекислого состава. Гидроксилбастнезит-(La) из верхнерифейской пуйвинской свиты возник в схожих условиях во время поздних гидротермальных преобразований.

Для метариолитов верхнерифей-вендской саблегорской свиты может быть предложена следующая схема формирования редкоземельных минералов (рис. 2). Редкоземельный титанониобат — эшинит-(Y) формируется на постмагматическом этапе преобразования риолитов в присутствии в остаточном расплаве повышенных концентраций редких и редкоземельных металлов — Zr, Nb, Y и REE. Приблизительно на этом же этапе в результате аутометаморфизма по алланиту-(Ce) образуется бастнезит-(Ce). Наиболее поздним минералом в метариолитах является кайнозит-(Y), который сформировался за счет перекристаллизации алланита-(Ce) и бастнезита-(Ce) во время распада эшинита-(Y) при участии гидротермальных растворов.

В результате полевых исследований 2023 года на хр. Енганепэ (Полярный Урал) нами была установлена РЗЭ-минерализация в докембрийских метавулканогенно-осадочных и метаосадочных отложениях — это алланит-(Ce), ксенотим-(Ce), монацит-(Ce), кайнозит-(Y), синхизит-(Ce) и гидротированный торит с повышенными содержаниями REE, P, As, часть из них установлены здесь впервые (готовится публикация). Наши исследования подтверждают, что древние метамор-

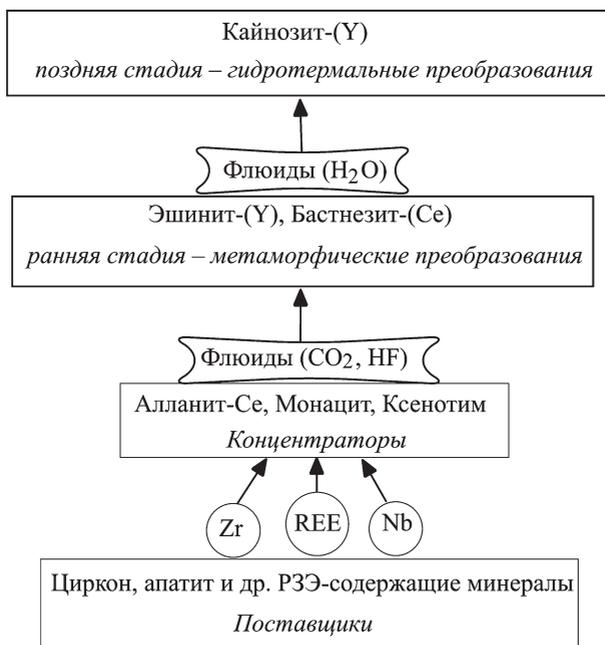


Рис. 2. Схема формирования РЗЭ-содержащих минералов в метариолитах саблегорской свиты

фические толщи севера Урала являются перспективным для обнаружения и дальнейшего изучения условий формирования (эволюции) стратегически важных редких и РЗЭ-содержащих минералов, в том числе, установленные впервые в субарктических и арктических регионах.

### Литература

1. Гракова О. В., Попвасев К. С. Редкоземельные минералы в докембрийских породах северной части Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) // Литосфера, 2024. Т. 24, № 4. С. 661—674. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-661-674>
2. Григорьев Н. А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 382 с.
3. Ковалев С. Г., Ковалев С. С., Шарипова А. А. Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал) // Литосфера, 2023. Т. 23. № 5. С. 910—929. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929>.
4. Ковалев С. Г., Маслов А. В., Ковалев С. С. (2020) Минералогическо-геохимические аспекты поведения редкоземельных элементов при метаморфизме (на примере верхнедокембрийских структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория, Южный Урал) // Георесурсы, 2022. № 22(2), С. 56—66. <https://doi.org/10.18599/grs.2020.2.56—66>.
5. Онищенко С. А., Кузнецов С. К. Самородное золото Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия) // Геология и геофизика, 2023. Т. 64. №2. С. 233—254. <https://doi.org/10.15372/GiG2022122>

# **ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД РУДОВМЕЩАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА НА ЗОЛОТОРУДНОМ УЧАСТКЕ «ПОЛОГИЙ» БИЛЛЯХСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (АНАБАРСКИЙ ЩИТ)**

**Н. И. Гусев, Л. Ю. Романова**

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург  
*sergeeva.luda02@yandex.ru*

В восточной части Анабарского щита золотоносность установлена в Билляхской тектонической зоне, строение которой определяется чередованием зон милонитизации и катаклаза, наложенных на гранулиты палеопротерозойской хапчанской серии. Ореолы и потоки золота группируются в узкой полосе шириной 4—6 км, прослеживаются на 50 км. Предполагается, что россыпная золотоносность на территории Анабарского щита образовалась за счет размыва кварц-кальцитовых сульфидизированных жил докембрийского возраста, проявленных в базитах. Согласно данным других авторов золотоносные площади тяготеют к интрузивам порфиридных гранитоидов и аляскитов [1], и зонам диафоритов [2] палеопротерозойского возраста [3]. Если в Хаптасыннахской рудной зоне ореолы золотосодержащих пород пространственно совмещены с массивом шошонитовых гранитов и гранодиоритов с возрастом 1983 млн лет, и дайками аляскитовых гранитов с возрастом 1971 млн лет, то в Киенг-Кыллахской рудной зоне такая связь менее очевидна (рис. 1).

Мы использовали каменный материал, полученный при составлении Госкгеолкарты-1000/3 листа R-49 и поисковых работах на золото проведенных в 1980—1984 гг. Ю. П. Куликовым с коллегами в при ГГС-50 на участке Пологий в Билляхской зоне.

Рудопроявление золота Пологое-Восточное расположено в левом борту нижнего течения р. Налим Рассоха на правом берегу руч. Пологий (правый приток р. Киенг-Юрях). Поисковые работы на золото здесь проводились в 1980—1984 гг. Ю. П. Куликовым с коллегами при геологической съемке масштаба 1:50 000. В пределах рудоносного участка распространены гранатовые гнейсы хаптысыннахской толщи хапчанской серии, мигматиты, гнейсограниты, мафические кристаллосланцы, претерпевшие гидротермально-метасоматические преобразования, наиболее интенсивно проявленные в полосе пород шириной

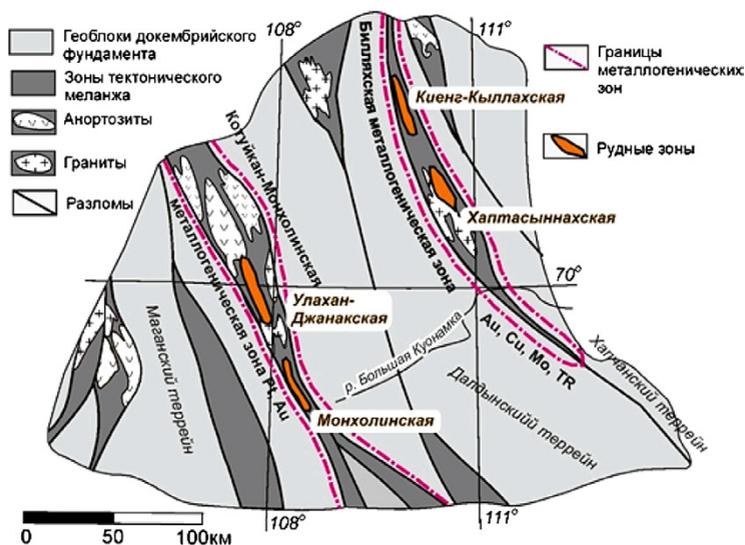


Рис. 1. Схема золотоносности Анабарского щита [4]

200—400 м, стволовая часть которой шириной 10—30 м прослеживается на 2 км. Здесь выявлены кварц-олигоклазовые и альбит-хлоритовые метасоматиты, чередующиеся с гранатсодержащими гнейсами и гранитоидами. Золотоносные метасоматиты в разной степени насыщены сульфидами, содержание которых в среднем составляет около 2 %, и представлены в основном пиритом. Реже встречаются пирротин, халькопирит, ковелин, борнит. С метасоматитами связаны первичные ореолы Au, Cu, Mo, Ag. Золото тонкодисперсное, визуально и в аншлифах не наблюдалось и связано с сульфидной минерализацией. Аномальные содержания золота (0.01—0.3 г/т) фиксируются в пробах, содержащих сульфиды в количестве 0.5 % и более. Максимальные содержания золота в штучных пробах составляют 10.6 г/т, в борзодовых — до 3.0 г/т. В аллювии руч. Пологий установлен шлиховой ореол золота, практически совпадающий по площади с коренным проявлением, с содержанием до 180 знаков на шлик, а в единичных шлихах выявлено весовое золото с содержанием до 0.6 г/м<sup>3</sup>. Золото крупное плохо окатанное размером 0.1—1.5 мм.

С целью определения состава и возраста гранитоидов в пределах золотоносного участка Пологий был изучен керн скв. 4. Скважина глубиной 101 м вскрывает почти по падению тела кварц-полевошпатовых бластомилонитов (инт. 10—25 м) (метасоматитов) среди мигматизированных биотит-амфиболовых гнейсов и катаклазированных грани-

тов (25.5—55.5 м). Были изучены мигматиты, катаклазированные граниты и кварц-полевошпатовые blastsмилониты.

**Петрографическая характеристика.** Мигматиты в лейкоosome характеризуются минеральным составом (%) (проба 666-е): Q 33, Pl ( $An_{24}$ ) 45, Kfsp 10—12, Bt 5, Chl 3. Меланосома (666г) имеет состав (%) Q 5, Pl ( $An_{28}$ ) 70 Bt 12, Hbl 10—11 Chl 2. Розовые катаклазированные граниты (666в) состоят из (%): Q 40, Pl ( $An_{18}$ ) 40, Kfsp 15, Bt 2—3, Chl 5. Кварц-полевошпатовые blastsмилониты изначально были представлены крупнокристаллическими лейкократовыми породами, впоследствии милонитизированными, перекристаллизованными и окварцованными. Они характеризуются минеральным составом (%): Q 43—45, Pl ( $An_{10}$ ) 45—47, Crd 1, Bt 1, Chl 5, Xtm 0—0.5.

### Геохимические особенности

Мигматиты. *Лейкосомы* петрохимически соответствуют гранодiorитам: плюмазитовые ASI 1.17, положительные аномалии по K, Cs, Rb, Ba, Pb, Zr, отрицательные Ta, Nb, P. Относительно низкая  $\Sigma REE$  (99 ppm) и фракционированное распределение  $(La/Yb)_N = 20$ , отсутствует Eu-минимум ( $Eu/Eu^* = 1.0$ ). *Меланосома* по петрохимии соответствует метаалюминовым (ASI = 0,91) монцонитам, положительные аномалии по Ba, Pb, Nd, Sm, отрицательные Th, P, Ti. Обогащена REE ( $\Sigma REE = 246$  ppm), фракционированность слабая  $(La/Yb)_N = 5.5$ , отчетливо проявлен Eu-минимум ( $Eu/Eu^* = 0.68$ ).

*Катаклазированные граниты* плюмазитовые ASI 1.1, но по соотношению нормативных полевых шпатов соответствуют трондьемитам. Породы обогащены Cs, Rb, Ba, особенно Th, Pb, проявлены отрицательные минимумы по Ta, Nb, Ti, P. Наиболее обогащены REE ( $\Sigma REE = 354$  ppm), с фракционированным распределением  $(La/Yb)_N = 23$  и «глубоким» Eu-минимум ( $Eu/Eu^* = 0.27$ ).

*Бластмилониты* по петрохимии соответствуют трондьемитам, плюмазитовые ASI 1.19—1.21 обеднены Rb, Ba, Th, Sr, P, Ta, Nb, Ti и имеют положительные аномалии по U, Pb, Nd. По уровню содержания REE ( $\Sigma REE = 106—119$  ppm) и фракционированности  $((La/Yb)_N = 25)$  одни из них близки к лейкоosome мигматитов, но при этом отчетливо проявлен Eu-минимум ( $Eu/Eu^* = 0.41—0.48$ ). У ксенотим-содержащих разностей наблюдается чайкообразный профиль распределения REE за счет обогащения HREE [5]. Они немного более железистые и магнезиальные, кроме Y и HREE также богаче Cr, Co, Cu, Zn, Nb, Zr, Sc.

Породы характеризуются положительной величиной  $\epsilon_{Nd}(T)$  от 0.6 в гранитах до 2.5 в меланосоме и blastsмилонитах. При образовании

этих пород можно предполагать участие ювенильной палеопротерозойской мантии, модельный возраст которой по одностадийной модели  $T_{Nd}(DM) = 2.23—2.36$  млрд лет, практически не отличается от возраста по двухстадийной модели  $2.29—2.36$  млрд лет, что указывает на незначительную переработку в коре вещества, отделившегося от мантии. Пониженная величина  $\epsilon_{Nd}(T) = 0.6$  и модельный возраст протолита, близкий к рубежу архея и протерозоя  $2.5$  млрд лет в гранитах, видимо, является результатом контаминации более древнего архейского корового материала в палеопротерозойском очаге плавления при образовании гранитов.

### Изотопное датирование

Было выполнено по циркону (SHRIMP II) извлеченному из трех проб: катаклазированных гранитов (666в), бластомилонитов (666) и меланосомы мигматитов (666г).

Циркон из бластомилонитов (666) светло-коричневый, грязно-желтый, полупрозрачный и мутный с включениями и трещинками. Циркон представлен субидiomорфными призматическими, овальными и округлыми зернами длиной  $120—250$  мкм и  $K_z = 1.5—3$ . По меньшей мере в пяти зернах (1.1, 4.1, 7.1, 8.1, 9.1) хорошо проявлена ритмичная зональность, свойственная магматическому циркону, величина отношения  $Th/U = 0.52—1.67$ . Линия дискордии дает верхнее пересечение в  $2031 \pm 6$  млн. лет, которое отвечает времени кристаллизации циркона в бластомилонитах по трондъемитам.

Циркон из гранитов (666в) серовато-коричневый, прозрачный и полупрозрачный. Кристаллы призматические, удлиненные, субидiomорфные и идиоморфные. Длина кристаллов составляет  $148—297$  мкм,  $K_u = 1.4—3.4$ . Большинство зерен с тонкой ритмичной зональностью или ее фрагментами, в краевых частях зерен наблюдаются темные однородные каймы. Содержание  $U = 91—340$  г/т,  $Th = 44—201$  г/т,  $Th/U = 0.39—1.23$ . Для 11 анализов построена дискордия с верхним пересечением  $2109 \pm 8$  млн лет, которое принимается как время кристаллизации гранитов. Для циркона с точкой 5.2 (темная кайма, отношение  $Th/U = 0.04$ ) получен возраст  $1940 \pm 8$  млн. лет, указывает на время метаморфизма.

Циркон из меланосомы мигматитов представлен овальными и округлыми зернами. Зерна светло-желтые, желтые, рыжевато-желтые, полупрозрачные. Длина  $100—180$  мкм,  $K_z = 1.2—2.5$ .

В КЛ зерна темные незональные или с пятнистым свечением. Содержание  $U = 223—1887$ ,  $Th = 19—2285$  ppm. В точках 2.1, 3.1 4.1

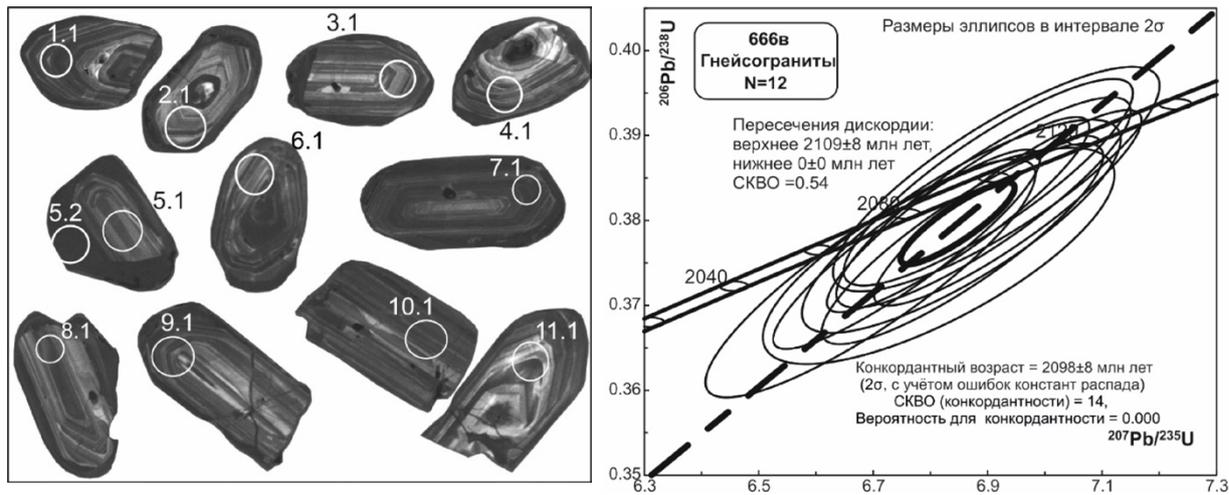


Рис. 2. CL-изображения с положением точек анализа и значением  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста и диаграмма с конкордией для циркона из гнейсогранитов (пр. 666B)

отношение  $\text{Th}/\text{U} = 0.05\text{—}0.7$ , что характерно для метаморфического циркона. По 10 анализам получено конкордантное значение возраст  $1960\pm 7$  млн лет, которое принимается как время метаморфизма и образования мигматитов.

### Выводы

В разрезе по скважине 4 вскрываются разновозрастные метаморфизованные интрузивные образования, для которых может быть установлена следующая последовательность магматических и метаморфических событий. Мигматиты образованы, вероятно, по породам среднего состава, циркон из лейкосомы не анализировался, но, судя по датированному циркону из меланосомы монцонитового состава, можно предполагать время метаморфизма и мигматизации около  $1960\pm 7$  млн. лет назад. Катаклазированные граниты (пр. 666в) имеют возраст магматического циркона  $2109\pm 8$  млн. лет. Кайма в цирконе из гранитов имеет возраст  $1940\pm 7$  млн. лет, близка по характеру к метаморфическому циркону из меланосомы мигматитов и связана с наложенным на граниты метаморфизмом и мигматизацией пород. Вероятно, мигматизированные породы среднего состава представляют собой более раннюю фазу условно того же возраста, что и катаклазированные граниты. Бластомилониты образовались по более поздним трондьемитам (дайкам) с возрастом  $2031\pm 6$  млн лет, которые имеют ювенильные характеристики 1.7—2.5 и наиболее молодой модельный возраст протолита. С милонитами по трондьемитам связано образование кварц-полевошпатовых метасоматитов, вмещающих золотосодержащую сульфидную минерализацию.

*Исследования выполнены в рамках проекта Российского научного фонда № 23-27-00098.*

### Литература

1. Кравченко А. А., Смелов А. П., Березкин В. И., Зедгенизов А. Н., Добрецов В. Н. Природа золоторудной минерализации раннепротерозойского билякского гранитоидного комплекса по геохимическим данным (Анабарский щит) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 23—29.
2. Кузнецов А. А. Геолого-минералогическая модель Анабарского щита. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 2001. 97 с.
3. Кравченко А. А., Герасимов Б. Б., Березкин В. И., Мухамедьяров М. Г., Рассохин В. В., Кардашевская В. Н. Предпосылки поисков золоторудных месторождений в метаморфических комплексах Арктической зоны Республики

Саха (Якутия) (Анабарский щит и Оленекское поднятие) // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Серия: Науки о Земле. 2018. № 4. С. 5—13.

4. Добрецов В. Н., Кравченко А. А., Смелов А. П. Металлогения докембрийского золота Анабарского щита // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2007. С. 84—87.

5. Schwindinger M., Weinberg R. F., White R. W. The fate of accessory minerals and key trace elements during anatexis and magma extraction // *Journal of Petrology*. 2020. Т. 61. №. 2. С. ega031.

# НИЖНЕСИЛУРИЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ НА ПРИМЕРЕ СКВ. 1-ВОРГАМУСЮРСКАЯ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА)

И. И. Даньщикова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

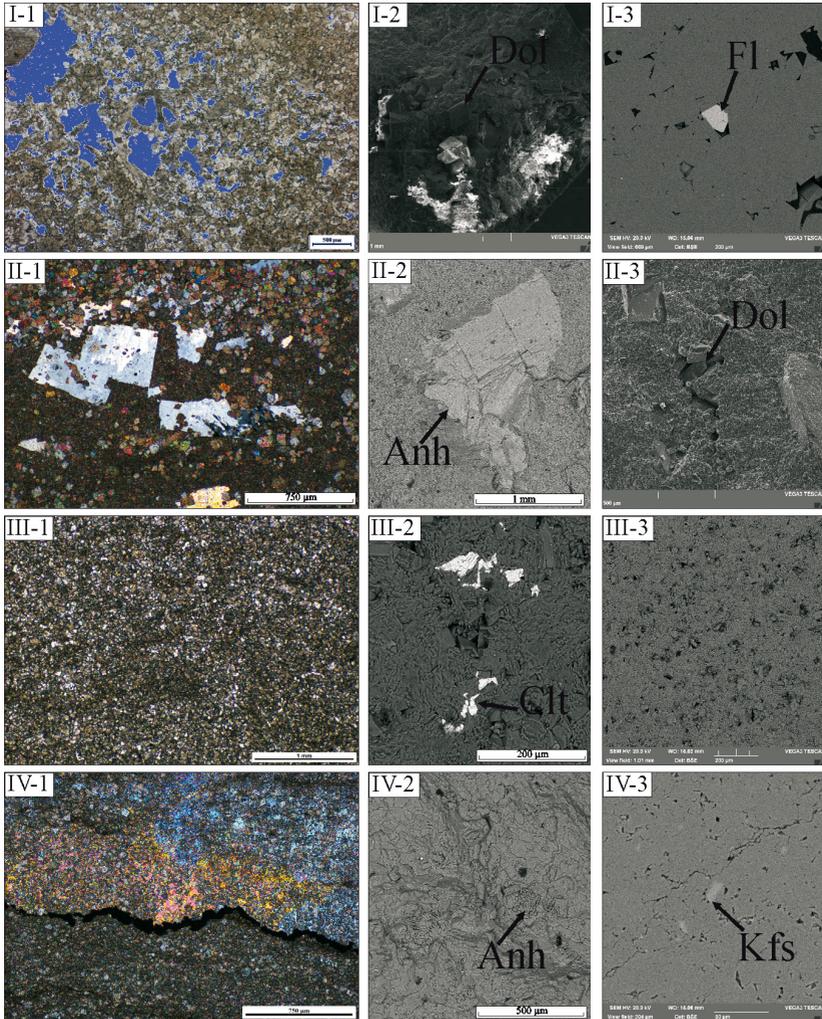
*iidanshikova@geo.komisc.ru*

Мощный осадочный комплекс нижнего палеозоя Хоседаюско-Воргамусюрского нефтегазоносного района Северо-Предуральского нефтегазоносного района имеет сложную геологическую историю [1, 2]. Карбонатные породы, слагающие силурийскую часть разреза, несут на себе следы разнообразных вторичных изменений, которые как положительно, так и отрицательно влияют на фильтрационно-емкостные свойства коллекторов. В результате бурения поисковой скважины 1-Воргамусюрская получена информация о составе, строении и вторичных преобразованиях карбонатных пород, на основании которых выделены четыре типа пород с наилучшими коллекторскими свойствами.

*Первый тип* — вторичные доломиты с теневой органогенной структурой (рисунок, I-1). Породы представлены каверно-пористыми вторичными доломитами с неравномерно сохранившимися первичными седиментационными структурами. Доломиты мелко-среднекристаллические с колониями табулят и реликтами перекристаллизованных водорослей (рисунок, I-3), с тонкими прожилками глинисто-органического материала. В основной массе, по данным сканирующей (растровой) электронной микроскопии, отмечаются мелкие кристаллы барита и флюорита (рисунок, I-3). Каверны и полости выщелачивания развиты в основном по скелетам бентоса, реже по матриксу. Размеры пустот изменяются от 0.1 до 2 мм.

*Второй тип* — известняки пелитоморфные (рисунок, II-1). Породы темно-серые, массивные, доломитизированные, сульфатизированные. Известняки состоят из пелитоморфной массы (60—70 %), в которой рассеяны отдельные зерна или скопления доломита и таблитчатые кристаллы ангидрита (рисунок, II-2), выполняющие пустоты выщелачивания. Пустотное пространство представлено крупными порами и мелкими кавернами, тонкими открытыми либо частично закрытыми трещинами (рисунок, II-3). Встречаются щелевидные каверны, развитые по амплитудным стилолитовым швам. Размеры пустот достигают до 6 мм.

*Третий тип* — вторичные доломиты по водорослевым известнякам (рисунок, III-1). Породы коричневато-серые, массивные, трещинно-каверно-поровые со стилолитовыми швами. Доломит замещения



I-1 — вторичные доломиты с теневой органигенной структурой; I-2 — выполнение новообразованным доломитом полостей пустот по органическим остаткам; I-3 — выделения зерен флюорита; II-1 — известняки пелитоморфные, фото шлифа с анализатором; II-2 — ангидрит, заполняющий полости пустот; II-3 — открытые трещины на растровых снимках; III-1 — вторичные доломиты по водорослевым известнякам; III-2 — выделения небольших скоплений целестина; III-3 — межкристаллические поры с битумом на растровых снимках; IV-1 — вторичные доломиты по строматолитовым известнякам, фото шлифа с анализатором; IV-2 — заполнение полостей пустот ангидритом; IV-3 — выделения зерен калиевого полевого шпата. Anh — ангидрит, Clt — целестин, Dol — доломит, Fl — флюорит, Kfs — калиевый полевой шпат

развивался по первичному водорослевому известняку, замещая органические остатки и выполняя межформенное пространство. Между кристаллами новообразованного доломита, по данным растровой электронной микроскопии, отмечаются мелкие скопления целестина (рисунок, III-2), а вдоль кристаллов кальцита — кварца. Пустотное пространство представлено межкристаллическими порами, мелкими кавернами, тонкими частично открытыми трещинами. Часто межформенное пространство заполнено ангидритом либо битуминозным веществом (рисунок, III-3). Размеры пустот достигают до 2 мм.

*Четвертый тип* — вторичные доломиты по строматолитовым известнякам (рисунок, IV-1). Породы бело-серые, массивные со структурой строматолитовых колоний, трещинно-поровые, сульфатизированные по пустотам (рисунок, IV-2), со стилолитовыми швами. При микроскопическом описании наблюдается частичное замещение строматолитов вторичным ангидритом. В малозамещённых участках сохраняются очертания сгустков и мелких остракод. По данным сканирующей электронной микроскопии встречаются зерна калиевого полевого шпата (рисунок, IV-3). Пустотное пространство представлено мелкими порами, трещинами, заполненными ангидритом. Размеры пустот достигают до 0.2 мм.

В результате изучения карбонатных коллекторов, выявлен ряд постседиментационных изменений, включающих такие процессы как доломитизация, выщелачивание, формирование стилолитовых швов и заполнение полостей пустот минералами кремнезема, ангидрита и гипса. Вторичные процессы протекали на протяжении нескольких стадий диагенеза-катагенеза на разных этапах геологической эволюции региона. Микронные выделения аутигенных минералов в изученных образцах, вероятно, связано с хлоридными и сульфатными рассолами, которые поступали из смежных комплексов при активных тектонических перестройках восточной части гряды Чернышева. Процессы трещинно- и кавернообразования, приводившие к увеличению пористости, формировались, скорее всего, в периоды вздымания региона изучения.

## Литература

1. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург, 2002. 270 с.
2. Соборнов К. О., Данилов В. Н. Строение и перспективы нефтегазоносности гряды Чернышева (Тимано-Печорский бассейн) // Геология нефти и газа. 2014. № 5. С. 11—18.

# ИСТОРИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГРАНИТОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

**Ю. В. Денисова**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*yulden777@yandex.ru*

Многочисленные исследования, проводимые в пределах Западного склона Приполярного Урала, позволили получить разную информацию по геологии региона, а так же по гранитному магматизму (особенности петрогеохимии пород, возможные геодинамические обстановки образования массивов и др.). В виду очень сложного геологического строения территории многие вопросы все же остаются актуальными, одним из которых является возраст гранитных массивов Приполярного Урала.

Первые значимые результаты геохронологических исследований гранитоидного магматизма получены в 60—70-е гг. прошлого столетия. Первые датировки по возрасту североуральских пород были получены М. В. Фишманом с коллегами в 1969 г. [11], на основании которых все гранитоиды Приполярного Урала были разделены на два комплекса: байкальский (545—490 млн лет) — сальнерско-маньхамбовский интрузивный гранодиорит-гранитный, (Яротский, Бадьяюский и др. массивы); каледоно-герцинский (380—225 млн лет) — кожимский интрузивно-метасоматический гранитный (Кожимский, Николайшорский и др. массивы). В 1994 г. А. М. Пыстиным [7] было предложено объединить сальнеро-маньхамбовский и кожимский комплексы в единый нерасчлененный комплекс позднерифейско-вендского возраста (1030—535 млн лет). Б. А. Голдин с коллегами [4, 5] рассматривали все гранитоиды Приполярного Урала как доордовикские образования (старше 485 млн лет), которые можно разделить на три гранитные формации: среднерифейская (1350—1030 млн лет) — риолит-гранитная кожимская (Кожимский, Николайшорский массивы и др.); позднерифейско-вендская (650—550 млн лет) — гранитная сальнерско-маньхамбовская (Бадьяюский, Яротский массивы и др.); венд-кембрийская (600—485 млн лет) — гранитная малопатокско-ильязиская (Малдинский массив и др.). В. А. Душин [5] предположил, что наиболее вероятным возрастом большинства гранитоидов Приполярного Урала является венд-кембрий (600—485 млн лет). Согласно Л. В. Махлаеву [6] проявление гранитоидного магматизма на севере Урала проявился в период от 730 до 480 млн лет. Причем исследователь отмечает два пика активности гранитогенеза: 630 млн, лет (верхний рифей), 530 млн лет.

(ранний кембрий), которые совпадают с глобальными тектоническими эпохами (байкальской и позднебайкальской). В. Л. Андреичев [1, 2] полагал, что гранитогенез Приполярного Урала проходил в три этапа: верхнерифейский (640—580 млн лет) — Николайшорский, Кожимский и др. массивы, формирование которых связано субдукционно-коллизийными процессами при закрытии Протоуральского (Печорского) океана; вендский (560—550 млн лет) — Народинский и др. массивы, геодинамические обстановки образования которых разнообразны (поздне- и постколлизийные, внутриплитные); кембрийский (520—490 млн лет) — Маньхамбовский, Тынагодский и др. массивы, образование которых связано с эпиконтинентальным рифтингом. По данным А. М. Пыстина и Ю. И. Пыстиной [8] в пределах западного склона Приполярного Урала можно выделить три комплекса: раннепротерозойский — николайшорский (Николайшорский, Балашовский и др. массивы); венд-раннекембрийский — сальнеро-маньхамбовской (Бадьяюский, Яротский массивы и др.); среднерифейский кожимский (Кожимский и др. массивы). О. В. Удоратина с коллегами [10] на основании обобщения всех существующих на 2022 г. геохронологических и изотопно-геохимических данных разделили граниты Приполярного Урала на две группы, каждая из которых характеризует определенный цикл тектонического развития Уральского орогена: коллизийный магматизм (650—520 млн лет) — Николайшорский, Лапчавожский и др. массивы; рифтогенный магматизм (520—480 млн лет) — Кожимский, Народинский и др. массивы.

Суммируя всю информацию по абсолютному возрасту для гранитов Николайшорского, Кожимского, Бадьяюского и Яротского массивов, можно сделать вывод о том, что имеющиеся на сегодняшний момент геохронологические данные немногочисленны и противоречивы.

Николайшорский массив, согласно U-Pb-датам по циркону А. А. Соболевой и ее коллег [9], сформировался в интервале 640—520 млн лет назад — время гранитообразования в ядерной части Хобеизской антиклинали (в пределах няртинского гнейсового комплекса). Подобный возраст ( $606 \pm 3$  млн лет) по цирконам Николайшорского массива был получен и А. М. и Ю. И. Пыстиными [7], что подтверждает проявление высокотемпературных эндогенных процессов на рубеже венда и палеозоя. Однако, исследователи уточняют, что породы няртинского комплекса претерпели несколько этапов высокотемпературного метаморфизма (ранний датируется  $2127 \pm 31$  млн лет), которые сопровождались формированием автохтонных (в том числе Николайшорского массива) гранитоидов, что дает возможность утверждать, что эти име-

ющиеся датировки фиксируют лишь процессы ремобилизации гранитоидов, а возраст формирования необходимо определять по реликтовым значениям возраста циркона. По совокупности геологических и геохронологических данных граниты Николайшорского массива могут быть отнесены к николайшорскому гранитному комплексу, становление которого связано с коллизионными процессами раннепротерозойского этапа формирования Приполярноуральского сегмента земной коры, как фрагмента Протобалтики.

Кожимский массив залегает в виде пластообразного тела среди сланцев пуйвинской свиты. В краевых частях массива отмечаются переходы к тонкозернистым и скрытокристаллическим лейкократовым разновидностям пород с флюидалной текстурой, что указывает на гипабиссальную природу гранитов и близости их возраста с возрастом вмещающих отложений. Второе основание для «пуйвинского возраста» (1030—1475 млн лет) кожимских гранитов — наличие в отложениях вышележающей хобеинской свиты (верхний рифей) продуктов разрушения этих пород. Структурные исследования А. М. Пыстина [8] установили, что по морфологии складки, развитые в кожимских гранитах, близки описанным в пуйвинской свите, при этом их деформации идентичны с деформацией пород свиты. Однако, согласно имеющимся геохронологическим данным, Кожимский массив сформировался в венде (598 ± 3 млн лет). А. М. Пыстин так же предлагает рассматривать этот возраст как время проявления процессов ремобилизации гранитоидов. О. В. Удоротина с соавторами, получив на основании изучения циркона U-Pb (SIMS) методом диапазон возрастов (682—237 млн лет), предположили, две версии образования гранитов: 1. породы сформированы в позднем кембрии-раннем ордовике, цирконы с древними возрастными наследованиями, 2. породы, образовавшиеся 640 млн лет, испытали повторное плавление 500 млн лет.

Возраст, полученный автором на основании Sm-Nd-анализа для гранитов Кожимского массива, составляет 799—917 млн лет. Таким образом, граниты Кожимского массива сформировались в верхнерифейское время, а в последствии испытали повторное плавление (прогревание) возможно многоэтапное (640 млн лет и 500 млн лет). Приуроченность гранитов к базальному стратону приполярноуральского верхнего докембрия может указывать на их формирование на раннем рифтогенном этапе развития Протоуралид-Тиманид на северо-восточной периферии Балтики.

Бадьяюский и Яроткий массивы (сальнеро-маньхамбовской комплекс) прорывают отложения мороинской свиты, что позволяет их отнести к вендским/венд-кембрийским образованиям. Это косвен-

но подтверждается возрастом (490—520 млн лет) лежащего рядом Лемвинского массива (Полярный Урал), который, согласно предположению Л. В. Махлаева, мог составлять с этими массивами единый трехинный Лемвинско-Яротский плутон. Sm-Nd-датировка, полученная автором для гранитов Яротского массива, составляет 557 млн лет, подтверждает вендский возраст рассмотренных гранитов, формирование которых, скорее всего, связано с началом уральского цикла тектогенеза.

## Литература

1. Андреичев В. Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. Сыктывкар, 1999. 48 с.
2. Андреичев В. Л. Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 11. С. 7—12.
3. Голдин Б. А., Калинин Е. П. Доордовикский магматизм севера Урала // Доордовикская история Урала. 5. Доордовикский магматизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3—30.
4. Голдин Б. А., Калинин Е. П., Пучков В. Н. Магматические формации западного склонов севера Урала и их минералогения. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 214 с.
5. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
6. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
7. Пыстин А. М. Полиморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
8. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2011. Вып. 4 (8). С. 14—19.
9. Соболева А. А., Удоратина О. В. Доуральские гранитоиды на Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 9. С. 16—17.
10. Удоратина О. В., Куликова К. В., Шуйский А. С., Соболева А. А., Андреичев В. Л., Голубева И. И., Капитанова В. А. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с.
11. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.—Л.: АН СССР, 1963. 105 с.

# ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМОВ ПЕЧОРО-КОЖВИНСКОГО МЕГАВАЛА (ЛИНЕАМЕНТНЫЙ АНАЛИЗ И РАДОНОВАЯ СЪЕМКА)

**Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин, А. В. Зелионко,  
А. Ш. Магомедова**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*ezimova89@mail.ru*

Печоро-Кожвинский мегавал (ПКМ) — это инверсионная структура в составе Печоро-Колвинского авлакогена, сформировавшаяся над глубоким верхнедевонско-нижнепалеозойским грабеном. Мегавал резко ассиметричен, приподнят над примыкающей с юго-запада Ижма-Печорской синеклизой [1].

По данным геофизических исследований [2] в пределах мегавала выделена серия разломов рифейского возраста, которые отчетливо прослеживаются в фундаменте и затухают на разных стратиграфических уровнях осадочного чехла. Некоторые из разломов подходят достаточно близко к поверхности и перекрываются четвертичными отложениями.

На следующем этапе исследований проводился автоматизированный линеаментный анализ на основе интерактивного дешифрирования космоснимков. Визуальный линеаментный анализ совместно с автоматизированным часто применяются для трассирования скрытых глубинных разломов фундамента, которые в виде рассеянных зон трещиноватости транслируются через чехол на поверхность в виде линеаментов [3].

Основная цель исследований заключалась в установлении связи между выделенными линеаментами и древними разломами, а также выявлении особенностей проявления их в эманациях почвенного радона.

Автоматизированный линеаментный анализ проводился в программе LEFA. Для работы использовался панхроматический спутниковый снимок Landsat-8 OLI с пространственным разрешением 15 м. В качестве алгоритма обнаружения линейных элементов (штрихов) применялся метод Саппу, используемый для одноканальных спутниковых изображений. Выделение линеаментов осуществляется методом вероятностного преобразования Хафа, который основан на разбивке и спрямлении элементов границ изображения. Штрихи объединяются в линеаменты на основании их коллинеарности [4].

По полученным результатам построена карта плотности линеаментов (рис. 1), на которую вынесены разломы, выделенные по геофи-

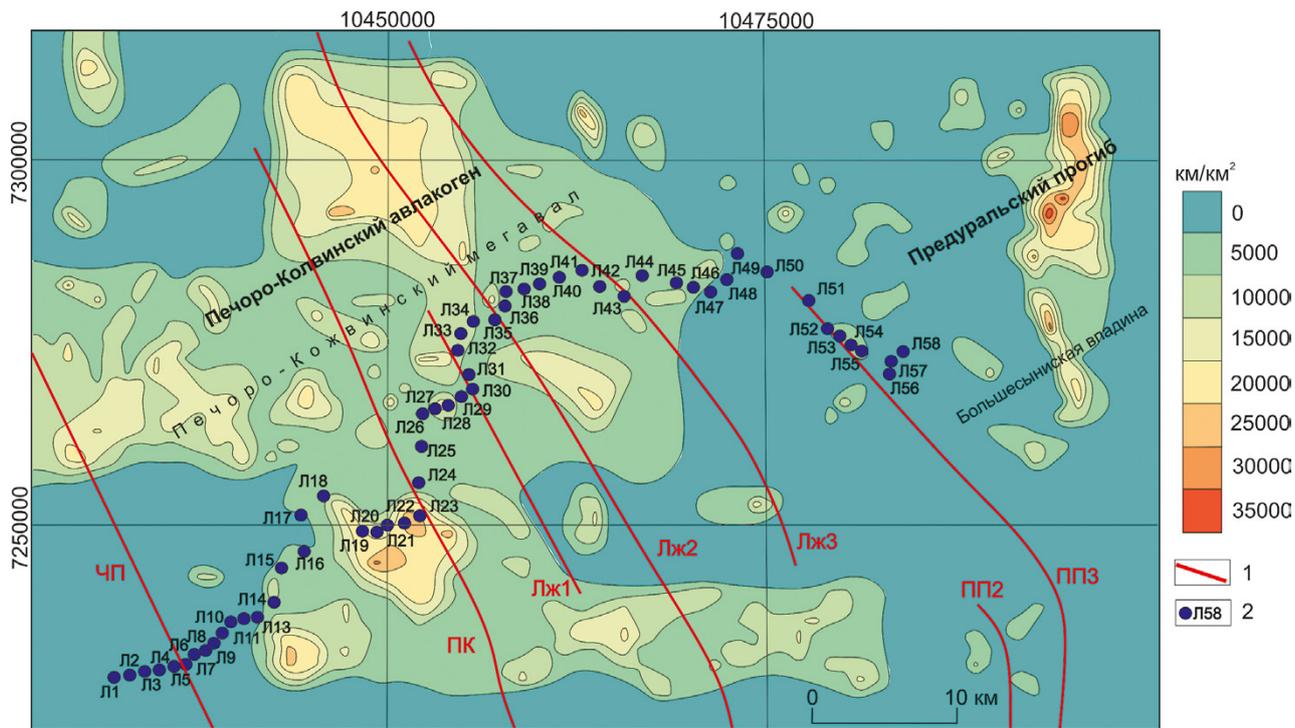


Рис. 1. Схема плотности линеаментов, составленная на основе результатов автоматизированного линеamentного анализа для центральной части Печоро-Кожвинского мегавала, вблизи профиля «Лыжский»: 1 — системы разломов рифейского заложения, выделенные по геофизическим данным: ЧП — Чаркаю-Пылемецкий, ПК — Подчерем-Каменский, Лж — Лыжская система, ПП — Печорогородско-Переборская система; 2 — точки наблюдений радоновых исследований

зическим данным. Плотность линеаментов измеряется в км/км<sup>2</sup>. В пределах мегавала прослеживается широкая область с повышенной плотностью линеаментов, совпадающая в плане с Чаркаю-Пылемецким и Лыжской системой разломов. Внутри области выделяются отдельные зоны различной формы и протяженности, приуроченные к отдельным участкам разломов. Печорогородско-Переборская система, по которой проходит граница ПКМ на востоке, прослеживается на поверхности в виде цепочки небольших участков с повышенной плотностью линеаментов. Следует отметить, что на территории Большесынинской впадины прослеживается субмеридиональная широкая зона, не отвечающая известным глубинным разломам.

В 2016 и 2024 гг. радоновые исследования проводились по речно-му профилю через ЧП, Лж и ПП системы разломов (рис 1). Результаты в виде графиков, на которых отмечены радоновые аномалии, совмещены со сводным сейсмогеологическим разрезом. Аномальными считаются участки, где ОАР превышает среднее арифметическое значение ОАР по профилю. При сравнении полученных в разные годы результатов, можно сказать, что выделяется две стабильные области с аномальными значениями объемной активности радона (ОАР). Первая (Л20–Л25) приурочена к зоне Подчерем-Каменского разлома, вторая (Л52–Л58) — к Печорогородско-Переборскому. Внутри Лыжской системы разломов отмечаются пространственные вариации ОАР в почвенном воздухе (рис. 2). Динамика газа в поперечном направлении объясняется густой сетью разнонаправленных линеаментов, связанных с разломами в фундаменте.

Помимо пространственной динамики радона прослеживаются и временные вариации ОАР. В 2024 г. уровень радона в почвенном воздухе снизился в 2 раза. На суточные и сезонные изменения ОАР основное влияние оказывают погодные условия, такие как время года, количество осадков, температура, влажность атмосферное давление, а также приливные силы Луны [5].

На основании проведенных исследований, можно сделать вывод, что разломы, Печоро-Кожвинского мегавала совпадают с зонами повышенной плотности линеаментов, выделенных на основе автоматизированного линеаментного анализа панхроматических космоснимков Landsat-8 OLI и проявляются в поле почвенного радона аномалиями интенсивностью 400—1600 Бк/м<sup>3</sup>. Полученные результаты могут быть полезны при изучении геодинамики региона.

A

ПЕЧОРО-КОЛВИНСКИЙ АВЛАКОГЕН

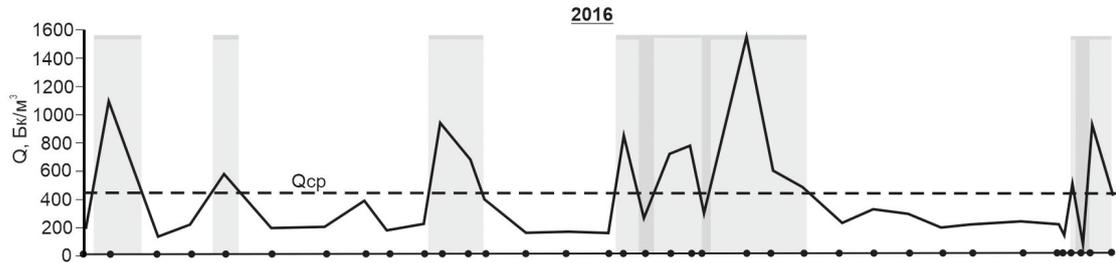
Печоро-Кожвинский мегавал

ИЖМА-ПЕЧОРСКАЯ  
СИНЕКЛИЗА

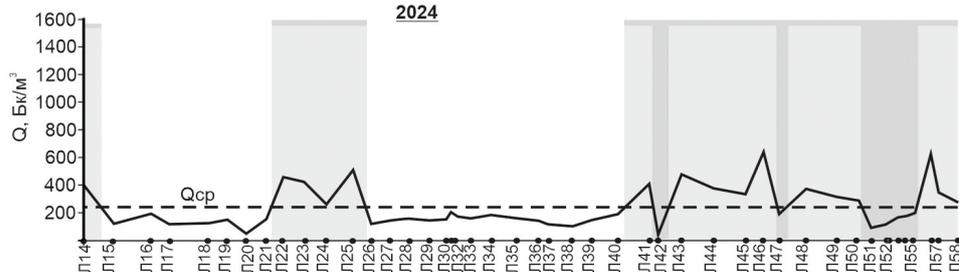
Мутно-Материковский  
вал

Лыжско-Кыртаельский  
вал

Печорогородско-Переборская ступень



Б



В

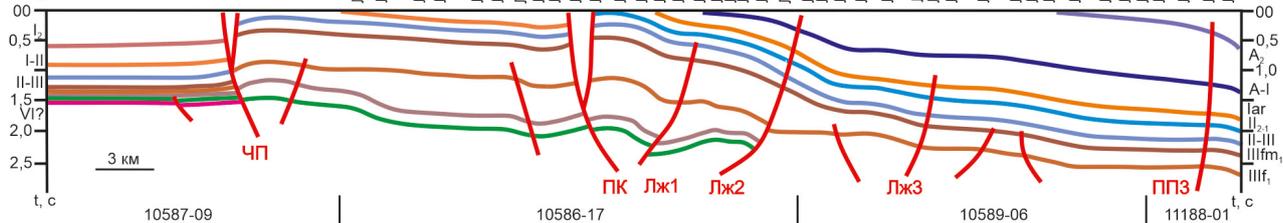


Рис. 2. Сравнение результатов радоновых исследований 2016 и 2024 гг. по профилю «Лыжский»: А — график изменения ОАР по профилю «Лыжский» по данным 2016 г., Б — график изменения ОАР по профилю «Лыжский» по данным 2024 г., В — сводный сейсмогеологический разрез

## Литература

1. Прищепа О. М., Богацкий В. И., Макаревич В. Н., Чумакова О. В., Никонов Н. И., Куранов А. В., Богданов М. М. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазонной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 4. С. 1—34.
2. Езимова Ю. Е., Удоратин В. В., Магомедова А. Ш. Закономерности проявления разломов Печоро-Колвинского авлакогена в поле радона // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2022. №67(1). С. 20—49. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.102>
3. Иванченко Г. Н., Горбунова Э. М., Черемных А. В. Некоторые возможности линеаментного анализа при картировании разноранговых разломов (на примере Прибайкалья) // Исследования Земли из космоса. 2022. № 3. С. 66—83. DOI: 10.31857/S020596142203006X
4. Шевырев С. Л. Программа LEFA: автоматизированный структурный анализ космической основы в среде MATLAB // Успехи современного естествознания. Т. 10. 2018. С. 138—143.
5. Яковлев Г. А., Яковлева В. С. Особенности сезонной динамики изотопов радона в приземной атмосфере // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2020. Т.31. № 2. С. 129—138. DOI: 10.26117/2079-6641-2020-31-2-129-138

# МЕТОДЫ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ И ОБОГАЩЕНИЯ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ НА ПРИМЕРЕ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

**А. П. Жабоедов<sup>1</sup>, А. И. Непомнящих<sup>1</sup>, М. Д. Зимин<sup>1</sup>,  
И. А. Елисеев<sup>1</sup>, А. А. Жерлицын<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ИГХ СО РАН, Иркутск

<sup>2</sup> ИСЭ СО РАН, Томск

*rover2808@yandex.ru*

Ввиду своих уникальных физико-химических свойств материалы, оборудование и технологии на основе высокочистых кварцевых концентратов, синтезированных из природного минерального кварцевого сырья, применяются в различных областях науки и техники: полупроводниковая; светотехническая; волоконно-оптическая; оптическая; стекло специального назначения; высокотемпературная керамика и другие. Большинство работ по получению высокочистых кварцевых концентратов посвящены исследованию жильных типов кварцевого сырья. В данной работе представлены результаты исследования получения высокочистых кварцевых концентратов из мономинеральных кварцитов Восточного Саяна.

Современные технологии обогащения кварцевого сырья (термодробление, применение высокоинтенсивных и высокоградиентных магнитных сепараторов, современные методы флотации, высокотемпературного хлорирования и др.) позволяют освободиться от минеральных примесей. Особое внимание уделяется процессу флотации, т. к. во время флотации эффективно удаляются минеральные примеси [1].

При исследовании кварцитов Восточного Саяна установлен их мономинеральный состав, низкое содержание структурных примесей и высокотемпературной воды [2]. В результате гранулометрического анализа изображений границ зёрен (распознавание зёрен) в программе ImageJ установлено:

— границы зерен мелкозернистого кварцита преимущественно ровные, зёрна с волнистым угасанием не выявлены, часто встречаются тройные стыки под углом 120°, пластической деформации не подвергался и испытывал статическую рекристаллизацию;

— границы зерен сливного кварцита преимущественно ровные, как и у мелкозернистого кварцита, встречаются единичные зёрна с волнистым угасанием, часто встречаются тройные стыки под углом

120°, представляет собой дальнейшую форму статической рекристаллизации мелкозернистого кварцита, с незначительной долей пластической деформации;

— суперкварцит характеризуется более удлинённой формой крупных зёрен, по сравнению со сливным и мелкозернистым кварцитами, что можно наблюдать в увеличении значений соотношения сторон для крупных зёрен более 0.03 мм<sup>2</sup>, тройные стыки под углом 120° встречаются между зёрнами среднего размера, подвергался пластической деформации в режиме вращения субзёрен. Во всех трёх типах некоторые границы зёрен ярко выражены и выделяются на фоне соседних зёрен, возможно из-за наличия пор и концентрации флюида.

Процентное соотношение распределения зерен представлено в таблице 1.

В результате исследования кварцитов разработана «сухая» схема обогащения. Данная схема включает в себя следующие процессы: дробление кварцевого куска с последующим грохочением и выделением рабочей фракции 3—10 мм; промывка куска в дезинтеграторе для удаления остатков глины; сушка куска; термодробление; измельчение; классификация крупки до фракции +100—300 мкм; химическое обогащение 20% HCl:10%HF Ж/Т=2:1; сушка кварцевой крупки; контроль качества кварцевого концентрата; упаковка [3]. Результаты обогащения представлены в таблице 2. По данной схеме получены кварцевые концентраты с суммарным содержанием 10 регламентирующих примесей от 10 до 24 ppm, в зависимости от разновидности кварцевого сырья.

«Сухая» схема обогащения обеспечивает получение кварцевых концентратов высокой чистоты, однако она имеет ряд технологических недостатков. Масса конечного продукта составляет не более 35 % от исходной породы, технологически на дисковом истирателе не доизмельчается фракция +350—600 мкм, необходимо снижение механической прочности исходной породы. Все эти недостатки связаны с механическим методом дезинтеграции.

Таким образом нами исследованы альтернативные методы измельчения электроискровое и электрогидравлическое дробление [4]. В результате исследования дезинтеграции кварцитов Восточного Саяна данными методами установлено: высокая селективность, разделение на минеральные индивидуумы с сохранением границ зерен, вскрытие флюидных включений, снижение количества переизмельченного материала по сравнению с механическим измельчением, не требуется предварительное терморазупрочнения кварца, исключение данной операции упрощает технологическую схему передела кварцевых пород.

Таблица 1

**Процент распределения зёрен по количеству и площади в различных диапазонах размера**

Тип кварцита	Диапазон <0.1 мм		≥0.1мм <0.3 мм		≥0.1 мм <0.4 мм		≥0.3 мм		≥0.4 мм	
	N	S	N	S	N	S	N	S	N	S
мелкозернистый кварцит	37.54	3.69	50.05	48.71	59.12	78.07	12.41	47.60	3.34	18.24
сливной кварцит	21.11	0.99	42.92	18.05	58.93	40.31	35.96	80.97	19.95	58.71
суперкварцит	47.63	3.32	41.45	30.96	45.79	41.77	10.92	65.72	6.58	54.90

Примечание: N — % количество зерен; S — % площади.

Таблица 2

**Массовые доли примесей в исходных кварцитах и синтезированных концентратах после ХО, ppm**

Тип кварца	Fe	Al	Ti	Ca	Mg	Cu	Mn	Na	K	Li	Σ10
Суперкварцит исх.	6	27	1.7	0.8	1	0.17	0.02	3.5	6.3	0.13	46.6
Суперкварцит ХО.	0.9	4.5	0.8	0.7	0.2	0.14	0.01	2.5	0.5	0.12	10.4
Мелкозернистый исх.	7.1	65.9	2.4	4.6	4.4	0.16	0.09	5.9	23.9	0.14	115
Мелкозернистый ХО.	0.6	9.3	1.1	1.3	1.3	0.12	0.01	4.0	2.3	0.14	20.2
Сливной исх.	4.9	10.4	0.3	7.3	0.9	0.2	0.1	19.3	6.2	0.3	50
Сливной ХО.	6.9	5.3	0.2	2	0.5	0.11	0.05	1.1	0.9	0.4	17
Порфиоровидный исх.	5.08	62.6	1.5	2.7	3	0.06	0.01	4.1	24	0.04	103
Порфиоровидный ХО.	1.6	9.9	0.8	2.1	0.6	0.04	0.01	1.8	2.5	0.02	19.9
Уренгенур исх.	13.8	234	17.5	186	51	0.1	0.9	6.8	124	0.1	634
Уренгенур ХО.	3.5	11.1	1.8	1.7	1.4	0.08	0.06	2.8	1.9	0.1	24

*Работа выполнена по госзаданию № 0284-2021-0004 «Материалы и технологии для разработки радиационных детекторов, люминофоров и оптических стекол», с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.*

### **Литература**

1. Haus R., Prinz S., Priess C. Assessment of high purity quartz resources // Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics. — Springer, Berlin, Heidelberg, 2012. — С. 29—51.
2. Высокочистые кварциты Восточного Саяна / А. И. Непомнящих, А. М. Федоров, А. П. Жабоедов, М. Г. Волкова // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 8. С. 1205—1215.
3. Жабоедов А. П., Непомнящих А. И., Соломеин О. Н./ Кварцевые концентраты из кварцитов Восточного Саяна // Известия РАН. Серия физическая. 2017. № 9. С. 1232—1237.
4. Кондратьев, С. С., Жерлицын, А. А., Алексеенко, В. М., Непомнящих, А. И., Жабоедов, А. П., & Романов, В. С. (2022). Оптимизация режимов электро-разрядного дробления кварцевого сырья. In Proceedings of 8th International Congress on Energy Fluxes and Radiation Effects (pp. 494—497).

# МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ АГРОХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ГРАВИТАЦИОННОГО ПЕРЕНОСА

**О. А. Журавлева**

ФГБОУ ВО «КГТУ», Калининград

*mr.qwow1337@yandex.ru*

Знание того, как перераспределяются агрохимические элементы в почве после внесения удобрений необходимо для рационального планирования доз вносимых удобрений и метода их внесения в почву. Также для расчета вносимых доз удобрений под конкретную сельскохозяйственную культуру необходимо знать, какая часть соответствующих элементов вымывается за пределы участка или в слои почвы, недостижимые для корней растений.

Существует два основных миграционных процессов химических элементов в почвах: вертикальная миграция за счет осадков, нисходящем токе почвенной влаги и движения грунтовых вод; горизонтальная миграция за счет движения поверхностных вод, ветровой и водной эрозии.

Цель данной работы состоит в моделировании горизонтально-го переноса подвижных форм агрохимических элементов под действием поверхностных вод на примере участка Озерского района Калининградской области. Ключевым фактором на дерново-подзолистых среднесуглинистых почвах [2] участка, обуславливающим этот процесс, является рельеф участка. Информация о рельефе взята из цифровой модели рельефа «AW3D30 OpenTopography» [1]. Моделирование гравитационного перераспределения осуществлялось с помощью программы Rhinoceros 7 с системой Grasshopper. Скрипт Grasshopper основан на коде Дэниэля Пайкера [3] и использует аддон (дополнение) для физического моделирования Kangaroo 2, и моделирует движение частиц по рельефу под действием гравитации. Исходно частицы случайным образом распределяются на заданной площади. В дальнейшем программа моделирует движение каждой частицы в соответствии с рельефом.

При равномерном исходном распределении частиц моделирование показывает их концентрацию в понижениях рельефа: долине реки Анграпа и бессточных котловинах (рисунок, А). Однако равномерное внесение удобрений по всей площади нереалистично. Поэтому проведено моделирование при исходном распределении частиц на опреде-

Результаты моделирования при равномерном внесении удобрений



8 km

Результаты моделирования при внесении удобрений на отдельном участке



8 km

Результаты моделирования при внесении удобрений на отдельном участке



8 km

Результаты моделирования распределения агрохимических элементов на ключевом участке. Красным прямоугольником обозначено место внесения удобрений, синими кругами отмечены места концентрации после миграции

ленных участках, отвечающих сельхозугодиям. При внесении удобрений на сенокосном участке (рисунок, Б) в юго-восточной части площади прогнозируется их перераспределение в долину реки и окружающие понижения рельефа, при этом на самом участке внесенные элементы практически не аккумулируются. Кроме того, удобрения, внесенные на этом участке, будут источником загрязнения окружающих водоемов. При внесении удобрений на пастбищном участке (рисунок, В) на северо-западной части площади прогнозируется минимальный поверхностный перенос; только малое количество элементов будет вынесено за пределы участка.

Следует отметить, что данное прогнозирование обладает рядом недостатков. Не учитываются свойства поверхности, которые могут замедлять процессы горизонтального переноса (наличие и плотность растительности, гранулометрического состава почвы и её типа). На моделировании сказывается невысокая точность использованной общедоступной модели рельефа, поэтому полученные результаты носят оценочный характер.

Применение этого метода перспективно для прогноза перераспределения агрохимических элементов на участках с однородным почвенным покровом и для которых построена детальная цифровая модель рельефа.

*Работа выполнена в рамках инициативно-поисковой госбюджетной научно-исследовательской темы кафедры агрономии и агроэкологии ФГБОУ ВО «КГТУ» «Почвенные ресурсы Калининградской области: оценка, использование, продуктивность, управление».*

## Литература

1. OpenTopography // OpenTopography Facility, San Diego Supercomputer Center, University of California San Diego: сайт. 2023. URL: <https://opentopography.org> (дата обращения 29.09.2024).

2. Урусевская, И. С., Алябина И. О., Шоба С. А. Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации. Масштаб 1:8000000. Пояснительный текст и легенда к карте: учебное пособие. Москва: МАКС Пресс, 2020. 100 с. ISBN 978-5-317-06346-7

3. Dan-Piker/Kangaroo-examples // GitHub Inc.: сайт. 2024. URL: [https://github.com/Dan-Piker/Kangaroo-examples/tree/master/collisions\\_and\\_packing](https://github.com/Dan-Piker/Kangaroo-examples/tree/master/collisions_and_packing) (дата обращения 29.09.2024).

# **СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ И СПЕКТРОСКОПИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ВЫСОКОВОССТАНОВЛЕННЫХ СУХИХ ЖИЛОПОДОБНЫХ РАСПЛАВНЫХ ИМПАКТИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ**

**А. А. Зубов, Т. Г. Шумилова**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*alexander.zubov.1994@gmail.com*

Расплавные импактиты привлекают значительный интерес не только как продукты солидификации ударных расплавов в экстремальных условиях [1], но и как потенциальные концентраторы вещества тела ударника [2]. В крупных импактных структурах метеоритное вещество обычно не сохраняется в виде изолированных фрагментов, а тонко рассеяно в импактитах [3]. Расплавные импактиты, представленные преимущественно стеклом, могут служить своеобразным природным контейнером, защищающим не только фрагменты целевых пород, но и потенциальное вещество самого ударника от внешнего выветривания.

В ходе экспедиции 2021 года на Карской астроблеме нами были обнаружены расплавные жилородобные тела расплавных импактитов коричневого цвета. Их дальнейшие исследования позволили установить присутствие троилита в виде округлых обособлений и реликтовых фрагментов. В связи с этим были проведены более детальные исследования с целью выяснения их специфики в сравнении с ранее изученными импактитами жильного восходящего комплекса на р. Кара [4].

Структурные особенности и вещественный состав изучены при помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на приборах Tescan Vega 3 (Czech Republic) с энергодисперсионной приставкой Oxford instruments X-Max и Axia ChemiSEM (Thermo Fisher Scientific). Троилит был идентифицирован *in situ* при помощи дифракции обратно рассеянных электронов (EBSD). Рентгенофазовый анализ выполнен на приборе DX2700BH (Haoyuan, Китай) с использованием кремниевого дрейфового детектора и рентгеновской трубки с Cu анодом при токе 30 мА и напряжении 40 кВ и держателе образца из монокристаллического кремния без рентгеновских отражений. Спектроскопическая характеристика матриц импактитов была получена с помощью конфокального Рамановского микроскопа RAMOS M520 (SOL Instruments, Беларусь) с одномодовым твердотельным лазером 532 нм с выходной

мощностью 25 мВт (18 мВт на образце). Рамановские спектры троилита получены с использованием Рамановского спектрометра LabRam HR 800 (Horiba Jobin Yvon, Франция) при комнатной температуре и атмосферном давлении с возбуждением He-Ne лазером (632 нм), выходной мощностью лазера 2 мВт, с использованием микроскопа Olympus BX41 при увеличении  $\times 50$  на полированных шлифах. Содержание двухвалентного железа определялось объёмным бихроматным методом. Данные термического анализа были получены с использованием прибора синхронного термического анализа TGA/DSC 3+ (Mettler Toledo).

В результате проведенных исследований установлены следующие особенности нового типа жилоподобных расплавных импактитов Карской астроблемы: 1) существенно меньшее содержание  $H_2O$  по отношению к водосодержащим жильным расплавным импактитам, более восстановленное состояние железа; 2) очень редкое присутствие микрокристаллов пироксена, что может свидетельствовать о более быстрой солидификации расплава; 3) рамановские спектры матрицы характеризуются наличием полосы при  $785\text{ см}^{-1}$ , отвечающей за наличие свободных тетраэдров  $SiO_4$ ; 4) присутствие включений троилита в алюмосиликатной стеклянной матрице, в том числе в виде реликтовых обломков.

Основываясь на полученных в ходе исследования данных о разнице содержания воды мы описываем обнаруженные жилеобразные тела коричневого цвета как сухие расплавные импактиты, которые являются хорошей средой для консервирования ударного материала, что, безусловно, требует их дальнейшего изучения.

*Авторы выражают благодарность за помощь в проведении аналитических работ: Исаенко С. И., Уляшеву В. В., Тропникову Е. М., Шуйскому А. С., Макееву Б. А., Кокшаровой О. В., Туленковой Н. В., а также Сусол Е. В. и Шмырову А. Е. за помощь в пробоподготовке.*

*Комплекс аналитических исследований был проведен в ЦКП «Геонаука» (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия). Работа выполнена в рамках темы НИР #12204060009-2.*

## Литература

1. French B. Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures. Lunar and Planetary Institute, Houston. 1998. LPI Contribution No. 954. 120 pp.

2. Цельмович В. А., Сергиенко Е. С., Смирнова Р. В., Попов В. В., Сапожников А. В., Дологов А. В. Магнитные минералы Карской астроблемы // Палео-

магнетизм и магнетизм горных пород (теория, практика, эксперимент).  
Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма  
и магнетизма горных пород». СПб.: СОЛО, 2012. 314 с.

3. Kapustkina I. G. The projectile reconstruction by the meteorite matter in the  
impactites // *Meteoritics*. 1989. Vol. 24. p. 283.

4. Shumilova T. G., Lutoev V. P., Isaenko S. I., Kovalchuk N. S., Makeev B. A.,  
Lysiuk A. Y., Zubov A. A., Ernstson K. Spectroscopic features of ultrahigh-pressure  
impact glasses of the Kara astrobleme // *Scientific Reports*. 2018. 8. 6923.

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАМЕННОУГОЛЬНО-НИЖНЕПЕРМСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СЕВЕРА УРАЛА (СЕЗЫМСКАЯ И ЛОСИНООСТРОВСКАЯ СВИТЫ)

**Н. С. Инкина**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*nsinkina@geo.komisc.ru*

В северной части Западного склона Урала и Предуралья распространены маломощные верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения (видимой мощностью до 25 м), выделенные в объеме сезымской (ассель-сакмар) и лосиноостровской (гжель-ассель) свит. Выходы сезымской свиты наблюдаются на реках Уса, Воркута, Лек-Елец, ручьях Кеч-Шор (басс. р. Усы) и Тангепче (басс. р. Лемвы), а также в двух карьерах. Лосиноостровская свита представлена в единственном разрезе на р. Кожим. Свиты сложены карбонатолитами, силицитолитами и микстолитами (породами смешанного состава), реже встречаются алевролиты

Изучение изотопного состава карбонатных пород все чаще используется, как дополнительный метод, для выяснения условий осадконакопления и/или диагенеза [например: 4, 8, 10 и др.]. Кроме этого, на сегодняшний день существует ряд работ посвященных «изотопной хемостратиграфии» [5—7, 9].

Изучение изотопного состава углерода и кислорода валовых образцов проводилось на аналитическом комплексе, включающем в себя систему подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage фирмы ThermoFisherScientific (Бремен, Германия) (аналитик И. В. Смолева). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  даны в промилле относительно стандарта PDB,  $\delta^{18}\text{O}$  — относительно стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты МАГАТЭ NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone). Ошибка определения для  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $\pm 0.1$  ‰ (аналитик И. В. Смолева). Исследования осуществлялись в ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Ранее нами был исследован изотопный состав карбонатных пород лосиноостровской свиты [1]. Лосиноостровская свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита, общей мощностью около 13 м, сложена радиоляритами, вторичными силицитолитами (окремненные биолкастовые известняки) и микстолита-

ми, с несколькими маломощными слоями биокластовых известняков. Верхняя подсвита, видимой мощностью около 12 м, сложена преимущественно биокластовыми и пелоидно-микритовыми известняками, менее распространены пелитоморфно-микрозернистые известняки, обогащенные терригенной примесью. Основная часть отложений этого разреза датирована среднеассельскими конодонтами (верхний подгоризонт холодноволжского горизонта), верхние 3.5 м — позднеассельскими (низы шиханского горизонта) и лишь в основании свиты (первый метр) обнаружены конодонты средней части гжельского яруса [3]. Полученные данные изотопного состава на диаграмме в координатах  $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$  визуально обособились в три кластера. Первый кластер представлен наиболее интенсивно окремненными породами, демонстрирующими самые низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (-0.3...1.1 ‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (23.5...25.0 ‰). В этот кластер объединены все проанализированные породы нижней подсвиты. Третий кластер, характеризующийся самыми высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (3.9...5.1 ‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (26.0...26.8 ‰), состоит из биокластовых и пелоидно-микритовых известняков верхней подсвиты. Второй кластер, занимает промежуточное положение и характеризуется значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (2.0...2.8 ‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (24.3...25.4 ‰). Он представлен преимущественно известняками верхней подсвиты, обогащенными терригенной примесью. Были выдвинуты предположения, что низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , характерные для пород первого кластера, связаны с процессами растворения/осаждения, приводящими к перераспределению карбонатного и кремнистого вещества на постседиментационной стадии. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  пород, объединённых в третий кластер, соответствуют интервалу вариаций изотопного состава углерода, указанному в обзорных работах по хемотратиграфической корреляции пермских отложений и, возможно, могут отражать первичные изотопные данные. Облегчение изотопного состава углерода и кислорода, по сравнению с биокластовыми и пелиодными известняками верхней пачки, в алевритисто-глинистых известняках могло быть обусловлено потоком опресненных вод с суши и/или влиянием постседиментационных процессов [1].

Сезымская свита по строению и составу очень изменчива. Ранее нами были выделены три типа разрезов: микстолито-карбонатолитовый (усинский), силицитолито-карбонатолитовый (цементнозаводской) и карбонатолитовый (лекелецкий) Лосиноостровская свита наиболее сходна с цементнозаводским типом разреза, который вскрыт карьером «Правобережье», расположенного на правом берегу р. Воркуты. Здесь в строении свиты выделены три пачки [2]. Подобно лосиноостровской свите, нижняя пачка — преимущественно кремни-

стая, сложена радиоляритами, спонголитами, вторичными силицито-литами (окремненные известняки) и микстолитами, из которых определены раннепермские брахиоподы. Верхнюю пачку, существенно карбонатную, слагают пелоидно-микритовые известняки, датируемые среднеассельскими конодонтами. Но, в отличие от лосиноостровской свиты, в составе данного разреза присутствует еще одна (средняя) пачка, сложенная микстолитами, глинистыми алевролитами и известняками. Ее верхи охарактеризованы раннеассельскими конодонтами [2].

Для изучения изотопного состава были отобраны: 1) вторичный силицит и кремнисто-алевритистый известняк (нерастворимый остаток около 43 %) из нижней пачки; 2) известняки средней пачки (пелоидно-микритовые относительно чистые и пелитоморфно-микрозернистые, обогащенные кремнисто-гиинисто-алевритистым компонентом, NO около 45 %); 3) пелоидно-микритовые известняки верхней пачки. Также был проанализирован глинисто-алевритисто-карбонатный микстолит с границы средней и верхней пачек.

Самые высокие значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (4.4...5.2 ‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (25.6...27.6 ‰) установлены в пелоидно-микритовых известняках верхней пачки. Более низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  характерны для относительно чистых пелоидно-микритовых известняков средней пачки, при этом значения  $\delta^{18}\text{O}$  остаются относительно высокими — 1.2 ‰ и 27.0 ‰ соответственно. Для всех остальных изученных пород значения  $\delta^{18}\text{O}$  не достигают 24 ‰. Самые низкие значение как  $\delta^{13}\text{C}$  (0.51‰), так и  $\delta^{18}\text{O}$  (21.8‰) установлены во вторичных силицитолитах нижней пачки. Кремнисто-глинисто-алевритистые известняки нижней и средней пачек характеризуются значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (1.2...1.6 ‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (23.4...23.5 ‰). Глинисто-алевритисто-карбонатный микстолит, также характеризуется низким значением  $\delta^{18}\text{O}$  (23.4 ‰), а величина  $\delta^{13}\text{C}$  увеличивается до 2.9 ‰.

Полученный изотопный состав карбонатных пород сезымской свиты оказался сходным с данными по лосиноостровской свите. Так на диаграмме  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  пелоидно-микритовые известняки верхней пачки сезымской свиты попадают в поле распространения биокластовых и пелоидно-микритовых известняков верхней подсвиты лосиноостровской свиты (третий кластер) и характеризуются самыми высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . Выше отмечено, что такие значения  $\delta^{13}\text{C}$  соответствуют интервалу вариаций изотопного состава углерода, указанному в большинстве обзорных работ по хемотратиграфической корреляции пермских отложений. Небольшое облегчение  $\delta^{18}\text{O}$  в этих известняках можно объяснить температурным фактором. Облегчение изотопного состава углерода в относительно чистых от терригенной

примеси пелоидно-микритовых известняках средней пачки сезымской свиты, вероятно, указывает отличающиеся условия их образования, возможно, отражая более глубоководные обстановки. Облегчение изотопного состава углерода и кислорода в микстолитах (граница средней и верхней пачек), обогащенных терригенной примесью может быть обусловлено, как и для пород второго кластера лосиноостровской свиты, поступлением в бассейн седиментации изотопно-легких пресных вод и растворенной в ней углекислоты. Самые низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в обеих свитах характерны для вторичных силицитов, что, вероятнее всего, связано с флюидами, приносящими кремнезем на постседиментационном этапе породообразования. На изотопный состав кремнисто-глинисто-алевритистых известняков нижней и средней пачек могли повлиять, как минимум три фактора: 1) как и в случае с микстолитом, облегчение изотопного состава углерода и кислорода могло быть обусловлено поступлением в бассейн седиментации изотопно-легких пресных вод; 2) влияние флюидов, переносящих кремнезем; 3) нельзя исключать и первичный более легкий, по сравнению с известняками верхней пачки, изотопный состав углерода (в пределах 1.0...2.0 ‰).

*Работа проводилась в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (№ 122040600013-9, FUUU-2022-0054)*

## Литература

1. Инкина Н. С. Изотопный состав углерода и кислорода нижнепермских карбонатных пород лосиноостровской свиты (Приполярный Урал, р. Кожым) // Вестник геонаук. 2024. 3(351). С. 3—14. DOI: 10.19110/geov.2024.3.1
2. Инкина Н. С. Новые представления о сезымской свите (нижняя пермь, Полярный Урал) // ДАН. 2019. Т. 489. № 1. С. 53—56. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5652489153-56>
3. Инкина Н. С., Салдин В. А. Особенности вещественного состава верхнекаменноугольно–нижнепермских пород лосиноостровской свиты и роль внебассейновых источников в их формировании (Приполярный Урал) // Литосфера. 2024. 24(3). С. 479—506. DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-3-479-506
4. Кулешов В. Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщ. 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые, 2001 (5). С. 491—508.
5. Buggisch, W., Wang, X., Alekseev A. S., Joachimski M. M. Carboniferous-Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. 301. pp. 18—38.

6. Grossman E. L., Yancey T. E., Jones T. E., Bruckschen P., Chuvashov B., Mazzullo S. J., Mii H.-S. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: The isotopic record from low-latitudes // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. 268. pp. 222—233.
7. Korte C., Jasper T., Kozur H. W., Veizer J. Delta O-18 and delta C-13 of Permian brachiopods: A record of seawater evolution and continental glaciation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. 224. pp. 333—351.
8. Preto N., Spötl C. and Guaiumi C. Evaluation of bulk carbonate  $\delta^{13}\text{C}$  data from Triassic hemipelagites and the initial composition of carbonate mud // *Sedimentology*, 2009, 56. pp.1329—1345. doi: 10.1111/j.1365-3091.2008.01036.x
9. Saltzman M. R. and Thomas E. Carbon Isotope Stratigraphy / *The Geologic Time Scale*. 2012. pp. 221—237. DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00011
10. Swart P. K., Oehlert A. M. Revised interpretations of stable C and O patterns in carbonate rocks resulting from meteoric diagenesis // *Sedimentary Geology*. 2018. 364. pp. 14—23. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2017.12.005

# ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРИУСТЬЕВОЙ ЧАСТИ ДОЛИНЫ Р. ЧЁРНАЯ (СЕВЕРО-ЗАПАД БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ)

**В. А. Исаков**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*isakovvlad94@gmail.com*

Речные системы северной части Большеземельской тундры играют важную роль в формировании рельефа территории и переносе осадочного материала на шельф Баренцева моря. Они являются не только источниками минерально-сырьевых и природных ресурсов, но и представляют собой ключевые логистические артерии отдалённых населённых пунктов. Немаловажным являются и фундаментальные исследования, связанные с переформированием речных систем крайнего севера во время развития и деградации ледниковых покровов в среднем и позднем неоплейстоцене. Несмотря на это, русловой режим и структура пойменно-руслового комплекса большинства рек никогда не изучались, а исследования ограничивались немногочисленными тематическими работами.

В настоящей работе использованы результаты комплексных геолого-геоморфологических исследований, которые проводились на 50 километровой участке приустьевой части долины р. Чёрной (северо-запад Большеземельской тундры), принадлежащей к бассейну Печорского моря (рис. 1).

В задачи полевых исследований входил выбор ключевых участков долины реки, представительных для характерных форм и типов рельефа и проведение в их пределах детальных геолого-геоморфологических исследований. Для решения вопросов фациально-генетической принадлежности осадков применялся комплекс литологических (текстурный, гранулометрический, минералогический, дифрактометрический), геоморфологических (морфологический и морфометрический) и геохронологических (радиоуглеродное датирование органического вещества) методов.

Анализ мощностей четвертичных отложений и условий их залегания показывают, что современный рельеф территории в целом соответствует поверхности подстилающих коренных нижнемеловых пород [1], усложняясь глубокооврезанными речными долинами и современными криогенными процессами.

Гидрографическая сеть приустьевой части реки характеризуется перепадом абсолютных отметок уреза воды от 0 до 2 м над уровнем

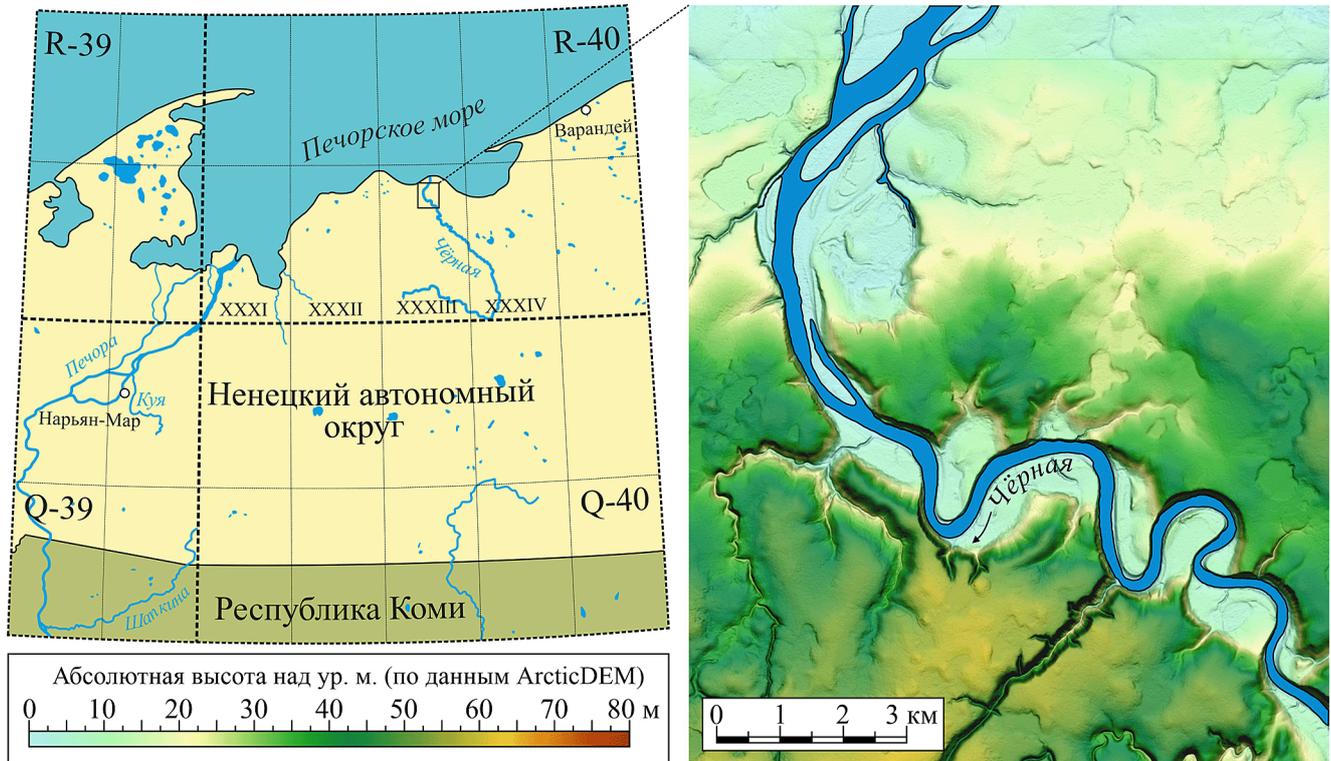


Рис. 1. Расположение и гипсометрическая характеристика приустьевой области долины р. Чёрной (северо-запад Большеземельской тундры) по данным цифровой модели рельефа ArcticDEMv4.

моря (ур. м.). В строении долины нижнего течения р. Чёрной были выделены два ключевых участка, в границах которых река существенно меняет свой гидродинамический режим: тип русла, направление течения и характер распространения надпойменных террас.

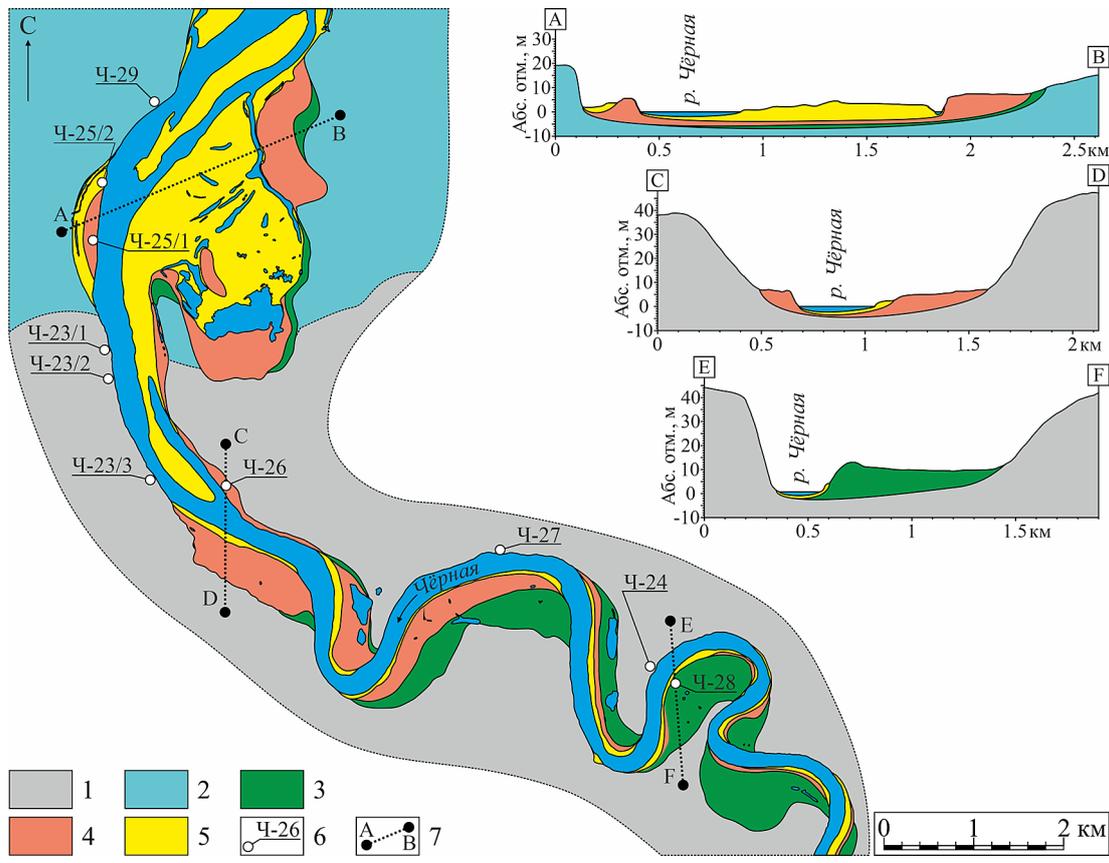
Верхняя часть изученного участка долины реки представлена врезанными и меандрирующими морфометрическими типами речных излучин с асимметричными трапецевидными и корытообразными поперечными профилями долины шириной 0.4—1.1 км. Уклон долины реки преимущественно в северо-западном направлении, а глубина эрозионного вреза в четвертичные породы составляет от 30 до 55 м.

Нижняя часть долины характеризуется свободными морфометрическими типами речных излучин с асимметричными широкими трапецевидными поперечными профилями шириной от 0.5 до 2.5 км и глубиной эрозионного вреза 5—15 м.

По данным полевых геоморфологических и цифровых морфометрических исследований рельефа, в долине нижнего течения р. Чёрной были выделены: аккумулятивный ледниковый, эрозионно-аккумулятивный морской и эрозионно-аккумулятивный типы рельефа двух надпойменных террас и поймы (рис. 2).

Аккумулятивный ледниковый рельеф занимает самые высокие гипсометрические отметки (20—68 м над ур. м.) и представлен равнинно-холмистой поверхностью с уклоном  $1^\circ$  в северо-восточном направлении. Осадки выделенного типа рельефа вскрыты в обнажениях Ч-23/1, Ч-23/2, Ч-23/3 и Ч-24 и представлены бызовскими аллювиальными светло- и тёмно-серыми хорошо сортированными песками, перекрытыми коричневато-сизыми плотными валунными суглинками полярного возраста [2]. Характерной особенностью данного типа рельефа является наличие погребённых древних речных излучин (меандров), спроецированных ледниковыми отложениями и выделяющихся на цифровой модели рельефа ArcticDEM. Поверхность осложнена многочисленными ложбинами стока талых ледниковых вод шириной от 120 до 550 м и глубиной эрозионного вреза 15—45 м, сложенных преимущественно грубообломочными осадками (валуны, галька и гравий). Наблюдаются многочисленные блюдцеобразные понижения (хасырей), образовавшиеся при спуске озёрных водоёмов.

Третья эрозионно-аккумулятивная морская терраса распространена преимущественно в северной части долины реки на абсолютных отметках от 10 до 20 м (рис. 2, профиль А—В) и имеет слабый уклон поверхности (до  $1^\circ$ ) в северном направлении. Отличительной особенностью его развития на территории является наличие озёр шириной 0.15—2.2 км и их осушенных аналогов, выделяющихся в рельефе в ви-



де заторфованных котловин. Существенное влияние на формирование этого типа рельефа оказывают современные криогенные процессы, которые проявляются в формировании бугров пучения высотой до 2—3 м на поверхности спущенных озёр. Радиоуглеродное датирование торфа одного из бугров (обн. Ч-29) показывает, что формирование озёрного бассейна закончилось в раннем атлантическом периоде (IGAN 10839: 7180±150 л. н., 8001 кал. л. н.), вероятно, после регрессии уровня Баренцева моря в голоцене [3].

Вторая надпойменная терраса высотой от 6 до 10 м над ур. м. имеет плоскую и волнистую равнинную поверхность. Её характерной особенностью является наличие прирусловых валов, высотой до 3—4 м, которые отчетливо дешифрируются на продольных профилях долины реки (рис. 2, профиль Е—F). Терраса имеет чёткие уступы и ровную поверхность, осложнённую многочисленными торфяниками с полигональным рельефом. Осадки вскрыты в обн. Ч-28 и представлены аллювиальными коричневато-серыми мелко-среднезернистыми алевритовыми и глинисто-алевритовыми песками суммарной мощностью 5.6 м.

Первая надпойменная терраса распространена фрагментарно, преимущественно в нижней части исследуемого участка реки и имеет перепад абсолютных отметок от 4 до 6 м (рис. 2, профиль С—D). Осадки террасы представлены эстуарными, озёрными и озёрно-болотными отложениями. Озёрные алевритовые суглинки и глинисто-песчаные алевриты мощностью 1.2 м вскрыты в основании обн. Ч-26, где слагают цоколь террасы. Их перекрывают озёрно-болотные осадки, сложенные переслаиванием сизой супеси, светло-коричневого мелкозернистого песка, бежевых глинисто-песчаных алевритов и сизых алевритовых суглинков общей мощностью 5.4 м с прослоями коричневого торфа. Радиоуглеродные датировки торфа из обн. Ч-26 свидетельствуют об обмелении и зарастании озёрного бассейна седиментации в среднем субатлантическом периоде (IGAN 10834в: 1470 ± 65 л. н., 1361 кал. л. н.). Эстуарные осадки вскрыты в обн. Ч-25/1 и сложены бежевым алевритовым мелкозернистым песком, переслаивающимся с сизой супесью общей мощностью 4.5 м.

Пойма имеет широкое распространение преимущественно в нижнем течении исследуемого участка реки (рис. 2), тогда как в среднем

---

Рис. 2. Геоморфологическая схема долины р. Чёрной по данным цифровой модели рельефа ArcticDEMv4.

1 — аккумулятивный ледниковый рельеф; эрозионно-аккумулятивный морской рельеф; 2 — третья надпойменная терраса; эрозионно-аккумулятивный аллювиальный рельеф; 3 — вторая надпойменная терраса, 4 — первая надпойменная терраса, 5 — пойма; 6 — разрезы береговых обнажений; 7 — геологический профиль

и верхнем — слагает только узкую полосу ядер меандров. Она занимает гипсометрическое положение от 1.5 до 3 м, характеризуется сегментно-гривистым морфологическим типом, поверхность её осложнена многочисленными старицами, озерами и ручьями. Осадки пойменной террасы вскрыты в обн. Ч-25/1 и представлены эстуарными сизыми супесями, бежевыми песчаными алевритами и мелкозернистыми песками суммарной мощностью 2.5 м.

Таким образом, на основе полученных данных было установлено, что приустьевая часть долины р. Чёрной представляет собой ледниково-аккумулятивную равнину. Характер распределения бызовских межледниковых осадков косвенно свидетельствует о существовании в валдайское время русловой системы с комплексом меандров, которые отчётливо дешифрируются на цифровой модели рельефа ArcticDEM. После деградации ледника в полярное время произошло заложение речной системы в рамках долины, сформированной в бызовское время. Наличие на поверхности рельефа линейных глубоковрезанных долин, направленных в сторону русла р. Черной — главного водосбора территории, вероятно, может свидетельствовать о существовании крупных массивов мертвого льда на водоразделах в позднеледниковое время. Регрессивный характер изменчивости уровня Баренцева моря [3] в голоцене привел к интенсивному врезанию русловых систем и образованию системы надпойменных террас. В настоящее время продолжается накопление отложений пойменной террасы, озёрно-болотных осадков с их последующей эоловой переработкой.

*Исследования выполнены в рамках темы НИР «Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления» ГР №122040600008-5 и проекта РНФ № 23-27-00281 «Верхний неоплейстоцен и голоцен на севере Печорской низменности: седиментогенез, стратиграфия, палеогеография».*

## Литература

1. Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. Москва: «Аэрогеология», 2015. 220 с.
2. Андриичева Л. Н., Воробьёв Н. Н. Полярная морена субарктических районов Европейской России: литостратиграфические критерии и типоморфные особенности гранатов и цирконов // Литосфера. (В печати).
3. Zeeberg J. J., Lubninski D. J., Forman S. L. Holocene Relative Sea-Level History of Novaya Zemlya, Russia, and Implications fro Late Weichselian Ice-Sheet Loading // Quaternary Research. 2001. Vol. 56. P. 218—230.

# ВЛИЯНИЕ ТИПА ДОПАНТА НА ФАЗООБРАЗОВАНИЕ, ОПТИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА Mg- И Zn-ЗАМЕЩЕННЫХ НИОБАТОВ ВИСМУТА ПИРОХЛОРОВ

**М. С. Королева, И. В. Пийр**

Институт химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*marikorolevas@gmail.com*

В работе представлены результаты исследования Mg- и ряда Zn-замещенных ниобатов висмута, содопированных s (Li, Na), p (Al, Ga, In), d (Cu, Ni, Co) и f (Eu, Ho, Yb) элементами. Синтез образцов был проведен модифицированным методом сжигания нитрат-органических прекурсоров (пропиткой порошка  $Nb_2O_5$ ). Методом РФА и СЭМ показана возможность формирования ограниченных областей однофазности со структурой пирохлора  $A_2B_2O_6O'$  (пространственная группа  $Fd\bar{3}m$ ).

Электрические свойства были исследованы методом импеданс-спектроскопии. Содопированные s и p элементами образцы  $Bi_{1.5}Mg_{0.9-x}M_xNb_{1.5}O_{7.8}$  и  $Bi_{1.3-1.5}Zn_{0.9-x}M_xNb_{1.5}O_{7.8}$  сохраняют диэлектрические свойства исходных матриц пирохлоров до 200 °С и могут быть использованы в качестве высокочастотных конденсаторов. На диэлектрическое поведение влияет плотность образцов, размер агломератов и поляризуемость катионов (проявляется для содопированных f элементами составов). Образцы являются широкозонными полупроводниками с шириной запрещенной зоны прямого электронного перехода, варьирующейся в области 3.1—3.3 эВ. В высокотемпературной области наблюдается полупроводниковый характер образцов, проводимость выше 400 °С вызвана кислород-ионным транспортом.

Содопированные d элементами составы обладают полупроводниковым характером проводимости при комнатной температуре. Проводимость увеличивается в ряду содопантов Ni < Co < Cu в Mg-содержащих составах. Образцы обладают смешанной электронно-ионной проводимостью. Показана возможность использования Mg-Cu-содержащих ниобатов висмута в качестве компонентов катодных материалов в среднетемпературных ТОТЭ.

*Работа выполнена в рамках государственного задания Института химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, проект № 122040100040-0 и с использованием оборудования ЦКП «Химия» Института химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.*

# ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МИКРОБИАЛИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА: ЛАТЕРАЛЬНОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

**А. В. Лютиков**

ИГ Кар НЦ РАН, Петрозаводск

*Andrew-Greener@yandex.ru*

Микробиалиты — это биогенно-осадочные образования, сформированные комплексом физических и химических процессов осадконакопления при участии бентосных микробиальных сообществ [4]. Они имеют самую продолжительную летопись в истории Земли, по сравнению с другими группами фоссилий: известны с архея и существуют ныне. Несмотря на дискуссии о биогенной природе некоторых из них, слоистые микробиалиты карбонатного состава, называемые строматолитами и имеющие общепризнанное биогенное происхождение, доминируют среди фоссилий докембрийского возраста [5, 6].

В России основная часть изученных палеопротерозойских (2.5—1.7 млрд лет) микробиалитов разнообразного состава и строения (строматолитов, онколитов, катаграфий и др.) описана на восточной части Фенноскандинавского щита

На территории Фенноскандинавского щита экспансия микробиалитов произошла в палеопротерозое после гуронского оледенения (2.4—2.3 млрд лет назад) и, по-видимому, связана с основной фазой развития внутриконтинентальных рифтов и формированием нескольких карбонатных платформ [7]. С точки зрения палеогеографии экспансия совпадает с широким распространением мелководных бассейнов доломитонакопления, где микробиалиты, образующие устойчивые ассоциации построек, установлены в разрезе карбонатной толщи ятулия возрастом около 2.1 млрд лет.

Оценивая латеральное распространение изученных микробиалитов, можно выделить 4 основных провинции [2], совпадающих с границами бассейнов карбонатонакопления, в каждой из которых намечены ареалы отдельных микробиалитовых ассоциаций (см. рисунок).

Западно-Карельская провинция — районы северного Приладожья, включая ряд прилегающих с северо-запада участков на территории Финляндии. Ключевой разрез обнажен на восточном побережье оз. Малое Янисъярви (19, 20). В доломитах определены строматолиты: *Omachtenia kintsiensis*, *Colonnella carelica*, *Stratifera janisjarvica*.



Карта-схема строматолитовых провинций Карелии (по данным [2]): I — Западно-Карельская; II — Южно-Карельская; III — Центрально-Карельская; IV — Северо-Карельская. Местонахождения: 1 — Соваярви; 2 — Каппа Калио; 3 — Ожиярви; 4 — Юляостров; 5 — Хангасламбина; 6 — Калливо-Пиа; 7 — Большозеро; 8 — Дюльмек; 9 — Северинсаари; 10 — Лижмозеро; 11 — Мунозеро; 12 — Лисицино; 13 — Пяльма; 14 — Лебединый; 15 — Райгуба; 16 — Пялозеро; 17 — Гангозеро; 18 — Южный Олений остров; 19 — Соанлахти; 20 — Кинтсиниеми

Южно-Карельская провинция, охватывающая острова Онежского озера и территорию, прилегающую к нему с запада и северо-запада. Особенным является доломитовый разрез на Южном Оленьем острове (18) со строматолитами: *Butinella boreale*, *Calevia olenica*, *Stratifera ordinate*, *Klimetia marginata* и др. Толща, содержащая эти окаменелости (слои с *Butinella*), прослеживается более чем на 100 км. Также хорошо изучена Пялозеро-Сундозерская биостратиграфическая местность (16) со слоями с *Lukanoa*, *Nucleophyton*, *Sundosia*.

Центрально-Карельская провинция. Занимает по площади значительную часть территории, имея относительно небольшое количество местонахождений с окаменелостями. Границы провинции достаточно условны. Наиболее богатый строматолитами разрез описан на острове Дюльмек, оз. Сегозеро (8). Здесь собрано 2 вида: *Segosia* и *Djulmekella djulmekensis*. На юго-западном берегу оз. Сегозеро был обнаружен новый род строматолитов.

Северо-Карельская провинция выделена по ряду местонахождений с проблематичными строматолитами, нуждающимися в более точной идентификации. Это обнажения по берегам озер Паанаярви (2), Соваярви (1), Кукаозеро, а также ряд соседних доломитовых выходов на территории Мурманской области и Финляндии. Фоновыми осадками в районе оз. Соваярви являются ятулийские карбонатные образования преимущественно известковистого состава. В отличие от южных провинций, здесь не наблюдается видового разнообразия строматолитов.

Анализ опубликованной литературы по строматолитам Карельского кратона, а также коллекции образцов микробиалитов позволили определить основные закономерности распределения органических остатков в нижнем протерозое. Собранные данные были сведены в таблицу (см. таблицу).

Следует вывод о том, что в разрезе нижнего протерозоя Карелии содержатся органические остатки, но распределение их оказалось чрезвычайно неравномерным. Большинство групп сосредоточено в пределах ятулийского надгоризонта. Основное количество местонахождений микробиалитов приходится на районы Центральной Карелии, т. е. область развития морских карбонатных отложений. Однако, несколько групп, установленных на других стратиграфических уровнях и структурных зонах, показали необходимость проведения в дальнейшем более углубленных исследований. Основным звеном перечисленных сообществ являются строматолиты и онколиты. Они встречаются как в виде отдельных построек среди карбонатных и терригенных слоев, так и в форме скоплений. Некоторые из них



являются породообразующими: *Stratifera*, *Carelozoon*, *Parallelophyton*, *Klimetia*, *Calevia*, *Palia*.

Морфология микробиалитов может зависеть от места их нахождения в водоеме. Максимальная глубина произрастания строматолитов ограничивается глубиной проникновения солнечного света в водную толщу (до 50 м). Столбчатые строматолиты обитали в приливо-отливной зоне (преимущественно в закрытых лагунах), а также в прибрежном мелководье. Наличие онколитов в разрезе ятулийского надгоризонта свидетельствует о существовании участков морского дна с сильным волновым эффектом.

В данной работе проведен анализ латерального распространения палеопротерозойских микробиалитов в пределах Карельского кратона, их стратиграфического положения, а также предпринята попытка реконструкции палеофациальных обстановок. Были изучены имеющиеся в мире данные по палеопротерозойским микробиалитам, проанализированы крупные и наиболее интересные с палеонтологической точки зрения местонахождения микробиалитов на восточной части Фенноскандинавского щита (Карельском кратоне) и стратиграфическое положение микробиалитов. Благодаря имеющимся данным, выделяются 4 строматолитовых провинции, представляющие собой бассейны карбонатакопления, вероятнее всего, являющиеся отдельными частями одного морского залива, отделенными барьерами. Каждый из бассейнов несет в себе определенный набор палеонтологических объектов. Наиболее палеонтологически охарактеризованными являются ятулийские карбонатные породы (Южно-Карельская провинция, Онежский синклиний), сохранившие в себе один из лучших палеонтологических материалов палеопротерозойского возраста в виде микробиалитов (включающие строматолитовые постройки различных типов, некоторые из которых являются породообразующими, а также онколиты), которые можно проследить на большие расстояния. Однако, отложения людиковийского возраста также могут быть перспективными в поиске остатков следов жизни (Северо-Карельская провинция, Пана-Куолаярвинский синклиний).

## Литература

1. Макарихин В. В., Кононова Г. М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.
2. Макарихин В. В., Медведев П. В., Рычанчик Д. В. Роль биотического фактора в ятулийском седиментогенезе // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России. Материалы Всероссийской кон-

ференции 12—15 декабря 2007 г. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 241—245.

3. Медведев П. В., Кондрашова Н. И. Палеопротерозойские микробиалиты Карелии // База данных №2024620229 от 17 января 2024.

4. Burne R. and Moore L. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities // *Palaios*. 1987. V. 2. № 3. P. 24—254.

5. Lee J. H. Stromatolites // *Encyclopedia of Geology* (second edition), 2021, pp. 375—388

6. Fogret L., Sansjofre P., Lalonde S. V. Geochemistry of carbonate microbialites through time and space: Insights from the microbialite collection of the Muséum National d'Histoire Naturelle (MNHN) // *Chemical Geology*. 2024. V. 662. DOI:10.1016/j.chemgeo.2024.122239

7. Melezhik, V. A., Hanski E. J. Litho- and chronostratigraphy of the Paleoproterozoic Karelian formations. // *The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project / Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1 / Eds V. A. Melezhik, A. R. Prave, A. E. Fallick et al. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. P. 39—110.*

# ДИАГНОСТИКА ПРИЗНАКОВ ТЕПЛОВОЙ ОБРАБОТКИ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД В ДРЕВНОСТИ

**А. С. Макаров**

ИЯЛИ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*makarov\_as@bk.ru*

В материалах памятников неолита и энеолита крайнего северо-востока Европы (современные Республика Коми, Ненецкий автономный округ, восточная часть Архангельской области) выявлены признаки применения тепловой обработки кремнистых пород для их подготовки к дальнейшему расщеплению и изготовлению орудий [1, 2]. Использование намеренного нагрева кремня в первобытности впервые доказано экспериментами Д. Кребтри [3], а в дальнейшем подтверждено археологическими данными и инструментальными исследованиями [напр.: 4—6]. В результате определены визуальные признаки этого технологического приема, нацеленного на изменение свойств природных материалов. В ходе экспериментов установлено, что длительный нагрев и постепенное остывание отдельностей сырья, сколов и заготовок орудий улучшает механические свойства кремня для его контролируемого расщепления [7] а, за счет глянца, увеличения контраста и изменения цвета на охристый — повышает эстетическую привлекательность невзрачного камня.

## **Обзор методов распознавания признаков тепловой обработки**

Первичный этап исследования — анализ археологом следов обработки на поверхностях археологических артефактов, а именно их микрорельефа, степени глянца и «стратиграфия» этих следов. Как правило, поверхности, созданные до нагрева, матовые и шероховатые, после него — глянцевые, окраска более контрастная и насыщенная.

Экспериментальные исследования включают намеренный нагрев определенных видов сырья, аналогичных тому, из которого изготовлены археологические артефакты; дальнейшее расщепление экспериментальных образцов и сравнение с древними изделиями.

Однако эти визуальные характеристики и субъективные данные об улучшении расщепления нагретых кремнистых пород не объясняют процессов, изменяющих свойства минерального сырья. Поэтому для доказательной интерпретации кремней, подвергнутых термической обработке, исследователи применяют широкий спектр методов: археомагнитный и термолюминесцентный [напр.: 8], электронно-спи-

новую резонансную спектроскопию [9], оценку характеристики гляцевых поверхностей [10], микроскопическое исследование шлифов. Были разработаны модели, объясняющие механические преобразования кремнистых пород после нагрева рекристаллизацией [11], миграцией воды [12], спеканием зерен кремнезема [13]. В 2012 г. предложена экспериментальная методика, включающая инфракрасную спектроскопию, ядерную магнитно-резонансную спектроскопию, рентгеновскую дифракцию и электронную микроскопию образцов нагретого халцедона. Результаты показали, что основным изменением в халцедоне после нагрева является потеря силанола (SiOH) и создание новых связей Si-O-Si в соответствии с реакцией:  $\text{Si-OH HO-Si} \rightarrow \text{Si-O-Si} + \text{H}_2\text{O}$ . Эта реакция начинается между 200 °C и 300 °C и приводит к увеличению твердости пород. Максимальная температура нагрева и скорость темпа зависят от способности структуры эвакуировать вновь образовавшуюся  $\text{H}_2\text{O}$  и зависят от размера образца и его пористости [14].

### Постановка проблемы

На крайнем северо-востоке Европы залегание кремнистых пород приурочено к отложениям московского (вычегодского) оледенения и старше, т.е. не моложе 160 тыс. л. н. Их известные выходы приурочены к обнажениям морен, флювиогляциальных или валунно-галечных аллювиальных отложений и доступны исключительно благодаря боковой эрозии рек на бечевниках, косах и в обнажениях берегов рек [15]. Как правило, это конкреции, куски и гальки разных размеров и качества. Такому разнообразию состава и качества сырья соответствует разнообразие кремнистых пород, использованных для изготовления археологических артефактов. Практически каждая коллекция среднего неолита и энеолита — раннего железного века крайнего северо-востока Европы содержит кремни с признаками их предварительной тепловой обработки. Отсюда актуальна проблема инструментального распознавания намеренного нагрева широкого спектра разновидностей сырья. Это отличает изучаемый регион от остальных территорий, на которых древнее население использовало конкретные породы (моносырье), месторождения которых известны археологам.

### Результаты

На текущем этапе исследований были проведены эксперименты по термической обработке кремнистых пород, собранных на бечевнике правого берега р. Печоры, в районе с. Усть-Цильма и ближайших к ней

деревень. Для нагрева было отобрано четыре разновидности сырья, отличающихся визуально по цвету и структуре. Образцы закладывались в емкость с песком и в течение четырех часов нагревались до температуры 300 °С в муфельной печи, далее эта температура удерживалась сутки с последующим остыванием до 21 °С также в течение суток.

Образец № 1. Бифас, изготовленный Е.Ю. Гирей (с.н.с. Института истории материальной культуры РАН) из крупного отщепы серой кремнистой породы. После термической обработки ранее бывшая серой поверхность, созданная до намеренного нагрева (далее — преповерхность) приобрела розоватый оттенок, а пятна на ней стали более контрастными. С образца был снят скол, поверхность негатива которого отличалась от преповерхности глянцем, гладкостью и более светлым оттенком серого.

Образец № 2. Кусок светло-коричневой кремнистой породы. После термической обработки поверхность приобрела насыщенный красный цвет. Поверхность негатива снятого скола отличалась от преповерхности глянцем, гладкостью и более светлыми оттенками красного и желтого.

Образец № 3. Скол серовато-черной кремнистой породы. После термической обработки поверхность не поменяла цвет и контрастность окраски. Поверхность негатива снятого скола отличалась от преповерхности глянцем и гладкостью.

Образец № 4. Скол темно-серой кремнистой породы. После термической обработки поверхность не поменяла цвет и контрастность. Поверхность негатива снятого скола не отличалась от преповерхности текстурой и цветом, осталась пористой.

В результате на экспериментальных кремнях были получены поверхности, аналогичные таковым на археологических предметах. Далее планируется проведение инструментальных исследований с целью подтверждения ранее предложенных моделей (см. раздел Обзор методов) или обнаружения иных объяснений механических преобразований в кремнистых породах. В дальнейшем полученные модели трансформации их свойств будут использованы для доказательной интерпретации следов тепловой обработки кремня в древности.

## Литература

1. Карманов В. Н. Тепловая обработка кремня в неолите Крайнего северо-востока Европы // Известия лаборатории древних технологий. Том. 14. № 3. 2018. С. 22—42.

2. Карманов В. Н. Тепловая обработка кремня на Крайнем Северо-Востоке Европы в энеолите // Известия лаборатории древних технологий. № 3. 2019. С. 28—45.

3. Crabtree D. E., Butler B. R. Notes on experiment in flint knapping: 1. Heat treatment of silica minerals // *Tebiwa*. 1964. Vol. 7. No. 1. P. 1—6.

4. Гиря Е. Ю. Тепловая обработка кремнистых пород и способы ее определения в археологических материалах // Экспериментально-трасологические исследования в археологии: сб. ст. СПб.: Наука, 1994. С. 168—174.

5. Васильева Н. Б., Суворов А. В. Применение тепловой подготовки кремня к расщеплению (по материалам энеолитического поселения Павшино 2 на реке Юг) // Археоминералогия и ранняя история минералогии: материалы междунар. семинара (Сыктывкар, 30 мая — 4 июня 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 37—39.

6. Domanski M., Webb J., Glaisher R., Gurba J., Libera J., Zakoscielna A. Heat treatment of Polish flints // *Journal of Archaeological Science*. 2009. No. 36. P. 1400—1408.

7. Lee K. Experimental heat-treatment of flint. *Lithics*, 2001, no. 22, P. 39—44.

8. Pavlish L. A., Sheppard P. J. Thermoluminescent determination of Paleoindian heat treatment in Ontario, Canada // *American Antiquity*. 1983. No. 48. P. 793—799.

9. Wiesser A., Goksu H.Y., Regulla D.F. The ESR spectrum as an indicator of the archaeological heating temperature of flints // *Proceedings of 1<sup>st</sup> International Conference on Prehistoric Flint Mining and Lithic Raw Material Identification in the Carpathian Basin*. Budapest-Sumeg, May 20—22 1986. P. 175—182

10. Brown K. S., Marean C. W., Herries A. I. R., Jacobs Z., Tribolo C., Braun D., Roberts D. L., Meyer M. C., Bernatchez J. Fire As an Engineering Tool of Early Modern Humans // *Science*. 2009. No. 325. P. 859—862.

11. Domanski, M., Webb, J., Glaisher, R., Gurba, J., Libera, J., Zakoscielna, A., 2009. Heat treatment of Polish flints. *Journal of Archaeological Science* 36, P. 1400—1408.

12. Griffiths, D.R., Bergman, C.A., Clayton, C.J., Ohnuma, K., Robins, G.V., 1987. Experimental investigation of the heat treatment of flint, in: Sieveking, G.d.G., Newcomer, M.H. (Eds.), *The Human Uses of Flint and Chert*. Proceedings of the Fourth International Flint Symposium Held at Brighton Polytechnic 10—15 April 1983, Cambridge University Press, Cambridge, P. 43—52.

13. Flenniken, J.J., Garrison, E.G., 1975. Thermally altered novaculite and stone tool manufacturing techniques. *Journal of Field Archaeology* 2, P. 125—131.

14. Schmidt, P. S., Masse, S., Laurent, G., Slodczyk, A., Bourhis, E. L., Perrenoud, C., Livage, J., & Fröhlich, F. Crystallographic and structural transformations of sedimentary chalcedony in flint upon heat treatment // *Journal of Archaeological Science*. — 2012. — V. 39, — P. 135—144.

15. Майорова Т. П., Волокитин А. В. Геохимические особенности кремня древних индустрий и выявление источников сырья // Археоминералогия и ранняя история минералогии: материалы Международного семинара (Сыктывкар, 30 мая — 4 июня 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 118—119.

# ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЮВИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ В БОРТОВОЙ ЗОНЕ (НА ПРИМЕРЕ ЗЮВИТОВ Р. САЯХА)

**Н. И. Максименко, Т. Г. Шумилова**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*nadiamaximenko@mail.ru*

Условия формирования импактных пород могут сильно различаться, при этом образуются специфичные импактные фации [1, 2], которые подразделяются на первично-отложенные (коптогенные) и переотложенные (коптомиктовые) [2]. Коптогенные фации описаны в литературе довольно подробно [1—3]. До настоящего времени характеристики переотложенных фаций, их однозначных признаков и отличий от первично-отложенных фаций так и не было представлено. Это определяет необходимость детального изучения импактных пород.

Карская астроблема имеет хорошую обнаженность коренных выходов, что позволяет детально изучить характер взаимоотношений импактных фаций. Ранее было установлено, что зювиты южной части астроблемы представлены, как минимум, двумя коптогенными фациями — донной и аэродинамической [3, 4]. В дальнейшем было обнаружено, что зювиты других областей астроблемы имеют специфические особенности, которые могут быть обусловлены иными фациями. В связи с этим, изучение зювитов других секторов астроблемы может прояснить разнообразие фациальных условий формирования, что в целом имеет значение для лучшего понимания генезиса этих специфичных пород.

Объектом исследования являются лапиллиевые и аггломератовые зювиты северо-западного сектора Карского кратера (район р. Саяха). Методика исследований включает анализ структурно-текстурных особенностей пород в коренных выходах, оптическую и электронную микроскопию с энергодисперсионной спектроскопией (EDS).

Обнажение коптогенных пород находится в среднем течении р. Саяха, в структурном отношении относится к северо-западной бортовой части Карской астроблемы. Видимая мощность обнажения достигает 20 м, протяженность составляет ~120 м. В прикраевой западной части обнажения (наиболее удаленной от центра кратера) находится выход дезинтегрированных алевролитов мишени, сменяющихся по направлению к центру астроблемы грубообломочной (щебенчатой) брекчией, которая постепенно переходит в аггломератовые и ла-

пиллиевые зювиты. Разновидности зювитов и брекчии находятся в сложных взаимоотношениях, могут незакономерно перекрывать друг друга или образовывать обособленные тела внутри толщи соседних пород. Контакты между породами неровные, характеризуются постепенным переходом. Лапиллиевые зювиты со средним размером обломков ~3 см вверх по разрезу перекрываются более крупнообломочными агломератовыми зювитами с размером обломков ~8 см. При этом в толще агломератовых зювитов отмечаются субгоризонтально вытянутые неправильной формы тела лапиллиевых зювитов. Кластогенные компоненты в зювитах имеют, преимущественно, изометричную форму, не сортированы по размеру и форме и не имеют ориентировки.

На микроуровне для лапиллиевых зювитов характерно относительно высокое содержание матрикса с кристаллокластами (~55 об. %), литокласты занимают ~30 об. %. Витрокласты немногочисленны (~15 об. %) и характеризуются, преимущественно, угловатой (ксеноморфной) и частично угловатой, реже округлой, лепешковидной, неправильной формой. Они имеют относительно некрупные размеры (в среднем ~2 мм) пористую, пузыристую, массивную, реже флюидальную текстуры, ровные и четкие очертания. В составе агломератовых зювитов содержание кластогенных компонентов значительно выше (витрокластов ~30 об. % и литокластов ~50 об. %), матрикс занимает ~20 об. %. Витрокласты отличаются крупными размерами (в среднем ~4 мм), неправильной (аутоморфной) формой, флюидальной и пористой текстурами. Очертания витрокластов нечеткие, неровные, волнистые, пламенеvidные, рваные, со сложным взаимопроникновением в матрикс.

Матрикс зювитов представлен тонкодисперсной слюдисто-глинистой массой, содержащей кварц, кальцит, полевые шпаты (альбит, реже калиевый полевой шпат), хлорит, мусковит, глауконит, пирит, реже биотит, ильменит, титанит, апатит и многочисленные органические остатки. Минеральные частицы в матриксе не имеют четких границ, плотно соединены с вмещающим слюдисто-глинистым материалом, образуют единую плотную массу. При большом увеличении эта масса имеет плавные, сглаженные очертания в рельефе и немногочисленные некрупные изолированные поры округлой формы. Более крупные класты кварца и полевых шпатов в матриксе имеют угловатую форму и четкие очертания. Класты альбита изредка имеют признаки припекания.

Микроскопические особенности позволяют выяснить специфику формирования импактитов. Сглаженные очертания в рельефе, обте-

кающий характер основной массы вокруг обломков и округлые закрытые поры в матриксе зювитов аналогичны микроструктуре застывшего расплава, полученного в ходе экспериментальных исследований по полимиктовому песчанику [5]. Из этого можно предположить, что тонкодисперсный материал матрикса рассматриваемых зювитов мог находиться в расплавленном состоянии.

В то же время, сохранившиеся угловатые класты кварца и полевых шпатов указывают на то, что температура становления породы в целом была существенно ниже температуры плавления этих минералов. С учетом вышеизложенного, наблюдаемые на макроуровне нечеткие и неровные границы разновидностей зювитов могут указывать на то, что при формировании толщи импактитов данный материал в целом находился в слабо или частично литифицированном горячем состоянии.

«Обратное» залегание зювитов (перекрытие мелкообломочных зювитов более крупнообломочными) и присутствие тел одной разновидности зювитов в другой не характерно для отложений аэродинамической фации, которые обычно имеют монотонное строение [6]. Отсутствие признаков транспортировки материала направленным потоком — удлинённой формы и субпараллельной ориентировки витрокластов [7], а также отсутствие контактов с расплавленными импактатами, — не позволяет рассматривать зювиты в качестве отложений донной фации. Из этого следует, что образование зювитов происходило в специфической фациальной обстановке, отличной от обстановок известных коптогенных фаций.

Известно, что породы кольцевого вала в метеоритных кратерах характеризуются «обратным» стратиграфическим залеганием, которое прослеживается и в разрезе отложений выбросов [8]. Учитывая геологическую позицию исследованных пород в структуре кратера и «обратное» залегание зювитов можно сделать заключение, что изученные породы являются отложениями насыпного кольцевого вала кратера. Согласно имеющимся представлениям [8], формирование кольцевого вала происходит на стадии модификации кратера и включает оседание бортов, обрушение стенок и оползни с бортов кратера, при этом первично-отложенный материал перемещается и переотлагается. Исходя из этого, можно предположить, что сложные взаимоотношения разновидностей зювитов и импактных брекчий, наблюдаемые в рассматриваемом нами случае, по всей видимости, обусловлены центростремительным перемещением, перемешиванием и переотложением первично-отложенного материала с бортов кратера на стадии модификации Карской астроблемы. При этом более крупнообломоч-

ный материал в бортовой части кратера перемещался под действием силы тяжести и мог перекрывать мелкообломочный. При переотложении материал, скорее всего, находился в слабо или частично литифицированном состоянии, о чем свидетельствует неровный и нечеткий характер контактов пород в обнажении.

Таким образом, в данной работе впервые охарактеризованы отложения коптомиктовой фации Карской астроблемы. Установлено, что лапиллиевые и агломератовые зювиты северо-западной части Карского кратера относятся к коптомиктовым отложениям и, скорее всего, были сформированы в условиях фации оползней с бортов кратера. Выявление надежных диагностических признаков коптомиктовой фации требует дальнейшего углубленного изучения зювитов и представляет область дальнейших исследований.

*Авторы выражают благодарность Е. М. Тропникову и А. С. Шуйскому за аналитические исследования; А. А. Зубову за помощь в экспедиционных исследованиях. Работа выполнена в рамках темы НИР ГР № 122040600009-2.*

## Литература

1. Фельдман В. И. Петрология импактитов. М.: изд-во МГУ, 1990. 299 с.
2. Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов. Л.: Недра. 1983. 159 с.
3. Максименко Н. И., Шумилова Т. Г. Критерии фацеального деления зювитов (на примере зювитов Карской астроблемы) // Международный научно-исследовательский журнал. 2022. № 10 (124). С. 1—19.
4. Максименко Н. И., Шумилова Т. Г. Характер матрикса — индикатор температурных условий формирования зювитов (на примере обломочных импактитов Карского метеоритного кратера) // Вестник геонаук. 2024. 7 (355). С. 13—23.
5. Уляшев, В. В., Шумилова Т. Г., Исаенко С. И. Характеристика стекол в продуктах экспериментального моделирования импактных расплавов // Стекло и керамика. 2023. Т. 96. № 5. С. 14—22.
6. Вишневский С. А. Зювитовые мегабрекчии — новый тип отложений взрывного облака в Попигайской астроблемы. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1994. 66 с.
7. Osinski G. R., Grieve, R. A. F., Spray J. G. The nature of the groundmass of surficial suevite from the Ries impact structure, Germany, and constraints on its origin // Meteoritics & Planetary Science. 2004. Vol. 39. Issue 10. P. 1655—1683.
8. Вишневский С. А. Астроблемы. Новосибирск: Нонпарель, 2007. 288 с.

# МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КЛЕТОЧНЫХ АВТОМАТОВ НА ПРИМЕРЕ ПОЛЯРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Л. С. Масальский, А. С. Масальская

ФГБОУ ВО «МГТУ им. Г. И. Носова», Магнитогорск

*s.masalsky@yandex.ru*

Покровные оледенения в четвертичном периоде оказывали значительное влияние на формирование современного строения рельефа Тимано-Североуральского сегмента. Исследователи отмечают, что вопросы образования ледниковых отложений служат причиной дискуссий, более того, для квартера данного региона они являются одной из важнейших проблем [1]. Таким образом, изучение перемещения ледниковых масс является актуальным для понимания геологического развития четвертичных отложений в данном регионе.

Для реконструкции определения направлений движения ледниковых масс и границ их распространения используется обширный комплекс геологических методов, на основе которых строятся модели развития покровных оледенений. Однако на создание таких моделей накладываются объективные ограничения: слабая изученность территорий Севера, сложное строение четвертичного покрова и резкая изменчивость на площади мощностей и состава отложений, трудность установления физических параметров ледника.

В данной работе предлагается подход упрощения вычислительной модели, позволяющий не прибегать к сложным геометрическим конструкциям учёта особенностей рельефа — для моделирования распространения ледника видится возможным создание клеточного автомата. Он представляет собой дискретную модель, разделяющую пространство сеткой на соприкасающиеся клетки и определяющую функцию перехода. Эта функция позволяет вычислить состояние клетки на основе состояний соседних, а при многократном применении к модели позволяет распространять изменения состояний по сетке. Клеточный автомат имеет множество применений в области биологии и физики, в том числе для моделирования распространения льда в жидкости.

Процесс распространения оледенений представляет собой движение ледовых масс от уже покрытых участков на сопряженные территории, что, в сущности, соответствует логике распространения состояний клеточного автомата. Таким образом, движение ледниковых щитов доступно описывать с помощью таких моделей.

В рамках работы осуществлена попытка реализации такой модели. Описываемым процессом выбрано распространение потоков полярного оледенения на территории Тимано-Североуральского сегмента. Полярное оледенение является последней ледниковой эпохой, а потому очертания рельефа считаются приближенными к нынешним. Это позволяет использовать в разработанной модели современные топографические данные (в данной работе использованы открытые топографические данные в формате TIFF от GEBCO Global Bathymetry and Topography [2]).

Модель реализована с использованием языка программирования Python в связи с наличием возможностей анализа и конвертации данных формата TIFF. Результат визуализации движения ледника представлен на рисунке 1.

На данном этапе работы не ставилась цель создать точную модель движения полярного ледника, в связи с чем использовался достаточно грубый подход определения траектории перемещения ледовых масс на основе разницы высот участков. Однако получившаяся модель способна давать корректную оценку даже при ограниченном наборе входных параметров.

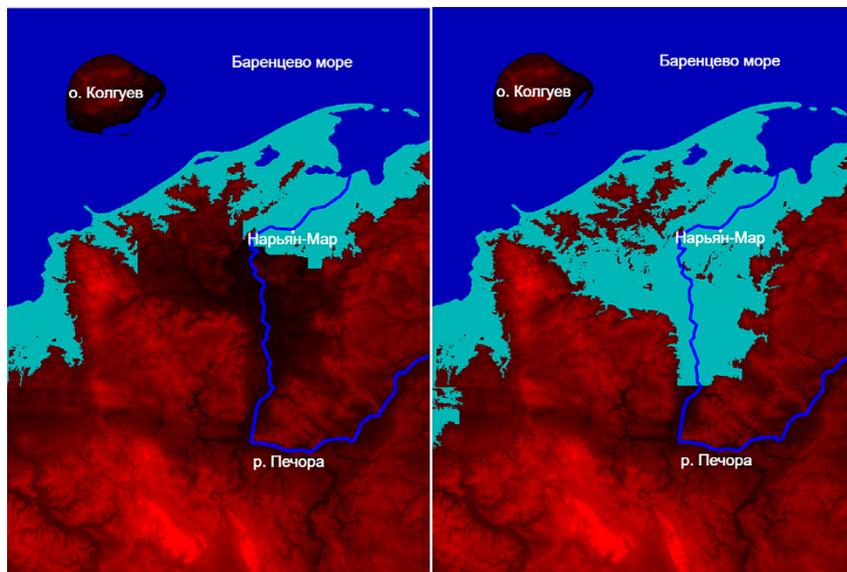
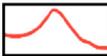


Рис. 1. Реконструкция движения полярного оледенения от береговой линии с использованием клеточного автомата

Полученный результат был сопоставлен с данными объяснительной записки к листу Q-39 (Нарьян-Мар) Государственной геологической карты [3]. Сравнение распространения движения и границ полярного оледенения полученной модели с листом Q-39 подтверждает их соответствие (рис. 2). Таким образом, клеточный автомат дает удовлетворительные результаты в составлении модели движения ледника.



 Граница распространения Полярного оледенения согласно модели на Python

 Граница распространения Полярного оледенения согласно пояснительной записке к листу Q-39

Рис. 2. Сопоставление распространения движения и границ полярного оледенения полученной модели с листом Q-39

В заключение отметим, что модель имеет перспективу не только как средство визуализации движения по установленным параметрам, но и позволяет подбирать параметры непосредственно. В условиях развития методов машинного обучения представляется возможным обучить модель таким образом, чтобы итоговый результат максимально соответствовал современной картине (формы рельефа, топография), а затем получить параметры обученной модели (соответствующая высота ледника, скорость его перемещения). Простота вычислений с клеточным автоматом позволяет успешно применять его в соответствующих задачах, показывая значительный потенциал модели в палеогляциологических исследованиях.

### Литература

1. Воробьев, Н. Н. Четвертичные отложения долины р. Черная. Материалы 32-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН: Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, 2023. С. 20—24.
2. GEBCO Compilation Group (2023) GEBCO 2023 Grid. Distributed by OpenTopography. <https://doi.org/10.5069/G9D21VTT>. Accessed: 2024-09-30
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Мезенская серия — Лист Q-39 (Нарьян-Мар). Объяснительная записка. — СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2015, 517 с. (МПР РФ, Федеральное агентство по недропользованию, ФГУП «ВСЕГЕИ», ООО «УГРЭ»).
4. Л. Н. Андреичева, Г. М. Немцова, Н. Г. Судакова. Среднеплейстоценовые морены севера и центра Русской равнины: Литология и палеогеографические реконструкции. Екатеринбург: Уральское отделение РАН, 1997. 81 с.

# РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПЕРМСКИХ УГЛЕЙ ВОРКУТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

**Т. Д. Мишина, Т. Г. Шумилова**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*shumilova@geo.komisc.ru*

Геохимическая специализация углей имеет большое значение для определения их комплексного ресурсного потенциала и экологической нагрузки сырья. Печорский угольный бассейн является источником ценных марок коксующихся углей для металлургической промышленности. По сравнению с другими угольными бассейнами геохимия угленосных толщ на современном уровне исследовательских возможностей практически не известна. В данной работе приводятся результаты анализа содержаний элементов-примесей в пермской угленосной толще, полученные с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), позволяющего получить предварительную геохимическую специфику Воркутского угольного месторождения.

В рамках исследования нами проанализированы угольные пласты, вскрытые скважиной К-2582 южного блока шахты «Северная» Воркутского угольного месторождения. Детальное изучение элементов-примесей и их количественная оценка проводились на 49 микрокомпонентов с помощью метода ICP-MS по 9 образцам угля, отобранных по вертикальному профилю разреза. В ходе исследований установлено, что 34 элемента значительно превышают кларковые значения для углей. Фазовое состояние отдельных компонентов было установлено с помощью сканирующей электронной микроскопии в сочетании с микрозондовым анализом и Рамановской спектроскопией.

Наиболее высокие концентрации были обнаружены для фосфора и стронция, причем в некоторых образцах их содержания более чем на порядок превышают кларковые. Исследуемые угольные пласты отчетливо обогащены, по сравнению с мировыми угольными кларками, литофильными (Li, Ti, V, W, Cr, Rb, Sr, Sc, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Th, P, La, Hf, La, Y, Eu, Yb, Ga, Tb, Lu), халькофильными элементами (Cu, Zn, As, Cd, Sb, Sn, Tl, Pb) и элементами-сидерофилами (Co, Ni, Mo). Концентрации микрокомпонентов по разрезу распределены неравномерно, что свидетельствует о неоднородности угольной залежи. Большая часть литофильных элементов-примесей, вероятно, содержится в прослойках глини-

стого вещества и в органической части угля, в то время как халько-сидерофилы наблюдаются в сульфидной форме.

Анализ распределения суммы редких элементов (РЭ) в разрезе пласта показал выраженное их тяготение к приконтактовым зонам с вмещающими породами (к приподошвенным и прикровельным частям угольных пластов). Такое распределение элементов, предположительно, может быть связано с наложенными процессами в эпигенетический период, в котором, вероятнее всего, имела место инфильтрация кислых растворов (грунтовых вод) через торфяную залежь, содержащих серу, на что указывает большое количество сульфидов железа (пирит) и среднее содержание серы в органическом матриксе около 0.7 мас. %.

Средние содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в углях Воркутского месторождения были нормированы по углестому хондриту (C1). Построенные спайдер-диаграммы РЗЭ показали, что в целом, исследованные горизонты углей Воркутского месторождения характеризуются LREE специализацией. По разрезу характер распределения редкоземельных элементов является выдержанным, что может указывать на одинаковый источник вещества и схожие условия накопления по мере формирования торфяной залежи с последующим образованием угленосной толщи.

*Авторы выражают благодарность С. А. Светову, Е. М. Тропникову, С. И. Исаенко за содействие в выполнении аналитических работ. Определения микрокомпонентов с применением ICP-MS получены в ЦКП Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск), сканирующая электронная микроскопия в комплексе с микрозондовым анализом и Рамановская спектроскопия выполнены в ЦКП «Геонаука» (г. Сыктывкар). Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, проект НИР № 122040600009-2.*

# ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РАЗНОВИДНОСТЕЙ БОРНИТА В СОРТАХ МЕДНЫХ РУД ВОЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

**А. И. Морохин**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*alexey.morokhin@gmail.com*

Магматические сульфидные месторождения являются одним из ведущих типов по запасам и добычи меди в мире. В пределах платиноносного пояса Урала известно Волковское ванадиево-железо-медное месторождение в габброидах. Этот тип месторождений немногочислен и невелик по запасам меди. К ним относится Волковское месторождение, оно является наиболее типичным и одним из крупнейших на Урале. Важную роль при отработке месторождения играет развитие гипергенных процессов, которые привели к образованию руд разной степени окисленности (по содержанию  $\text{Cu}^{2+}$ , отн. %): первичные (менее 20 %), смешанные (от 20 до 50 %) и окисленные (более 50 %). Зона окисленных медных руд характеризуется средней мощностью 25—30 м, ниже располагаются смешанные руды со средней мощностью около 20—25 м, еще ниже — первичные руды. В настоящее время отработка месторождения ведется открытым рудником на Северо-Западном участке, глубина карьера составляет 150 м.

Своеобразие руд волковского типа заключается в широком развитии гипогенного борнита [1, 2], содержащим до 80 % от общего количества меди в руде [3]. Исследования медных руд на Волковском месторождении позволили ранее выделить несколько разновидностей борнита — фиолетовый, розовый и оранжевый [3, 4]. Кроме этого указывалось, что разновидности борнита характеризуются устойчивыми парагенетическими ассоциациями с другими сульфидами меди [4]. Выявление закономерностей распространения борнита в различных типах руд показало, что борнит не устойчив в экзогенной обстановке, так как присутствие кислорода в рудообразующей системе приводит к его окислению [5].

В настоящее время существует необходимость в изучении состава и электронного состояния элементов в волковском борните, что имеет технологическое значение при отработке Волковского месторождения и для других медных объектов уральского типа.

Материалом для исследования являлись медные руды, отобранные в горизонтах балансовых границ первичных, смешанных и окис-

ленных руд в действующем карьере на Северо-Западном участке Волковского месторождения. В ходе работы использованы оптическая микроскопия в отраженном свете (микроскоп ПОЛАМ-215, ЛОМО, Санкт-Петербург, Россия) и сканирующая электронная микроскопия (VEGA 3 TESCAN, Tescan, Чехия) с энергодисперсионным спектрометром VEGA 3LMN, INCAENERGY 450 (аналитик Е. М. Тропников).

Изучение состава разноокрашенных борнитов на исследуемом горизонте первичных руд показало, что они отличаются от стехиометрического состава ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ) заметным дефицитом меди. Расчет усредненной кристаллохимической формулы для розового борнита свидетельствует о следующем соотношении элементов —  $\text{Cu}_{4.76-4.82}\text{Fe}_{1.00-1.02}\text{S}_4$ ; для фиолетового борнита —  $\text{Cu}_{4.82-4.83}\text{Fe}_{1.01-1.02}\text{S}_4$ ; для оранжевого борнита —  $\text{Cu}_{4.83}\text{Fe}_{1.01}\text{S}_4$ .

Состав розового борнита, наиболее распространенной разновидности, слабо различается в пределах выделенных сортов первичных —  $\text{Cu}_{4.68-4.78}\text{Fe}_{0.99-1.01}\text{S}_4$  и смешанных —  $\text{Cu}_{4.73-4.78}\text{Fe}_{0.99-1.04}\text{S}_4$  руд, однако в окисленных рудах характеризуется наиболее существенным дефицитом меди —  $\text{Cu}_{4.51-4.59}\text{Fe}_{1.06-1.09}\text{S}_4$ .

Проведенные исследования показали, что выделенные по окраске разновидности борнита первичных руд являются маломедистыми и характеризуются близким составом. Теоретически отклонение состава борнита от стехиометрического может быть обусловлено частичным вхождением в кристаллическую структуру окисленной меди ( $\text{Cu}^{2+}$ ), что может быть связано не только со вторичными изменениями, наблюдаемыми в окисленных рудах, но и с возможностью вхождения  $\text{Cu}^{2+}$  в борниту первичных руд. Дальнейшее изучение характера валентного состояния меди как возможной причины нестехиометричности борнитов будет способствовать совершенствованию критериев разделения технологических сортов медных руд и повышения эффективности отработки медных руд Волковского месторождения, так и для медных сульфидных руд в целом.

## Литература

1. Нечкин Г. С., Полтавец З. И. Некоторые генетические особенности медных руд с благороднометальной минерализацией на Волковском месторождении (Средний Урал) // Ежегодник, 2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 286—290.
2. Полтавец Ю. А., Сазонов В. Н., Полтавец З. И., Нечкин Г. С. Закономерности распределения благородных металлов в рудных парагенезисах Волковского габбрового массива (Средний Урал) // Геохимия. 2006. № 2. С. 167—190.

3. Изоитко В. М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука, 1997. 582 с.

4. Шумилова Т. Г., Шевчук С. С., Макеев Б. А. Разновидности борнита Волковского месторождения — ключ к выявлению технологических сортов медных руд // Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения — 2014): Матер. минер. Семинара с междунар. участием. Сыктывкар: Геопринт, 19—22 мая 2014. С. 252—253.

5. Gablina, I. F., 1997. Copper sulfides as indicators of the Ore-forming environment. *Dokl. Earth Sci.* 357 (8), 1133—1137.

# ИЗМЕРЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ГАЗОПРОНИЦАЕМОСТИ И ОТКРЫТОЙ ПОРИСТОСТИ КЕРНА ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КОЛЛЕКТОРОВ АНАЛИЗАТОРОМ ПИК-ПП

**М. С. Нечаев, И. Л. Ульныров**

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*m.s.nechaev@ro.ru, ulnyrov\_iv@mail.ru*

Петрофизические знания являются фундаментальными для специалистов в области разработки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых и многих других областей знаний, связанных с науками о Земле. Пористость и газопроницаемость горных пород является важнейшей характеристикой для нефтегазовой отрасли. Пористость горных пород является основным емкостным параметром породы, поэтому ее значение будет определять, при прочих равных условиях, размер резервуара, заполненного любым углеводородом в природных залежах, или размер газового месторождения, созданного искусственно для хранения газа под землей. Абсолютная газопроницаемость горных пород определяет как извлекаемые запасы углеводородного сырья, так и технологии добычи нефти и газа, а также дебиты и продуктивность скважин.

В связи с этим измерение коэффициента газопроницаемости и открытой пористости керна изучается практически всеми лабораториями по исследованию керна. Отбор образцов, подготовка, проведение анализа и обработка результатов выполняется в соответствии с ГОСТ 26450.0-85 — ГОСТ 26450.2-85 «Породы горные. Метод определения коллекторских свойств».

## **Отбор и подготовка образцов**

Пробы горных пород для определения коллекторских свойств отбирают в виде керна буровых скважин или кусков породы. Для измерения коэффициента газопроницаемости и открытой пористости анализатором ПИК-ПП необходимо изготовить цилиндры диаметром 30 мм. Для приготовления образцов правильной геометрической формы мы использовали вертикально-сверильный станок и камнерезную машину с отрезным алмазным кругом. Полученные образцы керна должны иметь перпендикулярные торцевые поверхности для получения наилучших результатов на анализаторе ПИК-ПП. Любой зазор между образцом

и концевыми секциями кернодержателя будет измеряться как поровый объем/пористость. Получение правильного цилиндра всегда является первым этапом для обеспечения петрофизических исследований.

Следующим этапом подготовки образцов является экстрагирование. Для получения наилучших результатов, образцы, содержащие углеводороды, должны быть очищены от них. Экстракцию битумов из пород проводили в аппарате Сокслета. После очистки образцы сушат до постоянной массы при температуре  $(105 \pm 2)$  °С. Для сильноглинистых и загипсованных пород сушку проводят в термовакуумных шкафах при температуре  $(70 \pm 2)$  °С или в сушильных шкафах с досушкой в эксикаторе над хлористым кальцием. После сушки перед испытаниями образцы охлаждают и хранят в эксикаторе над прокаленным хлористым кальцием или высокодисперсным силикагелем.

Перед установкой образца в кернодержатель и началом измерений необходимо определить размеры образцов штангенциркулем как среднее из 3—5 определений в каждом направлении с погрешностью до 0.1 мм. Расхождение между определениями не должно превышать 0.5 мм.

### **Проведение анализа и обработка результатов**

Программа «ПИК-ПП» обеспечивает полностью автоматизированную работу по измерению пористости и проницаемости, а также процедуры калибровки. Анализаторы оснащены встроенным программным обеспечением, позволяющим проводить контроль процесса измерений, осуществлять сбор экспериментальных данных, обрабатывать и сохранять полученные результаты, передавать результаты измерений на персональный компьютер или на принтер. Основными измеряемыми величинами являются:

- Коэффициент открытой пористости «Порист, %»;
- Абсолютная проницаемость «kl, мД».

При измерении открытой пористости и абсолютной газопроницаемости исследуемый образец керна цилиндрической формы с известными значениями длины и диаметра помещается в кернодержатель установки, после чего происходит его герметизация путем обжима резиновой манжетой внутри кернодержателя с заданным значением обжимного давления. Таким образом, объем камеры, в которой находится исследуемый образец керна, становится равным объему этого образца. Выбирается газ для измерений (гелий или азот). Далее производится расширение выбранного газа из ёмкости известного объема в камеру с образцом. Так как резиновая манжета плотно обжимает образец, газ занимает только объем пор образца.

Измерения порового объёма выполняются с использованием принципа расширения инертного газа по закону Бойля-Мариотта. Закон Бойля-Мариотта гласит, что давление (P) какого-либо идеального газа, умноженное на его объём (V), даёт постоянное значение (при постоянной температуре). Закон Бойля-Мариотта применительно к анализу керна заключается в способности определять неизвестный объём по расширению газа с известными значениями давления и температуры. Следовательно, зная P1, P2, и V2, можно рассчитать V1 по Формуле:

$$V1 = (P2 \times V2) / P1,$$

где V1 — первоначальный объём, мл; P1 — первоначальное давление, Па; V2 — конечный объём, мл; P2 — конечное давление, Па.

По разности значений давления и температуры газа до и после расширения, согласно закону Бойля-Мариотта, производится расчет объёма пор исследуемого образца керна. По полученному значению объёма пор и известным значениям длины и диаметра образца производится расчет открытой пористости. После измерения открытой пористости начинается измерение коэффициента абсолютной газопроницаемости. Происходит открытие клапана, соединяющего камеру с образцом и ёмкость известного объёма над образцом, в которой находится газ с заданным значением давления. Начинается процесс фильтрации газа из ёмкости над образцом через исследуемый образец. В ходе данного процесса программным обеспечением установки фиксируются показания датчика давления, установленного в ёмкости над образцом, и соответствующие этим показаниям значения времени. По полученной зависимости давления от времени производится расчет коэффициента абсолютной газопроницаемости.

Измерение коэффициента газопроницаемости и открытой пористости керна верхнесилурийско-нижнедевонских карбонатных пород коллекторов

Ранее нами были детально изучены отложения нижнего девона и верхнего силура по скважинам Черпаюского и Хасырейского и Нядейюского месторождений [1, 2, 3]. Согласно данным исследований керна скважин: Пористость изменяется от 0.2 до 17.2 % с преобладанием в интервале значений 0—2.5%. Проницаемость изменяется от  $<0.01 \times 10^{-15} \text{ м}^2$  до  $723.5 \times 10^{-15} \text{ м}^2$  с преобладанием значений до  $1.0 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

Измерение коэффициента газопроницаемости и открытой пористости пород-коллекторов выполнены нами по 17 образцам керна скважин: Черпаюская-22 и Хасырейская-35 и Нядейюская-6.

Измерения проводились нами на анализатор газопроницаемости и пористости ПИК-ПП (ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар) и были получены следующие результаты: пористость в породах-коллекторах изменяется от 1.6 до 18.03 % с преобладанием в интервале значений 2.5—7.5 %; проницаемость изменяется от  $<0.01 \times 10^{-15} \text{ м}^2$  до  $15.4 \times 10^{-15} \text{ м}^2$  с преобладанием значений  $<0.01—10 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

В процессе исследования [2, 3] были проанализированы основные характеристики и фильтрационные свойства пород-коллекторов. Их можно отнести к сложнопостроенным низко и среднеемким (доходящим даже до высокоемких) коллекторам каверново-трещинового, каверново-порово-трещинового типов [2, 3]. Основной диапазон значений составляет 0—2.5 % для пористости и до  $<0.01—10 \times 10^{-15} \text{ м}^2$  для проницаемости. Основную емкость представляют каверны, развитые по пористым участкам. Трещины контролируют процессы фильтрации и связь пористо-кавернозных участков друг с другом. Расположение коллекторов в разрезе девона определяется как его фациальным строением, так и интенсивностью процессов трещиноватости, доломитизации и выщелачивания. Условия седиментации, активность тектонических движений и эпигенетические преобразования пород обусловили формирование и различие пород-коллекторов и их пустотного пространства [4].

## Литература

1. Майдль Т. В. Литология и коллекторы продуктивных отложений нижнего девона вала Гамбурцева // Геология и ресурсы горючих полезных ископаемых европейского Севера СССР: Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Сыктывкар, 1989. Вып.69. С.34—46.
2. Ульных И. Л., Нечаев М. С. Литология и пустотное пространство верхнесилурийско-нижнедевонских карбонатных отложений южной части вала Гамбурцева (Варандей-Адзьвинская структурная зона) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2024. № 3 (387). С. 28—39.
3. Ульных И. Л., Нечаев М. С. Характеристика карбонатных коллекторов верхнесилурийско-нижнедевонского комплекса Хасырейской площади (вал Гамбурцева, Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVIII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2024. Т. III. 284 с.
4. Юрьева З. П. Нижнедевонские отложения северо-востока европейской части России (стратиграфия, корреляция). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 164 с.

# ТРАНСФОРМАЦИОННАЯ СЕРИЯ ПАРАКЕЛДЫШИТ-КЕЛДЫШИТ

**Т. Л. Паниковровский, Г. О. Самбуров, С. В. Кривовичев**

Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия

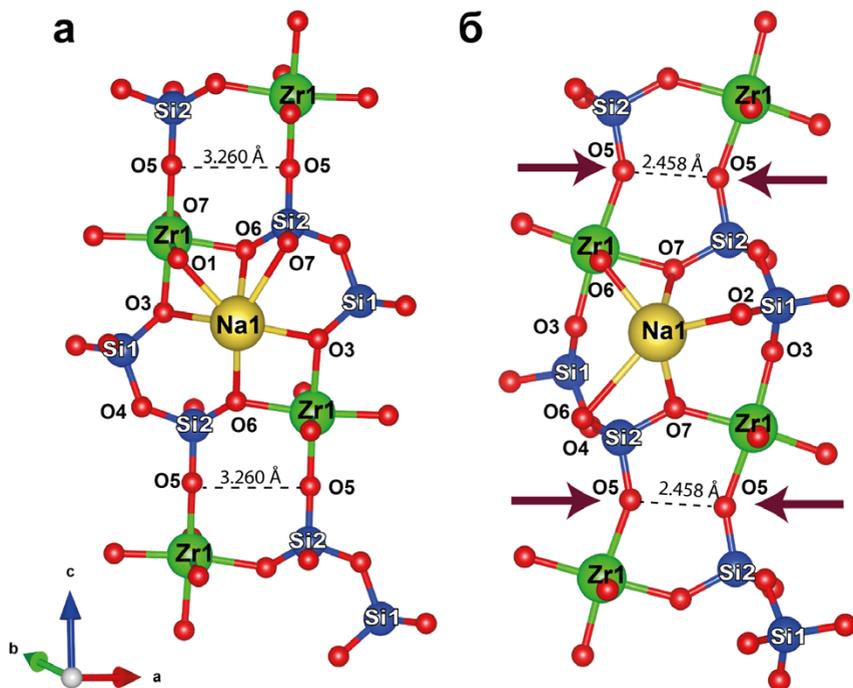
*t.panikorovskii@ksc.ru*

Серия минералов паракелдышит и келдышит имеет большую историю исследования, однако не все вопросы остаются решёнными. В частности, в списке минералов IMA на сентябрь 2024 года, формула обоих минералов обозначена как  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ . Поэтому нами была поставлена задача прояснить природу образования келдышита и уточнить его химическую формулу. Как было показано ранее А.П. Хомяковым, келдышит формируется в результате реакции природного гидролиза, в которой часть атомов Na покидает структуру с образованием вакансий, а общая электронейтральность структуры обеспечивается путём протонирования атомов кислорода и образованием OH-групп [1,2]. Изначально, келдышит был утверждён с формулой  $\text{Na}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$ . Нами была проведена работа по исследованию кристаллической структуры голотипного келдышита, однако образец состоял, в основном из частично протонированного паракелдышита с уточненной формулой  $\text{Na}_{1.75}\text{H}_{0.25}\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ .

Чтобы прояснить вопрос формирования келдышита мы обрабатывали исходный паракелдышит растворами соляной кислоты с концентрацией от 0.001М до 1М в автоклаве при температуре 150 °С в течение 24 часов, после чего промывали дистиллированной водой, сушили при 60 °С в течение 4 часов и полученные образцы исследовали при помощи микронзондового рентгенофазового и рентгеноструктурного анализа.

Главным результатом стало уточнение структуры образца с формулой  $\text{Na}_{1.48}\square_{0.52}\text{ZrSi}_2\text{O}_{6.48}\text{OH}_{0.52}$ . В результате гидролиза атомы O5 в структуре келдышита становятся OH группами с образованием сильной водородной связи (расстояние O5...O5 в паракелдышите 3.260 Å, тогда как в келдышите 2.458 Å, что по классификации Джеффри соответствует сильным водородным связям. Образование сильной водородной связи приводит к шарнирным деформациям мостиковых атомов кислорода и деформации всего каркаса кристаллической структуры (см. рисунок).

Используя правило доминирующей валентности, формулу келдышита в общем виде можно представить как  $(\text{Na}\square)\text{ZrSi}_2\text{O}_6(\text{OH})$ . Нам удалось не только уточнить формулу келдышита, но и изучить механизм



Фрагменты кристаллических структур паракелдышита МВЦ № 465(а) и структуры келдышита полученного в ходе гидролиза образца № 9518 (б). Стрелками показано образование водородной связи между атомами O5...O5

локальных деформаций кристаллической структуры при переходе от одного минерала к другому.

*Работа была выполнена в рамках государственного задания FMEZ 2022-0022 и проекта РНФ 24-17-00083.*

## Литература

1. Герасимовский В. И. Келдышит — новый минерал. Докл. АН СССР. 1962. Т. 142. № 4. С.916—918.
2. Хомьяков А. П., Казакова М. Е., Воронков А. А. Новые данные о келдышите. Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 1. С.166—168.

# МЕТОДИКА ОТБОРА МЕЛКООБЪЁМНЫХ ПРОБ ПРИ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ ОЦЕНКЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ ОБДЫРСКОГО ПОДНЯТИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

А. А. Пархачев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург

<sup>2</sup>ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*Andrey\_Parhachev@karpinskyinstitute.ru*

На протяжении последних почти десяти лет сотрудниками Сыктывкарского сектора Института Карпинского проводятся геологосъёмочные работы на Среднем Тимане. В текущем году начато геологическое доизучение в пределах Обдырского поднятия, которое отвечает выходу на поверхность или под четвертичные отложения небольшой мощности образований рифея. Оконтуривают образования рифейского комплекса терригенные отложения живетского и франского ярусов среднего-верхнего девона и терригенно-карбонатные образования карбона.

Одной из задач работ является предварительная оценка алмазности территории. Во второй половине двадцатого столетия рекогносцировочными работами общепойскового плана здесь было установлено два открытых ореола в пойменно-террасовых отложениях рек Пикирьёль и Пывсяню, а при поисках бокситов — Мичаюский закрытый хромшпинелид-пикроильменит-пироповый ореол в отложениях конуса выноса и ложков визе-серпуховского возраста. На западном склоне Обдырского поднятия, в русловом аллювии р. Пывсяню известна находка обломка кристалла алмаза. Кроме того, находки алмазов известны на примыкающем с севера Четласском поднятии [2].

Одним из наиболее эффективных методов оценки алмазности считается шлихо-минералогический метод по минералам индикаторам и самим алмазам [1]. В ходе полевых работ летом 2024 года было проведено мелкообъёмное опробование аллювия водотоков, дренирующих Обдырское поднятие. Для определения места отбора предварительно были пройдены шлиховые маршруты с промывкой на лотке. В результате, в местах, где по данным предшествующих исследований отмечались находки минералов-индикаторов кимберлитов, а по данным шлихового опробования наблюдалась высокая концентрация тяжёлой фракции, были отобраны четыре мелкообъёмные пробы (1 м<sup>3</sup>) и одна валовая проба (5 м<sup>3</sup>). Важным при выборе места отбора проб, являлось не только наличие материала, но и его объём, т. к. ручьи, дренирующие Обдырское поднятие, чаще всего мелкие и обладают слабыми гидродинамическими характеристиками.

Обогащение проб выполняется по довольно сложной схеме. На первом этапе она включает мокрое разделение на шейкере, который представляет собой деревянные ящики-ситы, вставленные друг в друга, раскачивающиеся вручную с одновременной подачей воды из ведер (рис. 1). Материал разделяется на фракции: 8—4 мм; 4—2 мм; 2—1 мм; 1—0.5 мм и <0.5 мм. Далее фракция 8—4 мм просматривается визуально, а фракция <0.5 мм отмывается на деревянном лотке до серого шлиха.

На втором этапе обогащение производится на джиге. Она представляет собой лёгкую раму из труб в виде тетраэдра (трехгранной пирамиды). К вершине тетраэдра прикреплен подвижный вертикальный шток, к нижней части которого жёстко присоединена обойма со съёмным ситом диаметром 30 см. Система пружин и рычагов позволяет сочетать вертикальные возвратно-поступательные движения обоймы со штоком вдоль оси, с вращательно-колебательными — вокруг оси. Амплитуда вертикального перемещения обоймы с ситом 3—8 см, колебательно-вращательного — несколько градусов. Сито должно быть погружено в воду (верхняя кромка сита на глубине не менее 15 см), вся конструкция должна быть устойчива, положение сита строго горизонтальное. Работа конструкции осуществляется вручную периодическим нажатием на рукоятку в верхней части штока. Количество нажатий (не-



Рис. 1. Разделение пробы на шесть фракций при помощи шейкера. Остальные фракции обогащаются на ручной отсадочной машинке (джиге)



Рис. 2. Обогащение пробы на отсадочной машинке (джиге)

сколькo десятков), частота и амплитуда движений регулируется опытным путем с соблюдением правила: для отсадки крупных фракций необходимы относительно меньшая частота и бóльшая амплитуда движений штока, чем для мелких. Сито с размером отверстий меньшим, чем отстаживаемый материал, заполняют наполовину или чуть больше, и помещают в обойму. В процессе тяжёлая фракция «тонет», а лёгкая «всплывает» в вертикально движущихся струях воды, причём, относительно более тяжёлые частицы собираются в центре нижней части сита. После завершения цикла движений сито вынимается из обоймы и дают воде стечь. Затем сито накрывается жёстким плоским листом и своеобразным (не вращательным) движением переворачивается, чтобы материал, находившийся в сите, остался на листе в перевернутом виде наподобие детского песочного куличика. Отсаженный концентрат, состоящий из тяжёлых минералов и обломков пород, и выделяющийся на фоне лёгкой фракции более тёмным цветом с буроватым, зеленова-

тым или другим оттенком, собирают ложкой, с прихватом части окружающего материала.

Опробовались относительно грубообломочные и слабосортированные (наиболее «продуктивными» являются пески плохо сортированные, содержащие значительное количество примеси глины, гальку (щебень) и валуны) русловые отложения. Для водотоков поднятия характерно наличие такого материала только на дне русла ниже уреза воды, что связано, вероятно, со слабыми их гидродинамическими характеристиками. В одной из точек была проведена опытная промывка материала, взятого в 10 м ниже по течению с головной части гравийно-галечно-песчаной косы. В результате отмечен значительно меньший выход минералов тяжёлой фракции классов 0,5—1 мм и 1—2 мм, а также отсутствие их во фракции 2—4 мм (рис. 3).

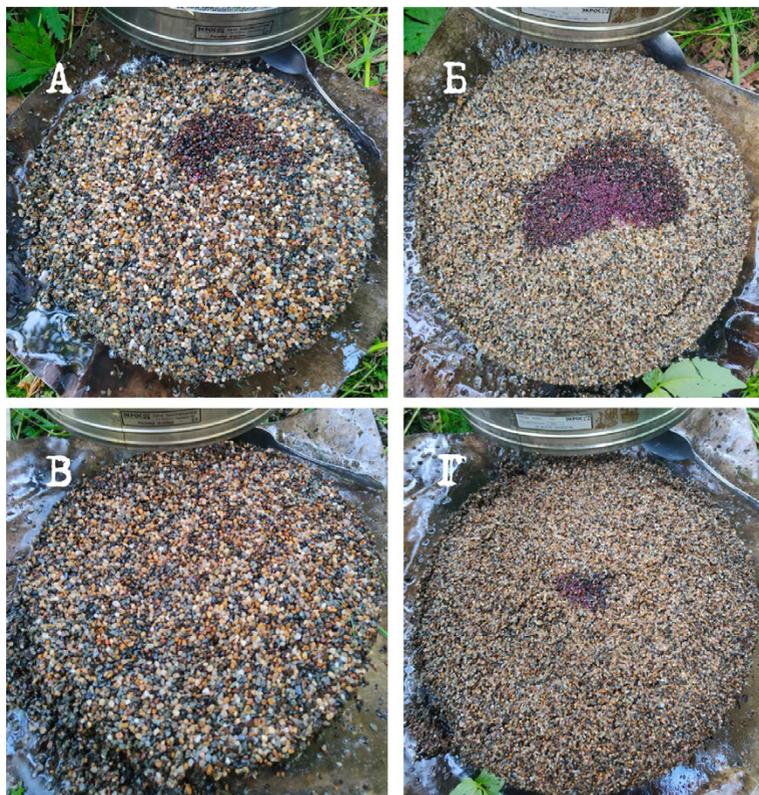


Рис. 3. Выход тяжёлой фракции в пробе объёмом 40 л отобранной со дна русла (А, Б) и пробе объёмом 40 л отобранной с косы (В, Г). А, В — фракции 4—2 мм; Б, Г — фракции 2—1 мм

В результате проведённого опробования можно с уверенностью говорить, что применение такой методики позволяет с высокой степенью достоверности проводить оценку рыхлых отложений на наличие (отсутствии) минералов-индикаторов кимберлитов. Предварительная расситовка обеспечивает «сохранность» в шлихе как наименьших (диаметром менее 0.1 мм), так и наибольших (диаметром более 2 мм) гранулометрических разностей минералов тяжёлой фракции. А применение «джиги» позволяет обеспечивать контроль за счёт того, что материал не смывается в процессе обогащения и его можно повторно «перемыть».

### **Литература**

1. Акулов Н. И. Опробование осадочных отложений при алмазопоскоковых работах. ИЗК СО РАН. Иркутск: Репроцент+, 2022. 184 с.
2. Пыстин А. М., Глухов Ю. В., Бушенев А. А. Новая находка алмаза и перспективы коренной алмазоносности Четласского поднятия (Средний Тиман) // Записки Горного института. 2023. Т. 264. С. 842—855.

# РЕЗУЛЬТАТЫ Th-U-Pb ДАТИРОВАНИЯ МОНАЦИТОВ ИЗ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КЫВВОЖСКОГО ЗОЛОТОРОССЫПНОГО ПОЛЯ

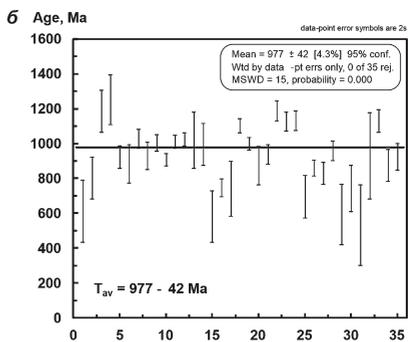
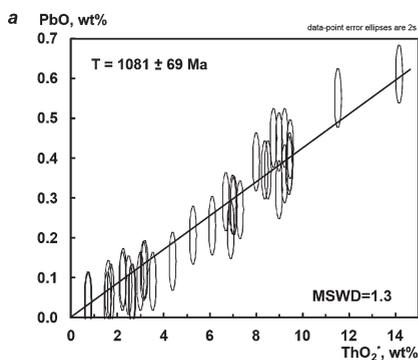
К.Г. Пархачева

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ksparhacheva@yandex.ru*

Монацит — широко распространенный минерал в изверженных, осадочных и метаморфических породах, который является индикатором условий формирования геолого-минералогических процессов. В последнее время возрастает популярность использования метода химического датирования U-Th-Pb-содержащих минералов: монацита, уранинита, циркона, ксенотима, титанита и др., результаты которого отражены многими исследователями в своих публикациях [1—6 и др.].

В породах Кыввожского золотороссыпного поля монацит является наиболее часто встречающимся среди редкоземельных минералов в среднерифеских сланцах серицит-хлорит-кварцевого состава, кварцевых песчаниках, кварцитопесчаниках и в секущих их маломощных кварцевых и кварц-карбонатных жилах. Монацит наблюдается в виде округлых и ксеноморфных выделений, преимущественно очень мелкого размера (до 0.2 мм). Установлены и более крупные выделения (0.2—1.5 мм) в виде кристаллов и их агрегатов в кварцевых прожилках (р. Покъю). В виде мелких включений монацит отмечается в пи-



ThO<sub>2</sub>\* — PbO изохронна (а) и разброс значений точечных Th-U-Pb возрастов с усредненной величиной (б) по монацитам из рифейских отложений в пределах ручья Димтемъяль

рите — основном минерале развивающейся сульфидной минерализации в этих породах, и в золоте из аллювиальных отложений водотоков района.

Химический состав монацитов характеризуется преобладанием содержания  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  от 26 до 40 мас. % (см. таблицу). Содержания (мас. %)  $\text{La}_2\text{O}_3$  варьируют от 5 до 19,  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  — 10—22,  $\text{ThO}_2$  — 0.3—8.5. Их неравномерное распределение характеризуется скрытой зональностью, которая проявляется при усилении контрастности.

Для оценки возраста анализировались зерна монацитов в полированных шлифах серицит-хлорит кварцевых сланцев (ручья Димтемъель и Средний Кыввож), а также в кварцевой жиле в кварцитопесчаниках (р. Покъю). Анализ монацитов выполнялся А. М. Вирюс (ИЭМ РАН, Черноголовка) на СЭМ Tescan Vega II XMU оснащенном энергодисперсионным (ЭДС) (INCAx-sight) и волновым (ВДС) (INCA wave 700) рентгеновскими спектрометрами. Содержания Th, U и Pb определяли с помощью ВДС, используя кристалл-анализатор PET. В качестве аналитических линий были выбраны для Th —  $\text{ThM}\alpha_{1,2}$ , для U —  $\text{UM}\alpha_{1,2}$ , для Pb —  $\text{PbM}\beta_{1,2}$ . Пределы обнаружения по  $2\sigma$  — критерию порядка составляли для (мас. %) Th — 0.07, U — 0.02, Pb — 0.02.

Значения возрастов точечного Th-U-Pb датирования монацитов из сланцев ручья Димтемъель лежат в интервале 535—1254 млн лет, погрешность определения (по  $2\sigma$  критерию) порядка  $\pm 96$  млн лет. Усредненный возраст точечного Th-U-Pb датирования монацитов составил  $977 \pm 42$  млн лет. Возраст монацитов, полученный методом построения изохроны  $\text{ThO}_2^* - \text{PbO}$  по 35 точкам составил  $1081 \pm 69$  млн лет.

По другим образцам ошибки возрастов получились больше из-за низких содержаний Th, U и Pb. Возраст монацита из сланцев ручья Средний Кыввож, полученный по изохроне  $\text{ThO}_2^* - \text{PbO}$ , составил  $1140 \pm 262$  млн лет. Возраст определения монацитов из кварцевой жилы (р. Покъю) по двум изохронам (19 и 10 точек) составил  $620 \pm 119$  млн лет и  $1162 \pm 285$  млн лет.

Результаты химического микрозондового Th-U-Pb датирования, как показано выше, имеют большую погрешность и могут служить лишь приблизительно оценочными, что связано с низкими содержаниями Th, U и Pb и неоднородным составом монацитов. Установленный при Th-U-Pb датировании возраст монацита из сланцев ручья Димтемъель составил  $1081 \pm 69$  млн лет, что согласуется с возрастом пород Кыввожского золотороссыпного поля.

*Автор выражает благодарность А. М. Вирюс за проведенную работу и помощь в исследованиях.*

### Химический состав монацита

№ зерна	№ спектра	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SrO	CaO	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	PbO	SiO <sub>2</sub>	FeO	Total	ThO <sub>2</sub> *	Age, млн лет
1	1	29.93	31.67	14.65	13.71	2.85	2.67	0.00	1.84	0.00	0.14	2.19	0.03	0.06	0.56	0.12	100.41	2.67	613±179
	2	29.74	35.64	18.91	10.18	1.46	2.60	0.00	0.94	0.45	0.08	1.40	0.10	0.06	0.47	0.20	102.23	1.74	804±120
	3	30.46	37.97	16.40	10.44	1.41	2.73	0.00	0.75	1.02	0.17	0.32	0.13	0.04	0.34	0.12	102.30	0.77	1187±121
	4	30.72	38.28	16.41	10.53	1.15	3.03	0.00	0.74	1.97	0.08	0.38	0.10	0.04	0.45	0.00	103.89	0.73	1254±142
2	9	28.50	32.74	14.62	11.47	2.12	2.91	0.00	1.38	0.00	0.30	5.91	0.23	0.29	1.27	0.00	101.74	6.70	1005±47
	10	26.77	30.39	12.59	11.19	2.69	3.06	0.25	1.08	0.00	0.15	7.89	0.39	0.36	2.36	0.01	99.19	9.22	909±35
	11	27.36	33.21	13.47	10.93	1.84	3.77	0.00	0.83	0.19	0.04	7.36	0.33	0.37	2.38	0.00	102.07	8.50	1012±37
4	15	29.30	26.78	11.77	11.69	3.29	2.45	1.39	2.13	0.24	1.20	5.90	0.72	0.37	0.61	0.30	98.14	8.38	1025±37
5	17	29.88	38.57	13.01	12.18	2.36	3.68	0.00	0.67	0.60	0.32	1.86	0.12	0.10	0.85	0.25	104.45	2.27	1020±162
	18	30.07	34.04	14.63	11.42	1.34	3.00	0.64	1.44	0.00	0.05	0.94	0.20	0.07	0.61	0.00	98.45	1.63	996±120
	19	30.21	32.78	14.72	11.50	1.82	2.35	1.17	1.44	0.00	0.22	1.04	0.17	0.04	0.74	0.00	98.20	1.60	582±148
	20	29.22	28.45	9.67	15.00	3.75	3.12	0.00	1.39	0.00	0.98	6.19	0.21	0.22	0.82	0.28	99.31	6.90	746±51
	21	29.55	32.81	12.45	12.77	2.47	3.21	0.49	1.48	0.00	0.28	2.01	0.15	0.08	0.88	0.10	98.73	2.51	742±157
6	1	34.27	29.88	11.87	12.69	2.71	3.04	0.45	2.03	0.00	1.67	6.11	1.56	0.55	0.43	0.00	107.27	11.53	1105±41
	2	32.60	28.07	11.30	12.70	2.64	2.80	0.35	1.99	1.32	1.67	6.07	2.35	0.61	0.23	0.00	104.71	14.16	1001±35
	3	34.71	39.16	12.11	13.90	1.80	4.14	0.00	0.89	0.11	0.31	2.75	0.13	0.12	0.60	0.19	110.92	3.19	875±109
	4	34.41	32.47	9.98	15.50	3.50	3.65	0.00	1.45	1.75	1.17	5.24	1.22	0.38	0.51	0.26	111.49	9.42	939±57
7	5	32.53	28.41	11.88	12.41	1.99	3.41	0.23	1.80	0.48	1.26	6.90	0.53	0.45	0.49	0.00	102.78	8.76	1188±57
	6	32.45	28.73	12.42	12.35	2.44	3.02	0.00	1.76	1.20	1.30	7.92	0.38	0.45	0.72	0.00	105.12	9.24	1128±54
	7	32.73	28.31	12.06	12.38	2.67	3.07	0.62	1.62	0.00	1.25	6.60	0.69	0.44	0.44	0.00	102.89	9.00	1132±56
	8	34.80	37.37	15.07	13.56	2.53	4.07	0.00	1.25	0.12	0.20	2.82	0.06	0.09	0.99	0.31	113.24	3.02	696±123
	9	33.16	31.38	12.66	14.92	2.89	3.37	0.00	1.44	1.07	0.75	6.91	0.12	0.27	0.66	0.00	109.59	7.32	860±46
8	10	33.24	26.40	5.36	22.37	5.34	3.83	0.00	1.81	1.87	1.11	8.45	0.16	0.32	0.63	0.10	111.00	8.99	830±62
	11	32.59	32.14	12.56	13.18	2.32	3.07	0.00	1.53	0.35	0.65	8.46	0.29	0.39	1.22	0.11	108.87	9.45	960±55
	12	33.85	38.27	9.09	16.02	1.73	4.09	0.00	1.10	0.79	0.26	3.31	0.07	0.09	0.21	0.14	109.02	3.54	595±172
	13	34.08	38.38	9.45	15.38	2.11	3.98	0.00	1.40	0.00	0.48	4.00	0.12	0.14	0.27	0.08	109.87	4.40	743±132
	14	34.39	36.54	14.70	13.89	2.74	3.43	0.00	1.35	0.00	0.16	2.33	0.09	0.06	0.29	0.32	110.29	2.63	535±231
9	17	32.61	40.04	12.42	13.09	1.72	3.63	0.00	0.35	0.56	0.12	1.90	0.10	0.09	0.49	0.10	107.22	2.24	932±248
10	18	32.06	27.38	13.12	12.52	2.44	2.19	0.00	1.11	1.37	1.58	6.70	0.37	0.39	0.37	0.00	101.61	7.99	1130±64
	19	32.34	27.70	6.25	20.78	4.56	4.17	0.00	2.09	0.00	1.03	5.77	0.10	0.23	0.40	0.00	105.42	6.11	877±91
	20	32.19	27.84	13.11	13.21	2.13	2.78	0.30	1.11	0.00	1.43	5.33	0.50	0.28	0.48	0.00	100.68	7.04	926±77

## Литература

1. Ерохин Ю. В., Хиллер В. В., Иванов К. С. Обломочный монацит из верхнеюрских отложений центральной части Фроловской мегавпадины Западной Сибири (химическое датирование и источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 3, С. 278—290.
2. Макеев А. Б., Скублов С. Г., Красоткина А. О., Борисовский С. Е., Томсен Т. Б., Серре С. Х. Возраст монацита из рудопоявления Ичетью, Средний Тиман (SHIME и LA-ICP-MS методы) // ЗРМО. 2020. Ч. CXLIX, № 1, С. 76—95. <https://doi.org/10.31857/S0869605520010086>
3. Пономарев, В. С., Хиллер, В. В., Ерохин, Ю. В. (2019). Th-U-Pb датирование монацита из метаморфических пород иткульской свиты Сысертского комплекса (Средний Урал). Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 64 (2), 315—327. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.209>
4. Удоратина О. В., Вирюс А. М., Козырева И. В. Th-U-Pb данные по монацитам из коры выветривания щелочных рудных метасоматитов (Верхне-Щугорское проявление, Средний Тиман) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. 20. С. 477—483.
5. Удоратина О. В., Вирюс А. А., Козырева И. В. Монацит щелочных рудных метасоматитов Нижнемезенского рудного поля (Средний Тиман): Th-U-Pb-данные // Вестник геонаук. 2023. 7(343). С. 17—26. DOI: 10.19110/geov.2023.7.2
6. Хиллер В. В., Ерохин Ю. В. Химическое датирование монацита из гранитных пегматитов Семенинской копи (Адуйский массив, Средний Урал) // Вестник Уральского отделения РМО. 2020. № 17. С. 110—119.

# СИНТЕЗ И СВОЙСТВА $Ti_2MnNbO_8$ (M-Fe, Mn, Cr)

К. Н. Паршукова<sup>1</sup>, Р. И. Королев<sup>1</sup>, Б. А. Макеев<sup>2</sup>,  
Н. А. Секушин<sup>3</sup>, М. Г. Кржижановская<sup>4</sup>, Н. А. Жук<sup>1</sup>

<sup>1</sup>СГУ имени Питирима Сорокина, <sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет

*kristinaparshukova17@gmail.com*

В представленной работе показаны результаты синтеза твердофазным и золь-гель методами оксидной керамики  $Ti_2MnNbO_8$  (M = Fe, Cr, Mn), по стехиометрическому составу соответствующей новому минералу дмитрийварламовит [1, 2]. Рентгенофазовый анализ выполнен с использованием рентгеновского дифрактометра Shimadzu 6000 ( $CuK_{\alpha}$ -излучение;  $2\theta = 10\text{--}80^\circ$ ; скорость сканирования  $2.0^\circ/\text{мин}$ ). Морфология поверхности препаратов и локальный количественный элементный анализ исследованы методами сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (электронный сканирующий микроскоп Tescan VEGA 3LMN, энергодисперсионный спектрометр INCA Energy 450).

По данным рентгенофазового анализа образец состава  $Ti_2NbFeO_8$ , синтезированный постадийно твердофазным методом при финальной температуре прокаливания  $1100^\circ\text{C}$ , неоднородный и в качестве примеси содержит оксид титана со структурой рутила. Примесная фаза при неоднократном синтезе повторно воспроизводится. В качестве прекурсоров для синтеза образца керамическим методом использовали соответствующие оксиды. Как показали РФА и микрозондовый анализ, химическое взаимодействие прекурсоров происходит при температуре не ниже  $950^\circ\text{C}$  целью снизить температуру синтеза однофазного препарата  $Ti_2NbFeO_8$  предприняли модифицированный золь-гель метод синтеза — метод Печини. Для пробного синтеза использовали взятые в стехиометрических количествах оксиды титана (IV), железа (III) и ниобия (V) квалификации ч.д.а. Оксидные прекурсоры растворены в смеси концентрированных минеральных кислот при нагревании. В полученный раствор добавлена лимонная кислота и этиленгликоль в строго определенном мольном соотношении [3,4]. Фотографии, иллюстрирующие основные этапы приготовления образца, приведены на рисунке 1. Реакционную смесь ярко-желтого цвета выпарили сначала до вязкой суспензии, а затем до получения сухой массы графитового цвета (рис. 1), пиролиз которой проведен при температуре  $350^\circ\text{C}$  в течение 4 часов в муфельной печи. Полученный аморфный порошок тонко растерли в агатовой ступке в течение одно-

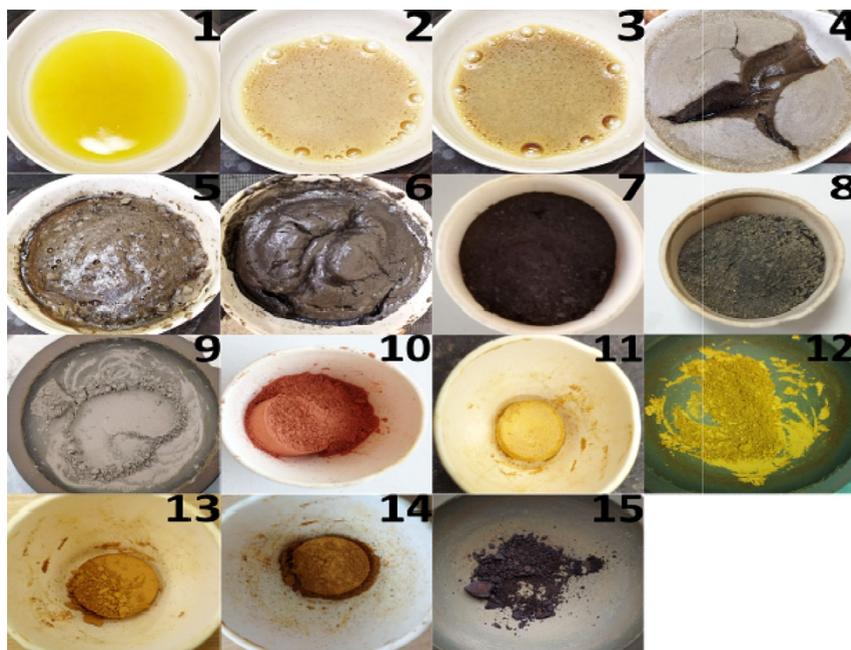


Рис. 1. Фотографии образца  $Ti_2NbFeO_8$  в ходе синтеза (1 — раствор смеси компонентов, полученный путем растворения оксидных прекурсоров; 2—6 — эволюция раствора в ходе выпаривания растворителя; 7 — сухой остаток после выпаривания растворителя; образец после пиролиза при температуре  $350\text{ }^\circ\text{C}$  — 8 и гомогенизированный — 9; 10 — образец, прокаленный при  $650\text{ }^\circ\text{C}$ ; образец после прокаливании при температуре  $850\text{ }^\circ\text{C}$ , компактированный образец (11) и гомогенизированный (12); 13 — образец после однократного прокаливании при  $950\text{ }^\circ\text{C}$  и повторно (14) ; прокаленный при  $1050\text{ }^\circ\text{C}$  образец (15)

го часа, смесь запрессовали в компакты в форме дисков и прокалили в четыре этапа при температуре  $650, 850, 950, 1050\text{ }^\circ\text{C}$  с целью получения фазово чистого образца.

Фазовый состав образцов, прокаленных при температуре  $350, 650, 850, 950$  и  $1050\text{ }^\circ\text{C}$  в течение 15 часов, контролировали методом рентгенофазового анализа. Как показывает рисунок 2.

В результате золь-гель синтеза получен практически однофазный образец состава  $Ti_2NbFeO_8$  со структурой рутила. Химический состав твердого раствора подтвержден методом сканирующей электронной микроскопии. Синтез образца проведен повторно, получены идентичные результаты. Стехиометрическая формула синтезированного об-

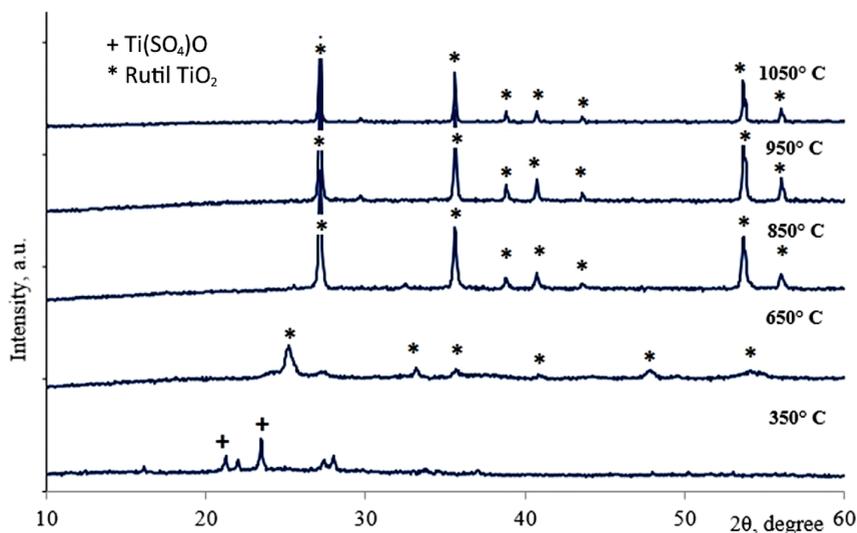


Рис.2. Рентгенограммы образца  $\text{Ti}_2\text{NbFeO}_8$ , прокаленного при температуре 350, 650, 850, 950 и 1050 °C

разца точно совпадает с формулой нового минерала. В настоящее время исследуются структурные, термические и электрические свойства препарата и синтез образцов состава  $\text{Ti}_2\text{NbCrO}_8$  и  $\text{Ti}_2\text{NbMnO}_8$ .

### Литература

1. Udoratina O., Panikorovskii T. L., Chukanov N. V., Voronin M. V., Lutoev V. P., Agakhanov A. A., Isaenko S. I. Dmitryvarlamovite.  $\text{Ti}_2(\text{Fe}^{3+}\text{Nb})\text{O}_8$ , a new columbite-supergrupp mineral related to the wolframite group. *Mineralogical Magazine*. 2024. Vol. 88. No. 2. pp. 147—154.
2. Konovalenko S. I., Ananyev S. A., Chukanov N. V., Rastsvetaeva R. K., Aksenov S. M., Baeva A. A., Gainov R. R., Vagizov F. G., Lopatin O. N., Nebera T. S. A new mineral species rosovskyite,  $(\text{Fe}^{3+},\text{Ta})(\text{Nb},\text{Ti})\text{O}_4$ : crystal chemistry and physical properties. *Physics and Chemistry of Minerals*. 2015. Vol. 42. No.10. P. 825—833.
3. Solopan S. A., Belous A. G., V'yunov O. I., Kovalenko L. L.  $\text{BaTi}_{1-x}\text{Sn}_x\text{O}_3$  solid solutions: solid-phase and sol-gel syntheses and characterization. *Russ. J. Inorg. Chem.* 2008. Vol. 53. No. 2. P. 157—163.
4. Medvedev D. A., Pikalova E. Y., Demin A. K., Khrustov A. K., Nikolaenko V. R., Nikonov I. V., Malkov V. B., Antonov B. D. Nanostructured composite materials of cerium oxide and barium cerate, *Russ. J. Phys. Chem.* 2013. Vol. 87. No. 2. P. 270—277.

# МАСШТАБИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА СИНТЕЗА СИТИНАКИТА: ПОИСК ОПТИМАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ

И. А. Перовский<sup>1</sup>, Г. В. Игнатъев<sup>1</sup>

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*igor-perovskij@yandex.ru*

Природные титаносиликаты со смешанным октаэдрическим-тетраэдрическим каркасом привлекают большое внимание исследователей как потенциальные материалы нового поколения для извлечения радионуклидов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  из водных сред, очистки и разделения газов, процессов катализа. Однако природные титаносиликаты являются чрезвычайно редкими и не образуют промышленных скоплений, что ограничивает их применение.

На базе Института геологии нами реализован гидротермальный синтез синтетического титаносиликата со структурой ситинакита — перспективного сорбента радионуклидов. Преимуществом предложенного подхода являются использование в качестве исходных компонентов отходов — гидратированных осадков, получаемых в процессе фтораммонийного обогащения кварц-лейкоксовых концентратов Ярегского месторождения (Республика Коми) [1]. Первые работы в данном направлении были посвящены исследованию влияния состава гидратированного осадка, концентрации минерализатора и температуры синтеза на фазовый состав получаемых материалов [2—4]. При этом состав гидратированного осадка, как определяющего параметра для получения ситинакита, не контролировался, что усложняло дальнейшую работу по масштабированию синтеза. Применение контролируемого гидролиза на стадии получения осадка позволило не только варьировать его состав, но снизить температуру кристаллизации титаносиликата с 250 до 180 °С. Это стало возможным за счет образования комплексных частиц  $\text{SiO}_2\text{—TiO}_2$  на этапе гидролиза [5]. Модификация системы минерализатора за счет введения в его состав, кроме  $\text{NaOH}$  еще и  $\text{KOH}$ , повысила сорбционную емкость материала по цезию с 170 до 250 мг/г [6].

Целью данной работы являлось исследование влияния времени синтеза на кристалличность и сорбционные свойства ситинакита. Для этого стандартная продолжительность синтеза в 12 часов была изменена до 6 и 24 ч, при этом температура синтеза составила 250 °С.

Синтез титаносиликата осуществляли в автоклаве объемом 45 мл, степень заполнения составляла 80 %. Образец гидратированного осадка массой 0.5 г и содержащего  $\text{SiO}_2$  — 46 %,  $\text{TiO}_2$  — 49 % смешивали

с раствором минерализатора — смесью щелочей NaOH и KOH. Для всех вариантов мольное отношение основных компонентов  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{TiO}_2 : \text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O}$  составляло 7 : 1 : 1 : 1.25 : 700. Время синтеза составляло 6, 12 и 24 ч, образцы были обозначены S-6, S-12 и S-24 соответственно. По окончании процесса синтеза продукты извлекали, промывали дистиллированной водой до нейтральной среды, затем высушивали при температуре 103 °С. Сорбционные свойства полученных образцов исследовались серией экспериментов по извлечению катионов  $\text{Sr}^{2+}$  и  $\text{Cs}^+$  из растворов нитратов с концентрацией 2 г/л на катион. Водородный показатель (pH) растворов для сорбции составлял 5.1 для стронция и 5.3 для цезия. Отношение твердой к жидкой фазе составляло 1:250, время сорбции — 24 ч. Концентрацию катионов в растворах до и после сорбции определяли с применением атомно-эмиссионной спектроскопии на приборе Vista MPX Red, Varian,

По данным порошковой рентгеновской дифракции (дифрактометр DX2700BH, Naoyaan) во всех образцах происходит формирование кристаллической структуры ситинакита (рис. 1). В образце S-24 кроме ситинакита присутствует примесь титаносиликата со структурой виноградовита. В образце S-6 присутствует слабый рефлекс в области  $2\theta=10^\circ$ , идентифицировать который не удалось. Увеличение про-

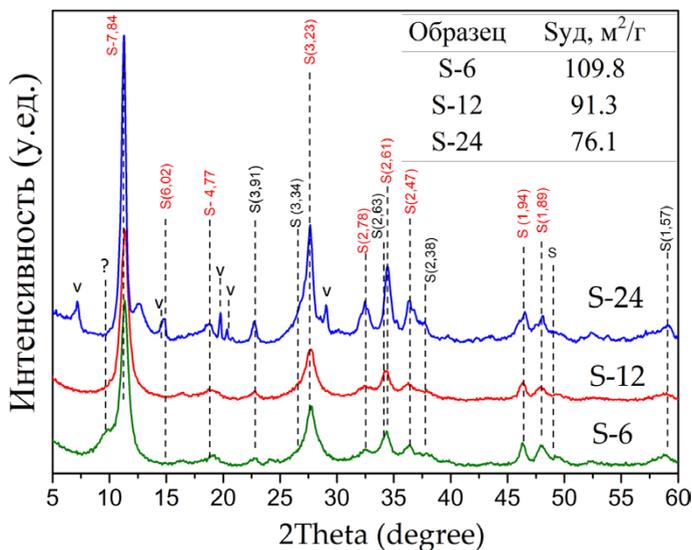


Рис. 1. Фазовый состав и динамика изменения удельной площади поверхности продуктов гидротермального синтеза продолжительностью от 6 до 24 ч (S-ситинакит, V-виноградовит)

должительности синтеза приводит к росту кристалличности материала, что выражается снижением площади поверхности материала с 109 до 76 м<sup>2</sup>/г.

Изучение сорбционных характеристик показало, что синтезированные образцы сохраняют высокую сорбционную емкость по Cs<sup>+</sup>, которая составляет 250—260 мг/г. Сорбционная емкость по Sr<sup>2+</sup> образца S-6, имеющего большую удельную поверхность, значительно ниже сорбционной емкости образцов S-12 и S-24, обладающих менее развитой площадью поверхности. Такое же поведение было зафиксировано нами в работе [4], где слабокристаллический образец ситинакита был получен при пониженной температуре в 210 °С. Объяснить получаемый эффект пока не удалось.

Таким образом, проведенные эксперименты показали, что наиболее оптимальными условиями гидротермального синтеза титаносиликата со структурой ситинакита с применением в качестве исходного материала гидратированного осадка — отхода фтораммонийного обогащения кварц-лейкоксоновых концентратов Ярегского месторождения, является реакция продолжительностью 12 ч при температуре 250 °С. Уменьшение температуры синтеза или вариации с продолжительностью синтеза (до 6 или 24 часов) нецелесообразны, так как это приводит к ухудшению сорбционных характеристик получаемого материала. Однако стоит отметить, что получение титаносиликата с развитой поверхностью может быть актуально для процессов по разделению и очистке газов.

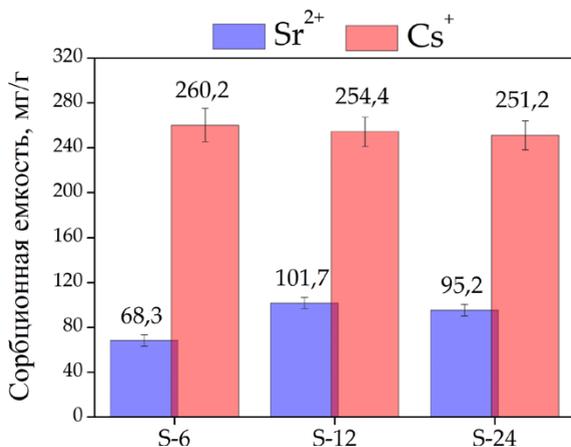


Рис. 2 Сорбционная емкость продуктов гидротермального синтеза продолжительностью от 6 до 24 ч

*Исследования выполнены в рамках темы НИР госзадания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Развитие минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральско-Баренцевоморского региона на основе эффективного прогноза, геологического моделирования, геолого-экономической оценки ресурсного потенциала и новых технологий переработки полезных ископаемых» (ЕГИСУ НИОКТР — 1021051101666-2-1.5.1; FUUU-2022-0059).*

## Литература

1. Perovskiy I. A., Burtsev I. N., Ponaryadov A. V., Smorokov A. A., Ammonium fluoride roasting and water leaching of leucoxene concentrates to produce a high grade titanium dioxide resource (of the Yaregskoye deposit, Timan, Russia) // Hydrometallurgy. V. 210, 2022, 105858. <https://doi.org/10.1016/j.hydromet.2022.105858>

2. Перовский И. А., Бурцев И. Н. Сорбционные свойства титаносиликата со структурой ситинакита, синтезированного из лейкоксена // Перспективные материалы. 2016. № 7. С. 22—30.

3. Perovskiy I. A., Khramenkova, E. V., Pidko E. A., Krivoshapkin P. V., Vinogradov A. V., Krivoshapkina E. F Efficient extraction of multivalent cations from aqueous solutions into sitinakite-based sorbents // Chemical Engineering Journal. V. 354, 727—739, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.cej.2018.08.030>

4. Perovskiy I. A., Yanicheva N. Y., Stalyugin V. V., Panikorovskii T. L., Golov A. A. Sorption of multivalent cations on titanosilicate obtained from natural raw materials. The mechanism and thermodynamics of sorption // Microporous and mesoporous materials. V. 311. 2021, 110716. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2020.110716>.

5. Perovskiy I. A., Shushkov D. A., Ponaryadov A. V., Panikorovskii T. L., Krivoshapkin P. V. Controlled reprocessing of leucoxene concentrate for environmental friendly production of titanosilicate — An effective sorbent for strontium and cesium ions // Journal of Environmental Chemical Engineering, V. 11, Issue 5, 2023, 110691, ISSN 2213—3437. <https://doi.org/10.1016/j.jece.2023.110691>.

6. Перовский И. А., Паниковский Т. Л., Шушков Д. А. Влияние минерализатора и продолжительности синтеза на сорбционные свойства ситинакита и иванюкита // Вестник геонаук. 2024. 3(351). С. 20—29. DOI: 10.19110/geov.2024.3.3

# НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ КОНОДОНТЫ ИЗ РАЗРЕЗА РУЧ. ВОЙШОР (ПРАВЫЙ ПРИТОК Р. СОБЬ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Плотицын<sup>1</sup>, И. Д. Соболев<sup>2</sup>, И. В. Викентьев<sup>2</sup>

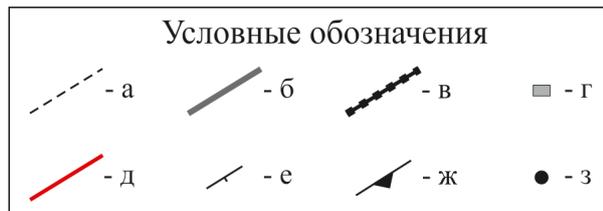
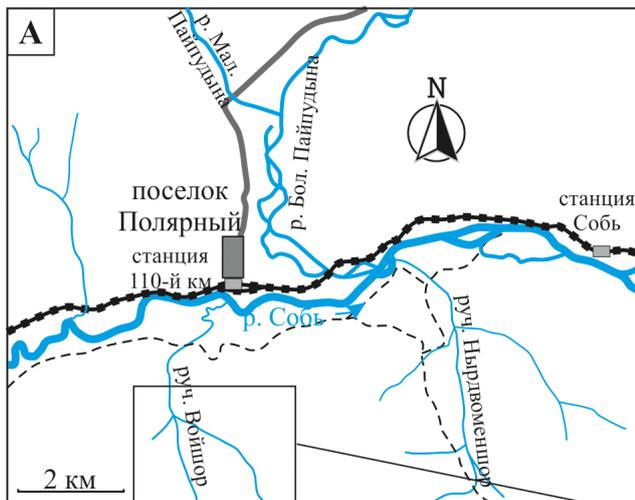
<sup>1</sup> ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

<sup>2</sup> ИГЕМ РАН, Москва

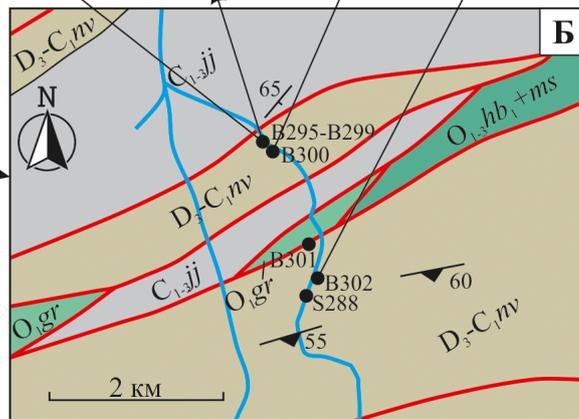
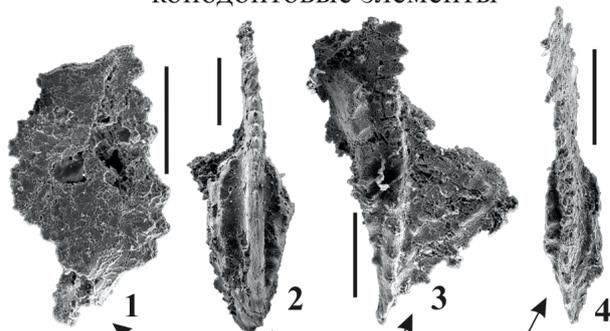
*anplotitzyn@rambler.ru*

Нижний карбон на западном склоне Полярного Урала представлен морскими отложениями широкого фациального спектра, от мелко-водно-шельфовых образований важхановейской (C<sub>1</sub>vz) и сартъюской (C<sub>1</sub>sj) свит до глубоководно-шельфовых комплексов буреданской свиты (C<sub>1</sub>br). К востоку от шельфовых осадочных последовательностей в пределах Лемвинской структурно-формационной зоны (СФЗ) картируются турнейско-серпуховские глубоководные отложения континентального склона, которые в разной степени удалены от края шельфа (устьпарнокская толща (D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>up), западноворгашорская (C<sub>1-3</sub>zv), няньворгинская (D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>nv), воргашорская (C<sub>1-3</sub>vr) и яйюская (C<sub>1-3</sub>jj) свиты) (согласно серийной легенде ГГК-1000 [8]). Стратиграфия карбона Лемвинской СФЗ в значительной степени затруднена ввиду литологической однотипности батинальных комплексов и отсутствия макрофаунистических остатков. Датировка таких отложений производится на основе микропалеонтологических исследований преимущественно конодонтов, которые зачастую характеризуются бедными в количественном и таксономическом планах ассоциациями.

Нижнекаменноугольные отложения на руч. Войшор (правый приток р. Сось) в районе пос. Полярный и ж/д станции 110-й км (Ямало-Ненецкий автономный округ) картируются в составе няньворгинской и яйюской свит [3]. Няньворгинская свита характеризуется преимущественно глинисто-кремнистыми, кремнистыми, часто углеродистыми сланцами, которые могут содержать прослой карбонатных турбидитов [8, 15]. Стратиграфический объем свиты обоснован конодонтами и отвечает интервалу от низов франского яруса до самых верхов турне (конодонтовая зона *Scaliognathus anchoralis*) [1, 4, 15]. Яйюская свита в типовой местности характеризуется чередованием терригенных пород (кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, алевролиты), карбонатных пород (биокластовые, часто песчаные известняки, микритовые известняки, вторичные доломиты), силицитов (фтаниты, кремнистые сланцы) и углеродисто-глинистых, углеродисто-кремни-



**КОНОДОНТОВЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ**



**Подпись к рисунку.** Схема расположения выходов нижнего карбона на руч. Войшор (правый приток р. Сось) и конодонтовые элементы. А — Схема расположения участка работ в районе ж/д станции 110-й км. Б — фрагмент геологической карты (по [3] для среднего течения руч. Войшор. Конодонтовые элементы: 1 — *Hindeodus?* sp., обр. В298/21, колл. № 434/17-1; 2 — *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler), обр. В299/21, колл. № 434/17-2; 3 — *Gnathodus bilineatus* (Roundy) s. l., обр. В300/21, колл. № 434/17-4; 4 — *Gnathodus* sp., обр. В302/21, колл. № 434/17-5. Условные обозначения: а — полевые дороги и тропы, б — грунтовая дорога, в — железная дорога, г — железнодорожная станция, д — разрывное нарушение, е — элемент залегающая, ж — ориентировка сланцеватости, з — точка опробования

---

сто-глинистых и углеродисто-известковисто-глинистых сланцев [6, 8]. Возраст яйюской свиты на основании находок конодонтов и фораминифер определяется, как поздневизейско-позднекаменноугольный [6, 8].

Разрез нижнего карбона на руч. Войшор представлен преимущественно углеродисто-кремнисто-глинистыми и углеродисто-кремнистыми сланцами. В подчиненном количестве отмечаются кварцевые алевросланцы, кварцевые (нередко в виде кварцитов) и кварц-полевошпатовые песчаники, карбонатно-глинистые сланцы (карбонат часто в виде обособленных пятен) и микро-тонкокристаллические серые и темно-серые известняки. Известняки содержат редкие кальциферы (возможно радиоляриевого происхождения), фрагменты иглокожих, единичные ядра раковин остракод и конодонтовые элементы. Эти отложения картируется в пределах рассматриваемого района в составе няньворгинской свиты (см. рисунок, Б) [3]. С помощью стандартных методик химической дезинтеграции карбонатных пород в 7—10 % растворе уксусной кислоты [10] и поиска конодонтов на поверхностях напластования [5] в известняках и кремнистых сланцах был обнаружен комплекс конодонтов. Немногочисленные диагностируемые конодонты имеют следующий таксономический состав: *Hindeodus?* sp., *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler), *Gnathodus bilineatus* (Roundy) s. l. и *Gnathodus* sp. (см. рисунок, конодонтовые элементы). Конодонтовые элементы плохой сохранности, несут признаки деформаций и имеют высокий индекс окраски — 5—6 (по [9]), что говорит о существенной степени термального преобразования отложений, которое соответствует стадии катагенеза АК и отвечает диапазону температур 300—400 °С [2, 11].

Конодонты группы *Gnathodus bilineatus* стратиграфически широко распространены — от верхов визейского яруса (конодонтовая зона *Gnathodus bilineatus*) до башкирского яруса среднего карбона [12, 14]. Вид *Pseudognathodus homopunctatus* известен в отложениях от нижне-

го визе (незначительно выше границы турне/визе) до средней части серпухова (по данным [13]). Учитывая интервалы стратиграфического распространения достоверно диагностированных таксонов конодонтов, возраст отложений в местах опробования можно охарактеризовать, как поздневизейско-раннесерпуховский.

По всей видимости значительная часть того, что закартировано в исследуемом районе в качестве няньворгинской свиты представляет собой нижнюю (верхневизейско-нижнесерпуховскую) часть яйюской свиты, что подтверждается литологическим составом (с учетом сильной литологической изменчивости яйюской свиты по латерали (см. [6]) и возрастными датировками.

*Авторы выражаю благодарность А. В. Журавлеву за консультации при написании материалов.*

*Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00266 — полевые геологические исследования, опробование. Геологические и биостратиграфические исследования выполнены в рамках тем НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (№ 122040600008-5) и ИГЕМ РАН (№ 124022400139-2).*

## Литература

1. Журавлев А. В. Конодонты верхнего девона — нижнего карбона Северо-Востока Европейской России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 85 с.

2. Журавлев А. В. Оценка степени термального катагенеза палеозойских отложений севера Пай-Хойского паравтохтона по индексам окраски конодонтов // Литосфера. 2017. № 1. С. 44—52.

3. Прямоносов А. П., Степанов А. Е., Телегина Т. В., Кузнецов В. И., Григорьев В. В., Абатурова И. В., Кузнецова Э. Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII — Харп. Объяснительная записка. Салехард: Комитет природных ресурсов по Ямало-Ненецкому автономному округу. 213 с.

4. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. 1979а. М.: Наука, 260 с.

5. Пучков В. Н. Рекомендации по поискам и обработке конодонтов на поверхностях слоистости бескарбонатных пород // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение / Труды Института геологии и геохимии. Свердловск, 1979б. С. 132—137.

6. Салдин В. А. Строение типового разреза нижнекаменноугольных отложений восточной подзоны Лемвинской зоны (Полярный Урал): часть 1. Литологический репер // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 12. С. 31—38.

7. Салдин В. А. Строение типового разреза нижнекаменноугольных отложений восточной подзоны Лемвинской зоны (Полярный Урал): часть 2. Реконструкция // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 1. С. 13—19.

8. Шишкин М. А., Астапов А. П., Кабатов Н. В., Казак А. П., Колесник Л. С., Котельников В. Г., Кудрин Е. Н., Лихотин В. Г., Митюшева В. С., Молчанова Е. В., Попов М. Я., Попов П. Е., Пухонто С. К., Ремизов Д. Н., Савенкова Г. Б., Файбусович Я. Э., Черкашин А. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 — Воркута. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

9. Epstein A. G., Epstein J. B., Harris L. D. Conodont color alternation — an index to organic metamorphism // U. S. Geological Survey Professional Paper. 1977. № 995. P. 1—27.

10. Harris A. G., Sweet W. C. Mechanical and chemical techniques for separating microfossils from rock. Sediment and residue matrix // Paleotechniques. 1989. Paleontological Society Special Publication 4. P. 70—86.

11. Jones G. L. Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralization // Terra Nova. 1992. V. 4. № 4. P. 238—244.

12. Meischner D., Nemirovska T. Origin of *Gnathodus bilineatus* (Roundy, 1926) related to goniatite zonation in Rheinisches Schiefergebirge, Germany // Bollettino della Società Paleontologica Italiana. 1998. V. 37. Nos. 2—3. P. 427—442.

13. Sanz-López J., Blanco-Ferrera S., Miller C. G. Morphologic variation in the P1 element of Mississippian species of the conodont genus *Pseudognathodus* // Spanish journal of Palaeontology. 2018. V. 33. № 1. P. 185—204.

14. Sanz-López J., Blanco-Ferrera S., Sánchez de Posada L. C., Garcia-López S. Serpukhovian conodonts from northern Spain and their biostratigraphic application // Palaeontology. 2007. V. 50. Part. 4. P. 1—22.

15. Zhuravlev A. V., Sobolev D. B. Conodonts and ostracodes from the late Tournaisian bathyal sequence of the Polar Urals // Contemp. Trends. Geosci. 2018. V. 7. № 1. P. 48—58. DOI: 10.2478/ctg-2018—0003

# ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ РОДА *PELEKYSGNATHUS* В СТРАТИГРАФИИ ФАМЕНА (КОНОДОНТЫ, ВЕРХНИЙ ДЕВОН)

А. Н. Плотицын<sup>1</sup>, А. В. Журавлев<sup>1</sup>, Ю. А. Гатовский<sup>2</sup>,  
В. М. Назарова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

<sup>2</sup> МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

*anplotitzyn@rambler.ru*

Конодонты рода *Pelekysgnathus* Thomas в настоящее время находят ограниченное применение в стратиграфии фамена (верхний девон) несмотря на то, что его представители выступают в качестве индекс-видов для зональных подразделений в различных вариантах мелководных зональных шкал (например, [1, 2, 8]). Это происходит по целому ряду причин: узкое фациальное распространение (эвфотическая зона прибрежного мелководья [7, 8] и изолированных карбонатных платформ на шельфе [3]); локальное палеогеографическое распределение (следствие эндемизма и/или немногочисленности пелекисгнатусов в целом); широкие интервалы стратиграфического распространения некоторых таксонов. Например, *P. brevis* Sandberg et Dreesen имеет распространение от живета [8] или даже от эйфеля [6] и до нижнего фамена. Настоящие материалы отражают результаты исследования стратиграфического распространения фаменных конодонтов, относящихся к роду *Pelekysgnathus*.

Всего в фамене насчитывается чуть более 30 видов конодонтов, которые ассоциируются с таксономическим названием *Pelekysgnathus*. Ряд из них уже отнесен в синонимику к другим видам или даже родам [5, 8], для некоторых таксонов это сделать еще предстоит. По мнению авторов в состав рода входит 23 валидных вида и 3 таксона диагностируются в качестве *Pelekysgnathus?* spp. при том, что в последней крупной ревизии стратиграфического распространения конодонтов в фамене фигурируют всего 4 вида: *P. brevis*, *P. inclinatus* Thomas, *P. planus* Sannemann и *P. serradentatus* Çarkınoğlu [9].

Большинство таксонов фаменных пелекисгнатид имеют широкие интервалы стратиграфического распространения и условно сопоставлены с подразделениями стандартных зональных шкал и ОСШ (см. рисунок). Условность сопоставления определена тем, что представители рода *Pelekysgnathus* часто встречаются в специфических конодонтовых ассоциациях, которые не содержат индекс-виды зональ-

Система Ярус		Зональные шкалы	Стратиграфическое распространение	
Девонская Фаменский		по [10]	по [9]	
		praesul M E	Protogn. kockeli	
expansa		L	Bisp. ultimus	Pel. artus
		M	Bisp. costatus	Pel. abnormalis ? Pel. sp. A
postera		E	Bisp. ac. aculeatus	уровень 3
		L	Palm. gr. expansa	Pel. ornamentalis Pel. serradentatus
trachytera		L	Palm. gr. manca	Pel. planus
		E	Pol. styriacus	Pel. curtus Pel. aristovi
marginifera		Lst	Ps. granulosus	Pel. serradentatus
		L	Palm. r. trachytera	Pel. curtus Pel. aristovi
rhomb.		E	Scaph. v. velifer	Pel. housei
		L	Palm. m. utahensis	Pel. housei
crepida		E	Palm. m. marginifera	Pel. talenti
		L	Palm. gr. gracilis	Pel. brevis
triangularis		E	Palm. rhomboidea	Pel. inclinatatus group
		Lst	Palm. gl. pectinata	Pel. arcuatus
rhomb.		L	Palm. glabra prima	Pel. tridentatus
		M	Palm. termini	Pel. pectayi
triangularis		E	Palm. crepida	уровень 2
		L	Palm. min. minuta	Pel. isodentatus
expansa		M	Palm. del. platys	Pel. bicuspidatus
		E	Palm. triangularis	Pel. anstralis
postera		L	Palm. subperlobata	Pel. elliptotensis
		E	Palm. subperlobata	уровень 1
trachytera		L	Palm. subperlobata	Pel. acietatus
		E	Palm. subperlobata	Pel. firmus

Стратиграфическое распространение фаменских пелекисгнатусов. Аббревиатуры: E - Early, M - Middle, L - Late, Lst - Latest, rhomb. - rhomboidea, praesul. - praesulcata, Palm. - Palmatolepis, Palm. del. - Palmatolepis delicatula, Palm. min. - Palmatolepis minuta, Palm. gl. - Palmatolepis glabra, Palm. gr. - Palmatolepis gracilis, Palm. m. - Palmatolepis marginifera, Scaph. v. - Scaphignathus velifer, Palm. r. - Palmatolepis rugosa, Ps. - Pseudopolygnathus, Pol. - Polygnathus, Bisp. - Bispathodus, Bisp. ac. - Bispathodus aculeatus, Protogn. - Protognathodus, Pel. - Pelekysgnathus

ных подразделений стандартных шкал. Привязка к ОСШ при этом осуществляется через региональные стратиграфические подразделения (например, [1, 2]).

На схеме стратиграфического распространения пелекисгнатид в фамене (см. рисунок) выделяется несколько уровней, потенциально имеющих корреляционное значение: уровень 1 — основание фаменского яруса (основание зоны *Early triangularis*), уровень 2 — среднефаменский интервал (основание зон *Early marginifera* и *Late marginifera*) и уровень 3 — терминальный фамен (интервал конодонтовых зон *Late expansa*–*Late praesulcata*). Уровни первого появления *P. talenti* Ashouri и *P. australis* Nicoll et Druce примерно сопоставимы с нижней границей фаменского яруса и потенциально могут служить в качестве вспомогательных инструментов для ее прослеживания в мелководных фациях. Среднефаменская «вспышка» видообразования, отмеченная появлением *P.? denscaninus* Ovnatanova et Kuzmin, *P. curtus* Aristov, *P.? aristovi* Pazukhin et Gatovsky, *P. proteus* Aristov, *P. isodentatus* Aristov и *P. bicuspidatus* Aristov, отвечает повышению таксономического разнообразия конодонтов в верхнем девоне [4]. Потенциально *Pelekygnathus* sp. A (в настоящее время описывается авторами в качестве нового вида), *P. ornamentalis* Aristov, *P. soarae* Over, Wisort, Soar, Bullocks et Hagadorn, *P. firmus* Aristov и *P.? guizhouensis* Wang et Wang могут быть маркерами пограничного девонско-каменноугольного интервала, поскольку эти таксоны распространены в терминальном фамене (интервал конодонтовых зон *Late expansa*–*Late praesulcata*).

Таким образом, учитывая условный характер данных по стратиграфическому распространению отдельных видов, значимость *Pelekygnathus* для точного определения основания нижнего карбона, границы фран–фамен, или уровней внутри фамена оценивается как невысокая. Выявлено три уровня видообразования пелекисгнатид в фамене, которые имеют корреляционный потенциал. В силу своей экологической специализации виды *Pelekygnathus* могут быть использованы для биостратиграфических целей в фациях карбонатных платформ, в том числе изолированных карбонатных платформ, в значительной степени удаленных от берега.

## Литература

1. Аристов В. А. Девонские конодонты Центрального девонского поля (Русская платформа). М.: Наука, 1988. 120 с.
2. Аристов В. А. Конодонты девона–нижнего карбона Евразии. М.: Наука, 1994. 192 с.

3. Груздев Д. А., Плотичын А. Н., Журавлев А. В., Антропова Е. В., Ерофеевский А. В. Лымбадъяхинская свита верхнего девона севера Пай-Хойского карбонатного паравтохтона: новые данные // Известия Коми научного центра УрО РАН. Серия «Науки о Земле». 2020. Вып. 41. № 1. С. 5—15. DOI: 10.19110/1994-5655-2020-1-5-15

4. Журавлев А. В. Оценка степени термального катагенеза палеозойских отложений севера Пай-Хойского паравтохтона по индексам окраски конодонтов // Литосфера. 2017. № 1. С. 44—52.

5. Anderson W. I. Upper Devonian conodonts and the Devonian-Mississippian boundary of North-Central Iowa // Journal of paleontology. 1966. V. 40. № 2. P. 395—415.

6. Bultynck P. Devonian Icriodontidae: biostratigraphy, classification and remarks on paleoecology and dispersal // Revista Española de Micropaleontología. 2003. V. 35. № 3. P. 295—314. DOI: 10.3140/bull.geosci.1623

7. Dreesen R., Sandberg C. A., Ziegler W. Review of Late Devonian and Early Carboniferous conodont biostratigraphy and biofacies models as applied to the Ardenne shelf // Annales de la Société géologique de Belgique. 1986. T. 109. P. 27—42.

8. Sandberg C. A. Dreesen R. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation // Geological society of America. 1984. Special paper 196. P. 143—178.

9. Spalletta C., Perri M. C., Over D. J., Corradini C. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard // Bulletin of Geosciences. 2017. 92(1), 31—57. DOI: 10.3140/bull.geosci.1623

10. Ziegler W., Sandberg C. The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1990. № 121. 115p.

# ЗОЛОТО АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. ВОЛЬ (ВОЗВЫШЕННОСТЬ ОЧЬ-ПАРМА, ЮЖНЫЙ ТИМАН)

**К. С. Попвасев, А. С. Шуйский, О. В. Гракова,  
Н. С. Уляшева, Н. Ю. Никулова**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*kspovasev@geo.komisc.ru*

На Тиманском кряже известны многочисленные проявления и пункты коренной и россыпной золоторудной минерализации. На Среднем Тимане, на Вольско-Вымской гряде широко известна золотоносность аллювиальных отложений.

Согласно фондовым геологическим отчетам, в пределах возвышенности Очь-Парма (Южный Тиман), по данным шлихового опробования, практически на всех водотоках выявлено знаковое золото [1—4]. Однако детальные исследования строения и состава золота не проводились.

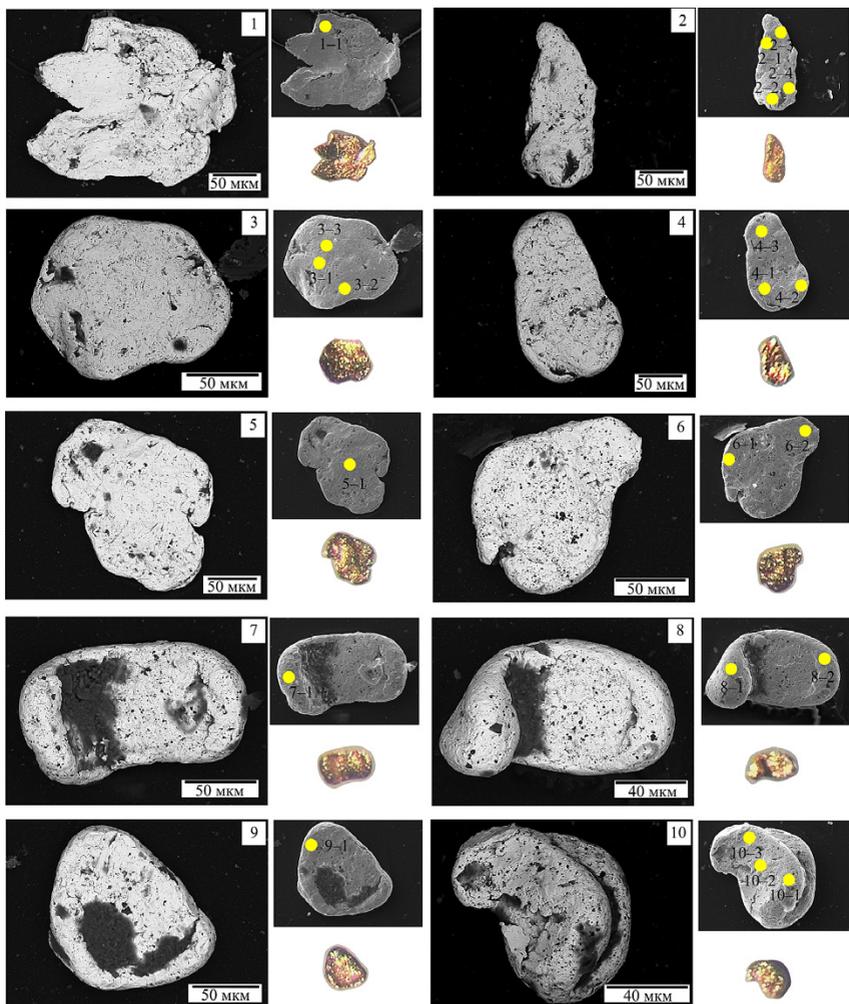
Экспедиционные работы 2024 г. проводились в южной части возвышенности Очь-Парма, на правом берегу р. Воль. Шлиховая проба, объемом 0.01 м<sup>3</sup> была отобрана из разборного плотика в пойменной части, представленной сланцевыми щетками покъюкской свиты среднего рифея [5]. В результате промывки пробы было установлено видимое золото в количестве 10 знаков. В лабораторных условиях темносерый шлик был бромформирован и впоследствии разделен методом магнитной сепарации. Помимо золота, в тяжелой фракции содержатся: пироп, ильменит, циркон, рутил, эпидот, лейкоксен, монацит, хромшпинелиды, титанит, кианит, оливин, пироксен, амфибол.

Морфологические особенности, состав и внутреннее строение золота изучены с помощью бинокля и сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMN с энерго-дисперсионной приставкой X-MAX50 mm Oxford instruments. Исследования выполнены в ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

По типоморфным и геохимическим особенностям золота, нами были выделены 3 типа:

К первому типу относятся неокатанные и слабоокатанные пластинчатые зерна соломенно-желтого цвета, размером 0.20—0.25 мм (см. рисунок, 1—2). Внешняя зона минерала имеет весьма высокую пробность — 997—999‰ (см. таблицу).

Второй тип представлен тонкими, тонкопластинчатыми и чешуйчатыми хорошо окатанными зернами желтого цвета (см. рисунок, 3—6). Золото весьма мелкое — 0.15—0.20 мм. Внешняя периферия зе-



Типоморфные особенности золота р. Воль (южная часть возвышенности Очь-Парма): 1, 2 — I тип, 3—6 — II тип, 7—10 — III тип. Фото слева — BSE изображение (фазовый состав), справа -SE изображение (морфология), цветное фото — вид под бинокуляром. Номера на рисунке соответствуют номерам из таблицы

**Состав поверхностных частей золотин р. Воль  
по данным микронзондового анализа, вес. %**

Типы	I тип					II тип	
№ п/п	1-1	2-1	2-2	2-3	2-4	3-1	3-2
Ag	0.00	0.00	0.30	0.30	0.00	6.70	4.00
Au	100.00	100.00	99.70	99.70	100.00	93.30	96.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Пробность, ‰	999	999	997	997	999	933	960
Типы	II тип						
№ п/п	3-3	4-1	4-2	4-3	5-1	6-1	6-2
Ag	0.60	3.30	0.00	0.00	0.20	0.10	0.00
Au	99.40	96.70	100.00	100.00	99.80	99.90	100.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Пробность, ‰	994	967	999	999	998	999	999
Типы	III тип						
№ п/п	7-1	8-1	8-2	9-1	10-1	10-2	10-3
Ag	0.10	0.10	0.00	0.70	1.70	0.40	0.20
Au	99.90	99.90	100.00	99.30	98.30	99.60	99.80
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Пробность, ‰	999	999	999	993	983	996	998

*Примечание:* Номера в таблице соответствуют номерам на рисунке.

рен имеет пробность 933—999 ‰ (высокопробное и весьма высокопробное золото) (см. таблицу).

Третий тип золота — хорошо окатанные, лепешковидные, весьма мелкие (0.15—0.20 мм) ярко желтые зерна (рисунок, 7—10). Встречаются изогнутые (рисунок, 7, 8), смятые пополам (рисунок, 9—10) индивиды. По химическому составу, внешние части золотин, относятся к весьма высокопробному золоту (983—999 ‰) (см. таблицу).

Таким образом, на начальном этапе исследований, по морфологическим особенностям выделено три типа золота. По гранулометрическому составу золотины идентифицируются как весьма мелкие, мелкие и микроскопически видимые, их размеры варьируют в пределах 0.15—0.25 мм. По химическому составу поверхностей зерен, золото относится высокопробному и весьма высокопробному (933—999 ‰). Единственная примесь, содержащаяся в золоте — серебро (от 0.10 до 6.70 вес. %).

Поверхность золотин в основном шагреневая и ямчато-бугорчатая. Присутствуют индивиды с наростами новообразованного аутигенного золота, а также следами коррозионного травления. В целом, морфологическая характеристика золота р. Воль может свидетельствовать о его поступлении в сланцевые щетки через промежуточный кол-

лектор. На это указывает степень окатанности золота и отсутствие сростков золота с другими минералами. Высокая пробность золота может указывать на гидротермально-метаморфическое образование золота в тектонически нестабильных зонах и связано с поступлением рудоносных растворов при активизации тектонических движений.

### **Литература**

1. Кулбакова Ф. А. и др. Поиски алмазных россыпей «Вишерского типа» на Южном Тимане и юго-западном притиманье. Книга 1 /, Комигеолфонд. Инв. 15023. 2001 г.
2. Пармузин Н. М. Оценка перспектив выявления месторождений золота (рудных, россыпных и кор выветривания) на территории Среднего и Южного Тимана. Комигеолфонд. Инв. 15148. 2002 г.
3. Плякин А. М., Острижный М. Ю. Производство общих поисков россыпного золота на Южном и Среднем Тимане. Комигеолфонд, Инв. 10091. 1984 г.
4. Рязанов В. Д. Отчет о работах геологоразведочного отряда научной экспедиции Коми в 1922 г. (Гам-Жешарт и золотоносный р-н Очь-Пармы). Комигеолфонд. Инв. 6. 1922 г.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Мезенская серия — Лист Р-39 (Сыктывкар). Объяснительная записка / Н. М. Пармузин, К. Э. Якобсон, А. Ю. Вовшина, О. А. Воинова и др. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2016, 478 с.

# ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КАОЛИНИТОВЫХ ГЛИН

**И. Н. Размыслов**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*razmyslov-i@mail.ru*

Каолининовые глины являются алюмосиликатным бесщелочным сырьем и природными пористыми материалами, исследование физико-химических свойств которых представляется актуальным для совершенствования технологий их переработки и расширения промышленного применения, например, в качестве носителей для биореакторов, сорбентов, фильтров, катализаторов, теплоизоляторов и т. д. [1, 2]. Из-за высокого содержания кремния данный вид сырья не может быть переработан способом Байера, что определяет актуальность дальнейших исследований по поиску и модернизации технологий получения глинозема. Например, основной проблемой кислотных способов переработки каолининовых глин является очистка алюминийсодержащих растворов от нежелательных примесей. Отработанный в полупромышленном масштабе способ спекания с известняком является энергозатратным, использование добавок древесного угля незначительно повышает степень извлечения глинозема [3]. Таким образом, уточнение фазового состава, физико-химических свойств каолининовых глин является актуальной задачей для совершенствования технологий их переработки и расширения промышленного применения.

Химический состав образцов каолининовых глин Среднего Тимана определялся рентгенофлуоресцентным методом (Horiba MESA 500), фазовый состав — рентгенографическим фазовым анализом (Shimadzu XRD-6000). Микроэлементный состав определялся масс-спектрометрическим анализом с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, Agilent 7700x). Удельная поверхность и пористость устанавливались методом низкотемпературной адсорбции азота (анализатор Nova 1200e).

## **Текстурно-структурные особенности глин**

Каолининовые глины представлены аллитами, каолинами и сиаллитами. Аллиты и сиаллиты отчасти сохраняют пльчатую, слоистую текстуру материнских пород, также присущи коломорфные, однородные и пятнистые текстуры и бурые, светло-бурые цвета с зеленоватым оттенком. Цвет каолинов меняется за счёт содержания оксидов железа от светло-серых, розовато-белых до красно-розовых, светло-бурых от-

тенков за счет примесных минералов железа. Структура образцов мелкозернистая. Тёмноокрашенные разности алюмосиликатного сырья связаны с окислительными процессами и преобладанием трёхвалентного железа в каолиновых глинах [4].

### Химический состав

Исследуемые образцы каолиновых глин представляют собой бедные руды для производства глинозема (табл. 1), но при этом они превосходят по содержанию  $Al_2O_3$  и кремниевому модулю нефелиновые руды. Содержание оксидов железа в каолинах достигает 14 %. Примесь  $TiO_2$  не превышает 1.5 % [4]. Методом ICP-MS установлено 50 микроэлементов, включая 14 лантаноидов в составе исследованных образцов. Сиаллиты наиболее богаты лантаноидами в сравнении с аллитами и каолинами. Самостоятельных минеральных фаз редких металлов обнаружено не было.

### Химический состав (% , мас.)

Порода	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	MnO	MgO	CaO	$K_2O$	$P_2O_5$	п. п. п
сиаллиты	34.00	1.10	35.00	14.00	0.16	0.7	0.32	2.10	0.22	12.4
аллиты	36.00	1.30	36.00	12.00	0.04	1.10	0.40	1.80	0.19	11.79
каолины	46.00	0.80	31.00	4.10	0.02	1.20	0.30	2.00	0.09	14.49

### Минеральный состав

По данным рентгенографического фазового анализа каолиновые глины сформированы глинистыми минералами (каолинит, иллит), неглинистыми минералами, включая силикаты (диопсид, кварц), минералы железа (гётит, гидрогётит, гематит, гидро-гематит, магнетит), алюминия (корунд, бёмит, гиббсит, диаспор), титана (рутил, анатаз), карбонаты (кальцит, сидерит, доломит), сульфаты (ярозит), фосфаты (вивианит, штрэнгит), хлориды и др.

Сиаллитам присуща богатая вариативная минерализация с высоким содержанием гётита, гематита, каолинита, бёмита, диаспора, рутила. В качестве примесей присутствуют иллит, калиевый полевой шпат, кварц. В аллитах преобладают каолинит, гётит, гематит. Бёмит встречается в подчиненном количестве, также присутствуют иллит, рутил, полевой шпат. В каолинах породообразующие минералы представлены каолинитом, иллитом, рутилом, гематитом. Соотношение каолинита с другими глинистыми (иллит, смектит) и неглинистыми (кварц, полевой шпат, минералы оксидов железа и титана) компонентами в рас-

смотренных породах будет определять наиболее эффективные направления их практического использования (огнеупоры, сорбенты, биореакторы, фильтры, катализаторы и др.). По минеральному составу каолины являются наиболее ценными глинистыми породами для производства керамики, в том, числе огнеупорной.

### Структурные параметры

Каолининовые глины являются мезо- и микропористым материалами. По удельной поверхности аллиты и сиаллиты превосходят каолины и могут рассматриваться как сырье для производства сорбентов. Вещество глин находится в высокодисперсном состоянии — около 80 % приходится на частицы размером меньше 20 мкм.

Таким образом, на основе данных химического и фазового составов установлено, что каолининовые глины Среднего Тимана можно рассматривать как бедные руды для производства глинозема, которые, однако, превосходят по содержанию  $Al_2O_3$  и кремниевому модулю нефелиновые. Выбор технологий их переработки должен определяться соотношением каолинита с другими глинистыми и неглинистыми минералами. По минеральному составу каолины являются наиболее ценными глинистыми породами для производства керамики, в том, числе огнеупорной. По удельной поверхности аллиты и сиаллиты превосходят каолины и могут рассматриваться как сырье для производства сорбентов.

### Литература

1. Котова О. Б., Шушков Д. А., Понарядов А. В., Кочева Л. С., Размыслов И. Н. Направленные изменения технологических свойств минерального сырья: новые подходы и технологии. К 80-летию юбилею Б. А. Остащенко (1944—2008) // Вестник геонаук. 2024. 6(354). С. 32—39. DOI: 10.19110/geov.2024.6.4
2. Kotova O. B., Ustyugov V. A., Shiyong Sun, Ponaryadov A. V. Mullite production: phase transformations of kaolinite, thermodynamics of the process. Journal of Mining Institute. 2022. Vol. 254, p. 129—135. DOI: 10.31897/PMI.2022.43
3. Римкевич В. С. и др. Исследование процессов комплексной переработки небокситовых руд дальневосточного региона России // Тихоокеанская геология. — 2006. № 3. — С. 66—74.
4. Размыслов И. Н., Котова О. Б. Средний Тиман: минералого-технологические особенности бокситов и глин // Современные проблемы комплексной и глубокой переработки природного и нетрадиционного минерального сырья. Материалы Международной конференции (Плаксинские чтения — 2023). — М.: Издательство «Спутник +», 2023. 199—201 с.

# ГЛАУКОНИТ КАК ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ГЛОБУЛЯРНО-СЛОИСТЫЙ МИНЕРАЛ ДЛЯ СОЗДАНИЯ НОВЫХ МАТЕРИАЛОВ

**М. А. Рудмин**

Томский политехнический университет, Томск  
*rudminma@tpu.ru*

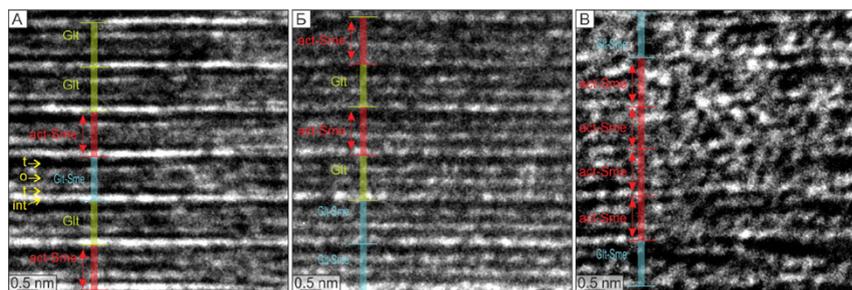
Глобулярные слоистые силикаты представляют собой смешанные минералы подкласса филлосиликатов, к числу которых относится глауконит с примесью смектита и иллита. Глауконит — это К- и Fe-содержащий диоктаэдрический филлосиликат с 2:1 (Т:О:Т) структурой из группы слюд с дефицитом межслоя, отличающийся преимущественно глобулярной формой [1]. Он формируется преимущественно в прибрежно-морских и шельфовых условиях [2, 3]. Открытый около 200 лет назад [4], глауконит стал известен своим положительным влиянием на плодородие почв уже более века назад [5]. Термин «глобулярные слоистые силикаты», широко используемый российскими учёными, удачно описывает морфологические особенности глауконита [6—8].

Сегодня существует значительный объем данных об эволюции глауконита [9] и условиях его формирования [2]. На основании исследований выделяют четыре основных разновидности глауконита — зарождающийся, слабо зрелый, зрелый и высоkozрелый, которые характеризуются различной степенью упорядоченности структуры и временем формирования [3, 10]. Крупные месторождения глауконита находятся в России, Индии, США, Бразилии, Австралии и других странах [11]. Научный и промышленный интерес к глаукониту продолжает расти [12]. Благодаря своим уникальным свойствам, таким как высокое содержание калия, большая удельная площадь поверхности, способность к набуханию, ионный обмен и сорбция, глауконит применяется в химической [13], аграрной [14] и научной сферах [15]. Однако глобальный спрос на глауконит по-прежнему недостаточно высок [16], несмотря на перспективные направления его использования. Пример успешного применения глауконита демонстрирует компания «Verde AgriTech» [16], которая активно использует глауконитсодержащие породы «verdete» в сельском хозяйстве, что способствует увеличению её прибыли.

Возможности применения глауконита как сырья для создания новых материалов с контролируемыми функциями остаются во многом нераскрытыми. Исследования по интеркаляции и сорбции макрону-

триентов, таких как аммоний и фосфаты, в структуре глауконита [17] подтверждают его высокую функциональность как носителя и источника обменных ионов и молекул для разработки удобрений контролируемого действия (CRF). Для всестороннего изучения потенциала глауконита целесообразно использовать мультидисциплинарный подход, включающий лабораторные исследования, моделирование и экспериментальные испытания. Это позволит детально изучить структурные изменения глауконита при различных типах активации и взаимодействии с химическими агентами, а также создать новые функциональные нанокompозитные материалы с регулируемыми свойствами. Такие материалы могут сыграть важную роль в решении современных экологических проблем, таких как переход к экологически безопасному сельскому хозяйству и борьба с загрязнением воды и почвы, благодаря своей способности к сорбции вредных веществ и контролируемой доставке питательных элементов.

В недавней работе автора был предложен подобный подход, объединяющий молекулярно-динамическое моделирование с экспериментальными исследованиями, чтобы оптимизировать процессы адсорбции азота в пористых структурах глауконита. Эксперименты включали подготовку и характеристику глауконит-аммонийных нанокompозитов.



Изображения высокого разрешения, полученные с помощью просвечивающего электронного микроскопа различных ГАН при следующих изначальных концентрациях аммония: 1 % (А), 6 % (Б) и 12 % (В). На снимках показаны изменения в структуре смектит-глауконита и смектитовых слоев внутри глауконита в нанокompозите. Эти структурные изменения объясняются расширением межслоевого пространства и кристаллической упаковки. Ключевые кристаллические особенности, выявленные на изображениях, включают кристаллические слои глауконита (Glt), активированные аммонием смектит-глауконитовые слои внутри глауконита (Glt-Sme) и интеркалированные аммонием смектитовые слои глауконита (act-Sme). Далее состав слоев детализируется, выделяются тетраэдрические слои (t), октаэдрические слои (o) и межслоевые пространства (int).

тов (ГАН, рисунок), в ходе которых изучались различные концентрации аммония в растворах нитратного аммония. Этот подход позволил выявить ключевые принципы, регулирующие адсорбцию и десорбцию азотных соединений в создаваемых ГАН. Важную роль в этих процессах играют различия в координации аммонийных ионов: внутри- и внешнесферные координации, а также сеть водородных связей и ряд других параметров. Повышение концентрации аммония в растворе до уровня 6 % и выше ведет к увеличению плотности водородных связей, что способствует увеличению содержания аммония во внутрисферных координациях. Это приводит к более пролонгированному высвобождению аммония в почву, что является важным фактором для повышения эффективности удобрений.

Агротесты в лабораторных условиях продемонстрировали стимулирующее воздействие разработанных ГАН на рост и урожайность овса, что подтверждает высокую эффективность созданных нанокomпозитов. Полученные результаты подчеркивают взаимосвязь между кинетикой высвобождения питательных веществ из нанокomпозитных удобрений и их влиянием на рост растений. Эти выводы по структурным и функциональным свойствам изучаемых нанокomпозитов открывают перспективы создания инновационных материалов с контролируемым высвобождением ионов и молекул, что станет основой для разработки наукоёмких решений в различных областях.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 22-77-10002 «Нанокomпозиты на основе глинистых минералов как новые экологически безопасные удобрения контролируемого действия»).*

## Литература

1. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л: Наука, 1978. 203 с.
1. Drits V. A. et al. Factors responsible for crystal-chemical variations in the solid solutions from illite to aluminoceladonite and from glauconite to celadonite // American Mineralogist. 2010. Vol. 95, № 2—3. P. 348—361.
2. Banerjee S., Bansal U., Vilas Thorat A. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition // Journal of Palaeogeography. 2016. Vol. 5, № 1. P. 43—71.
3. Odin G. S., Matter A. De glauconiarum origine // Sedimentology. 1981. Vol. 28. P. 611—641.
4. Brongniart A. Memoire sur les Terrains de Sediments Superieurs Caleareo-Trappeens du Vicentin. Paris: Levrault, 1823. 85 p.

5. Mansfield G. R. General features of the New Jersey glauconite beds // *Economic Geology*. 1919. Vol. 14. P. 555—567.
6. Ivanovskaya T. A., Zviagina B. B., Zaitseva T. S. Secondary alterations of globular and platy phyllosilicates of the glauconite–illite series in the Precambrian and Vendian–Cambrian rocks // *Lithology and Mineral Resources*. Pleiades Publishing, 2017. Vol. 52, № 5. P. 369—391.
7. Ivanovskaya T. A., Sakharov B. A., Zaitseva T. S. Globular Phyllosilicates of the Glauconite–Illite Series in the Cambrian and Ordovician Rocks of the Eastern Baltica (Northern Estonia, Western Lithuania, and Western Latvia) // *Lithology and Mineral Resources*. Pleiades Publishing, 2023. Vol. 58, № 2. P. 158—176.
8. Zaitseva T. S. et al. The Rb–Sr Age of Authigenic Glauconite and U–Pb Age of Detrital Zircons from Riphean and Vendian Deposits of the Mezen Syncline, East European Platform (Keltmen-1 Borehole) // *Doklady Earth Sciences*. Springer, 2024. Vol. 519, № 1. P. 1819—1824.
9. López-Quirós A. et al. New insights into the nature of glauconite // *American Mineralogist*. 2020. Vol. 105, № 5. P. 674—686.
10. Amorosi A., Sammartino I., Tateo F. Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2007. Vol. 54, № 11. P. 1364—1374.
11. Белоусов П. Е. et al. Месторождения глауконитов России: Геологическая позиция, условия образования и перспективы освоения // *Литология и полезные ископаемые*. 2022. Vol. 3. P. 270—285.
12. Dasi E., Rudmin M., Banerjee S. Glauconite applications in agriculture: A review of recent advances // *Applied Clay Science*. 2024. Vol. 253. P. 107368.
13. Barantseva S. E. et al. Heat-insulating porous material based on glauconite-containing sands and aleurites of the novodvorskoye deposit of the republic of belarus // *Proceedings of the National Academy of Sciences of Belarus, Chemical Series*. 2021. Vol. 57, № 4. P. 463—471.
14. Rudmin M. et al. An investigation of plant growth by the addition of glauconitic fertilizer // *Applied Clay Science*. Elsevier, 2019. Vol. 180. P. 1—8.
15. Belousov P. et al. Cesium Sorption and Desorption on Glauconite, Bentonite, Zeolite and Diatomite // *Minerals*. 2019. Vol. 9, № 10. P. 625.
16. Costa A. da J. et al. Glauconite as a potential source of potassium in Brazilian agriculture — a review // *Revista Ciência Agronômica*. 2024. Vol. 55. P. 1—15.
17. Rudmin M. et al. Intercalation of carbamide to globular glauconite by chemical processing for the creation of slow-release nanocomposites // *Applied Clay Science*. Elsevier, 2023. Vol. 243. P. 107075.

# ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА

**М. А. Рудмин**

Томский политехнический университет, Томск

*rudminma@tpu.ru*

Железняки, как осадочные породы, обогащённые железом, широко распространены в осадочных бассейнах фанерозоя и встречаются даже в редких докембрийских образованиях [1]. Ввиду высокого содержания железа (более 15%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) как правило в аутигенной форме, эти породы формируют промышленно-генетических типа месторождений — морские и континентальные. Среди известных морских осадочных бассейнов железняков, представляющих научный и экономический интерес, выделяются Лотарингский бассейн в Европе, Аппалачский бассейн в Северной Америке, Западно-Сибирский бассейн в Сибири и некоторые другие.

Бимодальное накопление залежей в фанерозое, пространственная сопряженность и другими типа месторождений, особенности вещественного состава осадочных железняков запустили множество дискуссий касательно их происхождения, что привело к появлению нескольких теорий генезиса [2—6]. Существует три основные концепции: 1) континентальный вынос железа и ассоциированных металлов в прибрежные зоны морских бассейнов, 2) разгрузка железосодержащих флюидов на морском дне, и 3) поступление железонасыщенных гидротермальных плюмов в прибрежные среды в результате апвеллинга. Последние две теории дополняют друг друга, объясняя процессы гидротермальных просачиваний и плюмовые перемещения в прибрежные области [7]. При изучении Западно-Сибирского бассейна, однако, обнаруживаются сложности, которые затрудняют полное объяснение генезиса этих железняков в рамках только одной концепции.

Основная цель авторских исследования — анализ условий формирования и генезиса осадочных железняков Западной Сибири на основе комплексного изучения фациальных и минералого-геохимических особенностей пород. Работа охватывает разработку новой генетической модели для Западно-Сибирского железорудного бассейна. Модель направлена на объяснение динамики, синхронности и масштаба накопления железа и прочих металлов в течении верхнего мела и раннего палеогена [2, 8].

Материалом для работы послужили образцы осадочных пород из Западно-Сибирского железорудного бассейна [9], включая Бакчар-

ское месторождение, а также железняки из сопряженных проявлений. Исследования проводились с использованием следующего спектра методов и подходов: фациальный анализ, оптическая микроскопия, СЭМ, ПЭМ, РДА, Раман, РФА, масс-спектрометрия и др. Для оценки концентраций элементов были применены индексы обогащения, рассчитанные относительно алюминия как стабильного элемента. Также использовались геохимические индексы для анализа редокс-режимов, палеосолёности, палеоклимата и палеопродуктивности. Экспериментальные работы включали обогащение и выщелачивание минеральных фракций.

Формирование рудных компонентов в морских железняках Западно-Сибирского бассейна характеризуется воздействием сложных физико-химических условий, включая микробиологические процессы, оказывающие фрагментарное влияние на минералообразование [10]. Массовая иммобилизация ионов железа отражается в интенсивном образовании бертьерин-гётитовых ооидов, пелоидов, сидеритового цемента или нонтронитового матрикса в диапазоне условий от кислородных до гипоксических. В условиях нормальной доступности кислорода формировались преимущественно гётитовые ооиды, при ограниченном кислородном обмене — бертьериновые (или хлоритовые) пелоиды и ооиды, а в бескислородных (гипоксических) — карбонатные минералы (сидерит). Морфологические признаки, такие как наличие филаментов в микроонкоидах, и химический состав, включая изоморфные примеси серы, подтверждают роль микробных процессов при их минерализации. Однако, основная часть аутигенной фракции связана с абиогенным осаждением ионов.

Цемент железняков демонстрирует многообразие структурных и минералогических характеристик, которые указывают на многократные поступления металлоносных растворов при образовании рудных толщ [11]. Проксимальные зоны, обогащённые каолинитом и нонтронитом, отражают периоды интенсивного притока железосодержащих флюидов, сопровождавшиеся образованием сидерита с изотопно лёгким углеродом. В промежуточных зонах отмечены другие глинистые ассоциации с сидеритом, имеющим относительно более тяжёлый углерод. В дистальных зонах преобладает иллит-сметтитовый матрикс с редкими включениями раннедиагенетического сидерита. Такое распределение глинистых и карбонатных минералов подчеркивает пространственную зональность рудообразующих процессов в бассейне.

Аутигенные минеральные ассоциации в железняках, встречающиеся в маломощных интервалах (от 1—2 до 5—6 метров), показывают редкую вертикальную геохимическую зональность [11,12]. Эти слои

указывают на чередование метановой, сульфидной (сульфат-метановая транзитная зона) и железистой зон, сохранившихся вследствие вверх-направленной диффузии метановых флюидов, вероятно после основной разгрузки железоносных флюидов.

Разнообразие минерального состава морских железняков Западной Сибири позволяет выделить последовательные стадии их формирования: 1) накопление терригенного материала, такого как кварц, полевые шпаты, циркон и магнетит; 2) ранний диагенез (I), первоочередное аутигенное образование минералов, таких как гётит, гидрогётит, бертьерин, глауконит, фосфаты РЗЭ и шамозит; 3) ранний диагенез (II), сопровождаемый образованием сидерита, фрамбоидального пирита и барита; 4) прогрессивный (наложенный) диагенез с последующим образованием сидерита, идиоморфного пирита, пирротина, грейгита, вюртцита и галенита. Постседиментационные процессы привели к специфическим структурным особенностям, таким как наличие прожилкового сидерита.

Изученные железняки характеризуются повышенными концентрациями некоторых микроэлементов, включая Zn, Mo, Pb, As, Co и РЗЭ, что указывает на (а) субокислительные или гипокислительные условия их иммобилизации и (б) гидротермальную природу несущих растворов. Вертикальные и латеральные вариации этих элементов в рудовмещающих слоях, коррелируемые с морфоструктурными особенностями, аутигенными минералами и изотопными отклонениями углерода, подтверждают, что выдвигаемая флюидно-литогенная модель генезиса морских железняков Западной Сибири объясняет процесс поступления железа и сопровождающих металлов в осадочный бассейн.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта FSWW-2023-0010.*

## Литература

1. Petranek J., Van Houten F. B. Phanerozoic Ooidal Ironstones // Czech Geological Survey Special Papers. 1997. Vol. 7. P. 4—71.
2. Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Marine and Petroleum Geology. Elsevier, 2019. Vol. 100. P. 309—325.
3. Kimberley M. M. Exhalative origins of iron formations // Ore Geology Reviews. 1989. Vol. 5, № 1—2. P. 13—145.
4. Matheson E. J., Pufahl P. K. Clinton ironstone revisited and implications for Silurian Earth system evolution // Earth-Science Reviews. Elsevier B. V., 2021. Vol. 215. P. 103527.

5. Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-географического анализа процесса осадкообразования // Труды ГИН АН СССР. Геологическая серия. 1947. Т. 73, № 22. С. 261—267.
6. Павлов Д. И. Связь осадочных месторождений железа и марганца с нефтегазоносными бассейнами // Геология рудных месторождений. 1989. Vol. 2. P. 80—91.
7. Dunn S. K. et al. Middle Ordovician Upwelling-Related Ironstone of North Wales: Coated Grains, Ocean Chemistry, and Biological Evolution // *Frontiers in Earth Science*. Frontiers Media S. A., 2021. Vol. 9. P. 709.
8. Rudmin M. et al. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes // *Journal of Palaeogeography*. Journal of Palaeogeography, 2020. Vol. 9, № 1. P. 1—21.
9. Белоус Н. Х. et al. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.
10. Rudmin M. et al. Origin of ooids, peloids and micro-oncoids of marine ironstone deposits in Western Siberia (Russia) // *Journal of Asian Earth Sciences*. Pergamon, 2022. Vol. 237. P. 105361.
11. Rudmin M. et al. A study of iron carbonates and clay minerals for understanding the origin of marine ooidal ironstone deposits // *Marine and Petroleum Geology*. Elsevier, 2022. Vol. 142. P. 105777.
12. Rudmin M. et al. Ferrimagnetic Iron Sulfide Formation and Methane Venting Across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in Shallow Marine Sediments, Ancient West Siberian Sea // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. Vol. 19, № 1. P. 21—42.

# ПРОЯВЛЕНИЕ ВЕЛИКОГО ПОЗДНЕОРДОВИКСКОГО ВЫМИРАНИЯ В РАЗРЕЗЕ НАБИУЛЛИНО (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

А. В. Рыскулова

ИГ УФИЦ РАН, Уфа

*a.ryskulova262@gmail.com*

На границе ордовика и силура в самом конце хирнантского века произошло одно из пяти крупнейших вымираний биоты на Земле: Великое позднеордовикское вымирание LOME (Late Ordovician Mass Extinction) (рис. 1). В это время исчезло около 57 % родов и 86 % видов морской фауны [4]. Произошло сокращение таксономического разнообразия среди конодонтов, трилобитов, кораллов, брахиопод [6]. По современным представлениям массовое вымирание было вызвано оледенением Гондваны в позднем хирнанте, что подтверждается появлением в отложениях позднего ордовика Северо-Гондванской провинции (современной Южной Америки, Ближнего Востока и Африки) тиллитов и диамиктитов.

На западном склоне Южного Урала наиболее изученные разрезы с позднеордовикскими отложениями, согласно перекрытые силурийскими, находятся в меридиональном течении р. Белой (разрез Набиуллино, дорога Кага-В. Авзян) и в широтном течении реки Белой (разрез Максютово). Карбонатные отложения позднего ордови-

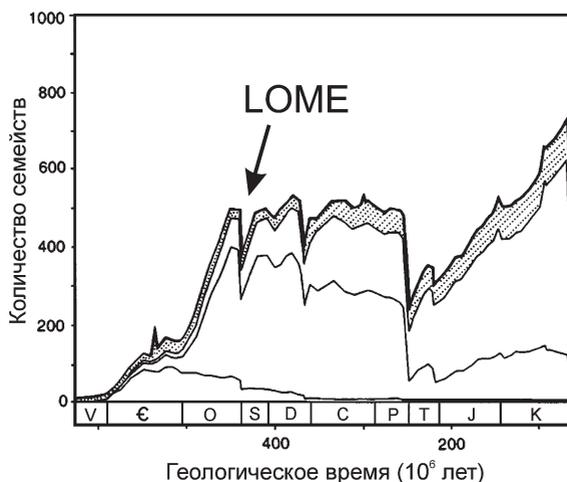


Рис. 1. Великое позднеордовикское вымирание LOME [5]

ка и раннего силура представлены доломитами и песчанистыми доломитами и относятся к шельфовой фации.

В разрезе Набиуллино хирнантский возраст обоснован положительной аномалией  $\delta^{13}\text{C}$  связанной с глобальным хирнантским изотопным событием HICE (Hirnantian Carbon Isotope Excursion) и находками конодонтов *Gamachignathus ensifer* в мелководной биофации *Aphelognathus-Ozarkodina* [3]. В самой верхней части доломитовой пачки ордовика конодонты перестают встречаться. Непосредственно на хирнантских доломитах залегает пачка черных углисто-кремнистых алевролитов до 5 м мощности. В них найдены граптолиты «post-persculptus/pre-ascensus интервала» [1]. Комплекс граптолитов представлен переходными и узкоспециализированными видами (рис. 2).

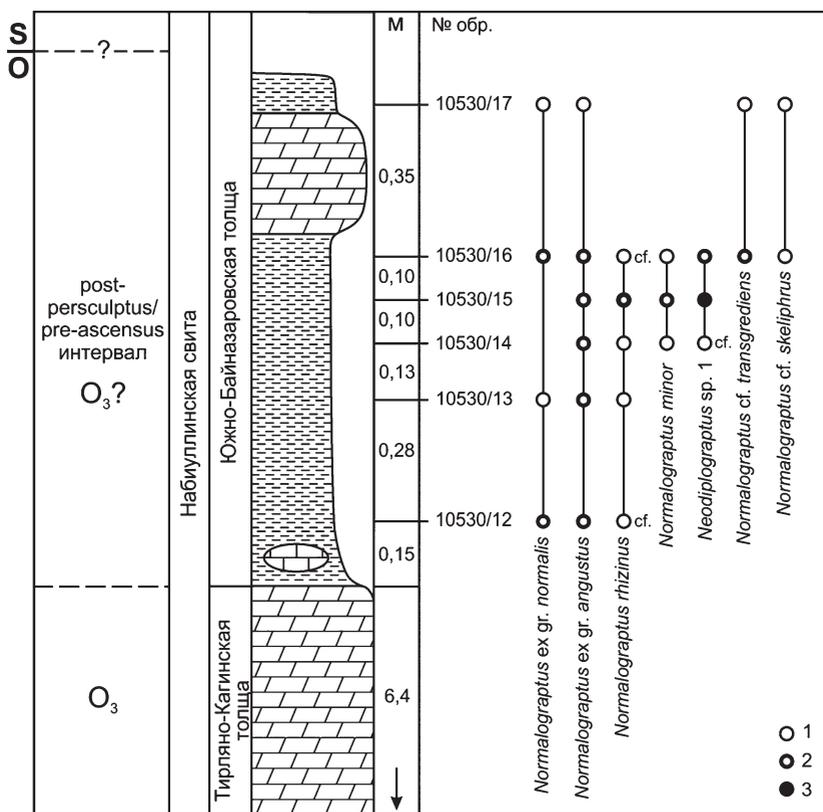


Рис. 2. Распространение граптолитов в разрезе Набиуллино-3. Условные обозначения: 1 — граптолиты единичные, 2 — относительно многочисленные, 3 — обильные [1]

Появление черных углисто-кремнистых алевролитов указывает на углубление палеобассейна и появление аноксидной обстановки, которую можно связывать с гляциоэвстатическим событием в конце ордовика.

Исчезновение конодонтов в верхней части хирнантских отложений, изменение глубин и условий осадконакопления, переходный комплекс граптолитов позволяет предположить уровень проявления Великого хирнантского вымирания LOME в разрезе Набиуллино [2].

### Литература

1. Суяркова А. А., Якупов Р. Р. Граница ордовика и силура на Южном Урале: новые данные по граптолитам и ревизия определений прошлых лет (разрез Набиуллино, Западно-Залаирская СФЗ) // Труды палеонтологического общества. Том III. 2020. С. 64—79.
2. Якупов Р. Р. Основные события ордовика-силура на Южном Урале и региональные задачи событийной стратиграфии // Геологический вестник. 2023. № 3. С. 49—58. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-3-5
3. Якупов Р. Р., Мавринская Т. М., Смолева И. В. Положительная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$  в хирнантском ярусе разреза Набиуллино (Южный Урал) // Доклады Академии наук. 2018. Т. 478. № 6. С. 679—682.
4. Baronsky A. D., Matzke N., Tomiya S. Has the Earth's sixth mass extinction already arrived? // Nature. 2011. Vol. 471. P. 51—57.
5. Sheehan M. P. The Late Ordovician Mass Extinction // Annu. Rev. Planet. Sci. 2001. Vol. 29. P. 331—64.
6. Walliser O. H. Global Events and Event Stratigraphy. Gottingen: Springer-Verlag, Berlin, 1996. 333 p.

# НОВАЯ НАХОДКА КОСТЕЙ ЮРСКОЙ МОРСКОЙ РЕПТИЛИИ НА ЮГЕ РЕСПУБЛИКИ КОМИ

Е. С. Стадиенко<sup>1</sup>, П. А. Безносов<sup>2</sup>, Н. Г. Зверьков<sup>3</sup>,  
Д. В. Пономарев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>МУК «Музей истории и культуры Сысольского района», Визинга

<sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

<sup>3</sup>ГИН РАН, Москва

*beznosov@geo.komisc.ru*

Летом 2023 г. в Музей истории и культуры Сысольского района жительницей с. Визинга И. С. Бессоновой были переданы несколько геологических образцов, среди которых оказались кости ископаемой морской рептилии. Кости найдены на перекате в нижнем течении р. Вепрь (правый приток р. Большой Визинги) и представлены тремя неполными позвонками (рис. 1). Сохранность их достаточно низкая, что связано с продолжительным пребыванием их в русле реки. Поверхности костей сильно корразированы, на них имеются многочисленные сколы, у двух позвонков отсутствуют значительные фрагменты. Тем не менее, все три позвонка характеризуются схожими морфологическими признаками: они пропорционально удлинены и имеют округлые плосковогнутые сочленовные поверхности (платицельный тип). На поперечных сколах хорошо видны широкие центральные каналы кровеносных

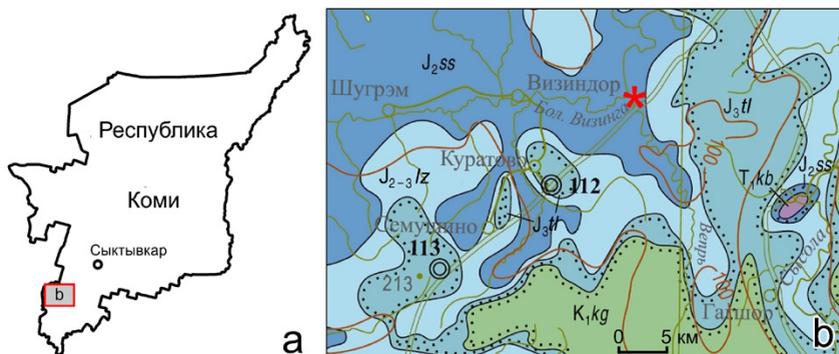


Рис. 1. а — карта-схема Республики Коми. Область, показанная в б обозначена серым прямоугольником. б — фрагмент геологической карты (из [3], с изменениями, согласно [2]). Условные обозначения:  $T_1kb$  — красноборская свита;  $J_2ss$  — сысольская свита;  $J_{2-3}lz$  — лузская толща;  $J_3tl$  — туломская толща;  $K_1kg$  — койгородская свита. Место находки позвонков плезиозавра на р. Вепрь отмечено звездочкой

сосудов (рис. 2). Эти особенности типичны для представителей подотряда плезиозавров (*Plesiosauroidea* Gray). На верхней стороне позвонков заметны следы прирастания невральных дуг с плохо различимыми швами, что характерно для взрослых особей плезиозавров.

Схожие размеры, принадлежность всех трех позвонков к туловищному отделу и их обнаружение в непосредственной близости друг от друга позволяют предположить, что они могут являться элементами скелета одной особи. К настоящему времени с северо-востока европейской части России известны две находки сочлененных скелетов плезиозаврид. Обе они имеют среднеюрский возраст, но одна происходит из байосских отложений Печорской синеклизы [5], а другая — из, предположительно, батского яруса Мезенской синеклизы [1,7]. Также в бассейне р. Сысолы ранее было известно несколько находок изолированных костей плезиозавров из единственного местонахождения, расположенного у д. Каргорт [4]. Вскрывающийся там разрез охватывает широкий стратиграфический интервал, что затрудняет привязку к не-

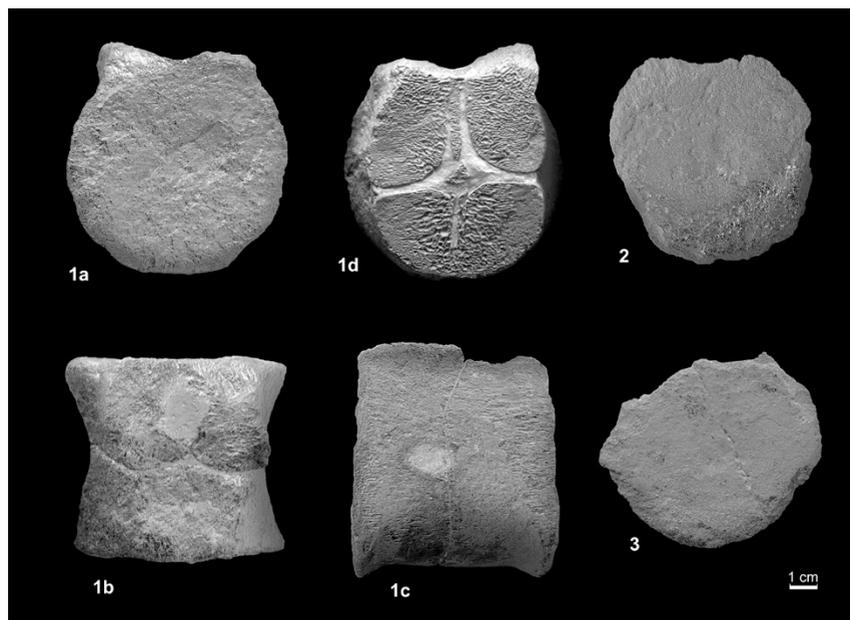


Рис. 2. Туловищные позвонки плезиозавра с р. Вепрь. 1. Экз. МИКС КП № 7834: 1a — вид со стороны сочленовной поверхности, 1b — вид сверху, 1c — вид сбоку, 1d — поперечный скол на уровне центральных каналов кровеносных сосудов; 2. Экз. МИКС КП № 7835, вид со стороны сочленовной поверхности; 3. Экз. МИКС КП № 7836, вид со стороны сочленовной поверхности

му окаменелостей, большинство из которых было найдено в осыпи. Наиболее вероятно, что костеносный уровень приурочен к пачке глин, залегающей в основании лузской толщи и перекрывающей песчанистые отложения сысольской свиты. Состав встреченных в ней аммонитов и палинокомплексов позволяет сопоставлять ее с верхами нижнего — низами среднего келловоя средней юры [4,6].

Место новой находки позвонков плезиозавра на р. Вепрь и прилегающий ее участок были обследованы П. А. Безносковым и Д. В. Пономаревым в октябре 2024 г. Река здесь течет в относительно широкой долине. Русло хорошо развито, имеет корытообразную форму, ширина его составляет около 15—20 м (глазомерная оценка). Перекаты редки, преобладают глубокие участки (1 м и более) со спокойным течением. Берега достаточно крутые, но низкие — высота их не превышает 3.5 м над урезом воды, их склоны покрыты густой растительностью. Никаких обнажений вблизи места находки обнаружить не удалось. Учитывая спокойный характер реки, возможность переноса ею костей на расстояние, превышающее несколько десятков метров можно исключить. По всей видимости, коренные выходы юрских пород, из которых были вымыты позвонки плезиозавра, находятся в русле реки, непосредственно выше переката, на котором они были найдены.

Согласно данным Государственной геологической карты [3], в нижнем течении р. Вепрь развиты отложения сысольской свиты. Ближайшие выходы пород лузской толщи расположены выше по реке на значительном удалении от места находки (рис. 1). По данным бурения, мощность сысольской свиты в этом районе достигает 70 м и более. В строении ее разреза доля глинистых и алевритистых пород, потенциально благоприятных для захоронения костей, составляет более 20 % [2]. Одна из таких глинисто-алевритистых пачек, слагающая верхнюю часть сысольской свиты и обнажающаяся в окрестностях с. Вотча, охарактеризована раннекелловейской фауной аммонитов и белемнитов [4]. Нижележащие уровни по спорово-пыльцевым комплексам сопоставляются с байосско-батским интервалом [8]. Таким образом, наиболее вероятно, что найденные на р. Вепрь кости имеют раннекелловейский, или еще более древний среднеюрский возраст.

Кроме научного интереса, находка имеет музейную ценность. До сих пор фауна юрского периода в палеонтологической экспозиции Музея истории и культуры Сысольского района была представлена лишь остатками беспозвоночных животных — раковинами аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков. Найденные на р. Вепрь позвонки плезиозавра теперь станут центральным экспонатом тематической витрины.

*Авторы выражают благодарность И. С. Бессоновой (с. Визинга) за переданные образцы костей и призывают всех обладателей подобных находок сдавать их в музей или направлять на изучение специалистам.*

## Литература

1. Безносков П. А., Зверьков Н. Г., Ипполитов А. П. Особенности захоронения сочлененных скелетов плезиозавров в байос–батских отложениях европейского севера России // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы IX Всероссийского совещания с международным участием. Сыктывкар, 2023. С. 5—8.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Мезенская. Лист Р-39-XXVI (Визиндор). Объяснительная записка / С. Н. Митяков, В. С. Теселкин, Л. В. Подрезова, В. В. Янчук. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. 65 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Мезенская. Лист Р-39 (Сыктывкар). Геологическая карта дочетвертичных образований / К. Э. Якобсон, А. Ю. Вовшина, Н. М. Пармузин. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016.
4. Киселев Д. Н., Безносков П. А., Рогов М. А., Ипполитов А. П., Зверьков Н. Г., Льюров С. В. Юрские отложения бассейна р. Сысолы в окрестностях г. Сыктывкара (Респ. Коми). Путеводитель геологической экскурсии IX Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». Сыктывкар, 2023. 58 с.
5. Липатников Ю. А., Кропотов К. А., Зверьков Н. Г., Безносков П. А. О находке сочлененного скелета плезиозавра в окрестностях г. Сосногорска (Республика Коми) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы XXXI научной конференции. Сыктывкар, 2022. С. 72—75.
6. Мальков Б. А., Селькова Л. А. Палинокомплекс костеносных морских отложений келловейского сысольского моря из местонахождения Каргорт (Республика Коми) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар, 2004. С. 329—330.
7. Салдин В. А., Зверьков Н. Г., Безносков П. А., Глинских Л. А., Селькова Л. А., Журавлев А. В. Новое местонахождение юрских морских рептилий на европейском севере России // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. № 2 (290). С. 3—13.
8. Чирва С. А., Куликова Н. К. Сопоставление среднеюрских-келловейских песчаных отложений бассейнов рек Сысолы, Яренги и Печоры // Юрские отложения Русской платформы. Сб. научных тр. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 102—109.

# ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОТРАЖЕНИЕ ВЕРХНЕКЕЛЬВАССЕРСКОГО СОБЫТИЯ В КАРБОНАТНЫХ РАЗРЕЗАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

**Р. Ч. Тагариева**

ИГ УФИЦ РАН, Уфа

*trezeda88@mail.ru*

Глобальное событие франского и фаменского рубежа Upper Kellwasser Event (UK), датированное 371.1 млн лет [11], считается одним из самых ярких, масштабных и значимых биотических и абиотических событий среднего палеозоя [2; 4; 21]. Этот период характеризуется серьезными изменениями в структуре сообществ различных групп биоты, вымиранием до 80 % морских тропических и субтропических видов. В результате кельвассерского кризиса серьезно пострадали рифовые, околорифовые и бентосные организмы, принадлежащие к строматопороидеям, кораллам, брахиоподам и трилобитам. Резко сократился фитопланктон, вымерли практически все пелагические тен-такулиты, до 75 % видов остракод, конодонты, аммоноидеи и различные группы рыб (телодонты, плакодермы, агната) [2; 4; 13; 21].

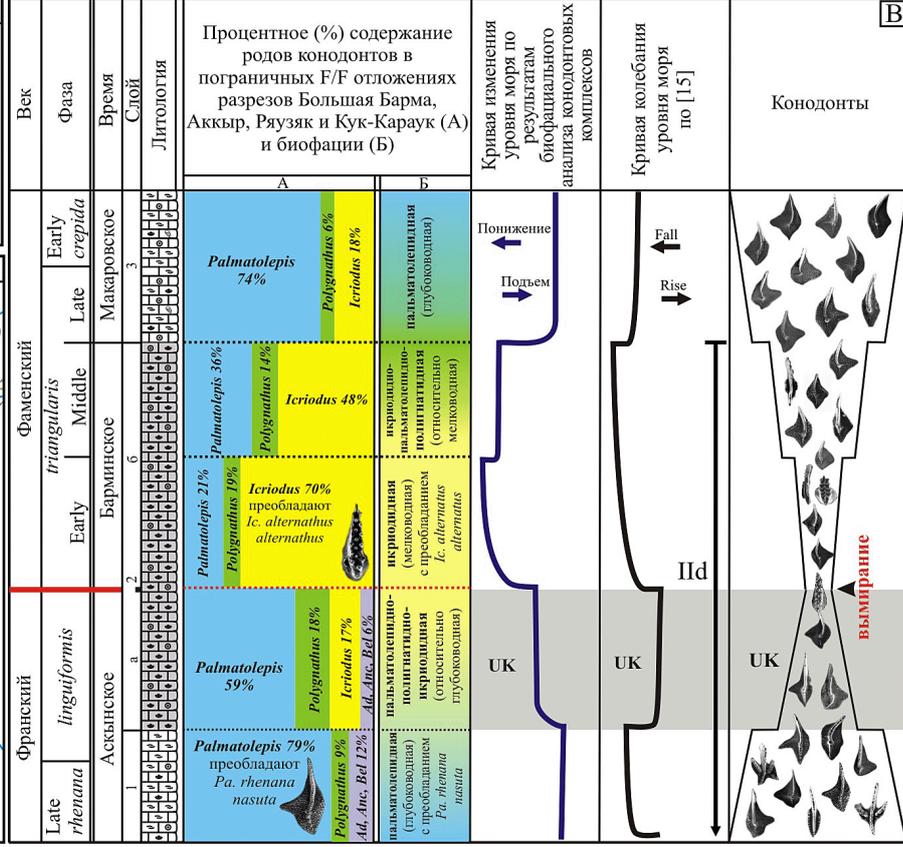
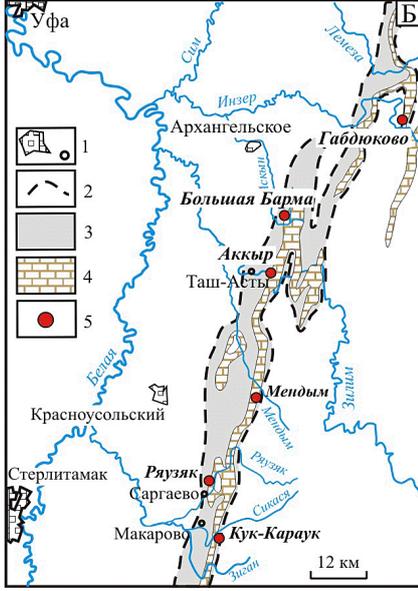
Свое название событие получило от черных известняков и сланцев горизонта Kellwasser Рейнских Сланцевых гор в Германии. Впервые горизонт был описан Ремером [16] как черные известняки «GoniatitenKalk» в долине Kellwassertal горы Гарц, откуда и пошло название «KellwasserKalk» или известняки Kellwasser [12]. В классических разрезах Германии (Штейнбрух Шмидт (Steinbruch Schmidt), Мартенберг (Martenberg) и др.) среди цефалоподовых известняков верхнефранского подъяруса прослеживаются два горизонта черных сланцев, известные как нижний (Lower) и верхний (Upper) горизонты Kellwasser [13; 21]. Согласно стандартной конодонтовой зональной шкалы [22] Lower Kellwasser коррелируется с нижней частью зоны Upper *rhenana*, Upper Kellwasser — в интервале конодонтовых зон *linguiformis* и *triangularis*. Образование этих сланцев связывают с бескислородными обстановками осадконакопления, вызванных кратковременной трансгрессией уровня мирового океана [13; 15; 18]. Резкое повышение уровня моря, приведшее к формированию горизонта Lower Kellwasser, вызвало стресс в экосистеме, вследствие которого произошло поэтапное исчезновение морских организмов. Второе бескислородное событие, фиксируемое в интервале конодонтовых зон *linguiformis* и *triangularis*

(трансгрессивно-регрессивный цикл IId по [15]), стало кульминационным и завершилось событием массового вымирания на границе франского и фаменского веков. Данные по стабильным изотопам углерода показывают, что оба периода накопления черных сланцев соответствуют резким положительным отклонениям экскурсов  $\delta^{13}\text{C}$  (средняя амплитуда около +3 ‰), что является ярким хемотратиграфическим маркером как нижнего, так и верхнего событий Kellwasser [11; 14; 21].

Уникальность карбонатных разрезов западного склона Южного Урала (Большая Барма, Аккыр, Рязяк и Кук-Караук) состоит в том, что пограничный F/F интервал в них представлен литологически однородной пачкой брахиоподового ракушняка (см. рисунок, А, Б). Межъярусная граница выявляется внутри ракушняка по первому появлению конодонтов *Palmatolepis triangularis* Sannemann и брахиопод *Parapugnax markovskii* (Yudina), маркеров барминского горизонта [1; 2; 5—9; 19].

Детальное биостратиграфическое изучение F/F интервала по конодонтам и брахиоподам в разрезах западного склона Южного Урала показывают, что глобальное событие УК отражается в данном регионе как биособытие массового вымирания [1; 5; 7—10; 19; 20].

Седиментологическим свидетельством события УК на изученной территории является наличие во многих разрезах (Габдюково, Мендым и др. [1]) стратиграфических перерывов в интервале конодонтовых зон *linguiformis-triangularis* [1]. В непрерывных разрезах — образование брахиоподовых ракушняков. Этот стратиграфический интервал в разрезах Большая Барма, Аккыр, Рязяк и Кук-Караук характеризуется резким изменением таксономического состава конодонтов. На рубеже F/F веков на фоне общего видового и количественного обеднения конодонтов происходит вымирание большинства франских таксонов [7; 8; 9; 19] (рисунок, В). Резко сокращается численность представителей отрядов брахиопод *Pentamerida* и *Atrypida*, вымирают роды *Devonoproductus*, *Hypothyridina*, *Calvinaria*, *Septalaria*, *Koltubania*, *Atryparia*, *Theodossia*, *Squamulariina*, *Tescocyrtrina* и [1; 5; 7; 9; 17]. На основе анализа таксономического и количественного биоразнообразия конодонтовых комплексов родов *Palmatolepis*, *Polygnathus* и *Icriodus* на рубеже F/F выделены четыре конодонтовые биофации: пальматолепидная (глубоководная), пальматолепидно-полигнатидно-икриодидная (относительно глубоководная), икриодидно-пальматолепидно-полигнатидная (относительно мелководная) и икриодидная (мелководная) (см. рисунок, В). Наблюдаемые перестройки в комплексах конодонтов и брахиопод на рубеже F/F являются следствием эвстатических колебаний уровня Мирового океана (регрессивная фаза), начавшегося в фазу *linguiformis* и достигшего максимума к началу фазы *triangularis* (см. рисунок, В).



Подпись к рисунку. Обзорная карта расположения карбонатных разрезов западного склона Южного Урала (Б) и распределение конодонтовых биофацций (В) в изученных разрезах Большая Барма, Аккыр, Рязяк и Кук-Караук [8]; А — карта-схема расположения района исследований на территории России. Условные обозначения: 1 — населенные пункты; 2 — границы тектонических зон; 3 — территория Западно-Уральской внешней зоны складчатости; 4 — выходы девонских отложений; 5 — местоположение разрезов

---

*Исследование выполнено в рамках госзадания №НИОКТР FMRS — 2022-0010 «Основные события фанерозоя: палеонтология, стратиграфия, корреляция»*

### Литература

1. Абрамова А. Н. Франский ярус западного склона Южного Урала. Препринт. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. 55 с.
2. Алексеев А. С. Массовые вымирания в фанерозое: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1998. 76 с.
3. Барышев В. Н., Абрамова А. Н. Зональное расчленение верхнедевонских отложений западного склона Южного Урала по конодонтам. Ежегодник 1995. Информационные материалы. Уфа: УНЦ РАН, 1996. С. 26—30.
4. Веймарн А. Б., Найдин Д. П., Копаевич Л. Ф., Алексеев А. С., Назаров М. А. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. Методические рекомендации. М.: Изд-во МГУ, 1998. 190 с.
5. Мизенс А. Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 324 с.
6. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. МПР РФ, Роснедра, ВСЕГЕИ, РАН, МСК России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. Вып. 38. 131с.
7. Тагариева Р. Ч., Мизенс А. Г. Разрезы западного склона Южного Урала, перспективные для выбора точки регионального стратотипа нижней границы фаменского яруса. Литосфера. 2015. № 3. С. 33—56.
8. Тагариева Р. Ч. Биостратиграфия пограничных отложений франского и фаменского ярусов верхнего девона западного склона Южного Урала по конодонтам: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 1.6.2. Москва: ГИН РАН, 2023. 24 с.
9. Abramova A. N., Artyushkova O. V. The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals. Geological Quarterly. 2004. V. 48, No 3. P. 137—154.
10. Artyushkova O. V., Maslov V. A., Pazukhin V. N., Kulagina E. I., Tagarieva R. Ch., Mizens L. I., Mizens A. G. Devonian and Lower Carboniferous type sections of the western South Urals. Pre-Conference Field Excursion Guidebook. International

Conference “Biostratigraphy, Paleogeography and Events in Devonian and Lower Carboniferous”, Ufa, Sterlitamak, Russia, July 20—25. Ufa, 2011. 92 p.

11. Becker R. T., Marshall J. E. A., Da Silva A. C., Arterberg F. P., Gradstein F. M., Ogg J. G. The Devonian period. Geological Time Scale 2020. Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. Elsevier. 2020. V. 2. P. 733—810.

12. Beushausen L. Das Devon des nördlichen Oberharzes mit besonderer Berücksichtigung der Gegend zwischen Zellerfeld und Goslar. Abhandlungen der Königlich-Preussischen Geologischen Landesanstalt; N. F. Berlin, 1900. V. 30. 383 p.

13. Buggisch W. The global Frasnian-Famennian “Kellwasser Event”. Geologische Rundschau. 1991. V. 80, No 1. P. 49—72.

14. Carmichael S. K., Walters J. A., Königshof P., Suttner T. J., Kido E. Paleogeography and paleoenvironments of the Late Devonian Kellwasser Event: a review of its sedimentological and geochemical expression. Global and Planetary Change. 2019. V. 183. P. 1–17.

15. Johnson J., Klapper G., Sandberg C. A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. Geological Society of America Bulletin. 1985. V. 96, No 5. P. 567—587.

16. Roemer F. A. Beiträge zur geologischen Kenntniss des norwestlichen Harzgebirges. Palaentographica. 1850. V. 3. 298 p.

17. Rzhonsnitskaya M. A., Markovskii B. P., Yudina Y. A., Sokiran E. V. Late Frasnian Atrypida (Brachiopoda) from the South Urals, South Timan and Kuznetsk Basin // Acta Palaeontologica Polonica. 1998. V. 43, No 2. P. 305—344.

18. Sandberg C. A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J. L. Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. 1st International Senckenberg Conference and 5th European Conodont Symposium (ECOS V) Contribution I // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1988. V. 102. P. 263—307.

19. Tagarieva R. Ch. Conodont biodiversity of the Frasnian-Famennian boundary interval (Upper Devonian) in the Southern Urals // Bulletin of Geosciences. 2013. V. 88, No 2. P. 297—314.

20. Veimarn A. B., Puchkov V. N., Abramova A. N., Naidin D. P., Artyushkova O. V., Baryshev V. N., Degtyaryov K. E., Kononova L. I., Maslov V. A., Mosejchuk V. M., Pazukhin V. N., Pravikova N. V., Tevelev A. V., Yarkova A. V. Stratigraphy and geological events at the Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals // Geological Quarterly. 2004. V. 48, No 3. P. 233—244.

21. Walliser O. H. Global events in the Devonian and Carboniferous // Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Eds. O. H. Walliser. Springer Verlag, Berlin, 1996. P. 225—250.

22. Ziegler W., Sandberg C. A. The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1990. V. 121. P. 1—115.

# НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКТОРОВ В ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВАЛА ГАМБУРЦЕВА

**И. Л. Ульныров, М. С. Нечаев**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ulnyrov\_iv@mail.ru; m.s.nechaev@ro.ru*

В пределах рассматриваемой территории промышленно продуктивен верхнеордовикско–нижнедевонский карбонатный нефтегазоносный комплекс. Основная нефтегазоносность комплекса связана с верхнесилурийскими и нижнедевонскими породами и обусловлена развитием пористо-кавернозных, неравномерно трещиноватых коллекторов, перекрытых региональной тиманской покрывкой [1, 2]. Продуктивные верхнесилурийско-нижнедевонские отложения можно охарактеризовать как сложные низко-среднепористые и слабопроницаемые коллекторы с неоднородным распределением фильтрационно-емкостных свойств [3].

В тектоническом плане территория вала Гамбурцева является сложной привзбросо-надвиговой структурой, разбитая системой тектонических нарушений на отдельные блоки. В пределах вала разрабатываются три месторождения: Черпаюское, Хасырейское и Нядейюское, где основные газонефтяные залежи приурочены к верхнесилурийско-нижнедевонским карбонатным отложениям. Залежи характеризуются как пластовые: сводовые и массивные, тектонически экранированные.

Верхнесилурийские карбонатные породы-коллекторы распространены в гердьюском и гребенском горизонтах и представлены известняками и доломитами. Вскрытая скважинами мощность толщи верхнего силура изменяется в пределах 100—950 метров. С севера на юг отмечается уменьшение мощности известняково-доломитовой толщи, а ее состав меняется в том же направлении с преимущественно глинисто-известкового на доломитовый.

Средняя пористость толщи по ГИС составляет 4—15 %, проницаемость 0.9 мД. Эффективная мощность коллектора меняется от 2.4 до 10 метров. Нефтяные притоки из силурийских отложений также получены и на других площадях ВАСЗ: Северо-Сарембойской, Хасырейской, Осовейской, Черпаюской, Хосолтинской, Западно-Леккейягинской, Усть-Пяйюской площадях. Скопления углеводородов в верхнесилурий-

ских коллекторах надежно экранируются зонально распространенными карбонатно-глинистыми покрывками (для гердьюской коллекторской толщи) и глинистыми пачками нижнедевонского (для гребенской) возраста [4].

В толщах верхнего силура коллекторскими свойствами чаще обладают ререкристаллизованные доломиты, которые кроме межкристаллической вторичной пористости обладают комбинированной сетью каверн и трещин. Реже встречаются пустоты, приуроченные к участкам с выщелоченными органическими остатками.

Карбонатные породы нижнего девона вала Гамбурцева — основной объект промышленного освоения. Основные притоки относятся к овинпармскому и сотчемкыртинскому горизонтам лохковского яруса. Интервал расчленяется на четыре толщи: известняково-доломитовую, глинисто-доломитовую, ангидрито-доломитовую и брекчиевую. Мощность отложений не остается постоянной и изменяется в направлении с севера на юг от 640 до 230 метров.

Отложения характеризуются наличием средне- и даже высокоемких коллекторов каверно-трещинного и каверно-порово-трещинного типов, сформированные по доломитизированным известнякам. Пористость по керну изменяется от 0.2 до 17.2 %.

Залежи месторождений пластовые, тектонически ограниченные с востока и запада и осложнённые системой внутренних тектонических нарушений, вследствие чего в некоторых скважинах наблюдается частичное дублирование разреза и увеличение толщин продуктивных пластов. Наиболее высокодебитные притоки из этих отложений получены на всех трех месторождениях. На вале Гамбурцева нефтенасыщенные толщины достигают 70 м, пористость по керну 17 %, составляя в среднем 2—7.5 % [5, 6], а проницаемость изменяется от <0.01 мД до 723.5 мД с преобладанием значений до 1.0 мД.

К нижнедевонским породам-коллекторам относятся также мелко-среднезернистые вторичные доломиты, в которых наблюдаются, открытые и заполненные битумом каверны и мелкозернистые пятнистые доломиты, в которых кроме открытых пустот встречаются трещины, открытые или частично заполненные карбонатными минералами или глиной.

## Литература

1. Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). — М.: Издательство Академии горных наук, 2001. 109 с.

2. Мартынов А. В. Емкостной потенциал силурийско-нижнедевонской карбонатной формации поднятия Чернышева // Рассохинские чтения: материалы межрегионального семинара. Ухта: УГТУ, 2010. С. 98—103

3. Постников А. В., Оленова К. Ю., Сивальнева О. В., Козионов А. Е., Казимиров Е. Т., Путилов И. С., Потехин Д. В., Саэтгараев А. Д. Генетические типы пустотного пространства и закономерности их распределения в карбонатных природных резервуарах Тимано-Печорской провинции // Экспозиция Нефть Газ. 2022. № 1. С. 22—28. DOI: 10.24412/2076-6785-2022-1-22-28

4. Чимбулатов Ф. М. Закономерности формирования и распределения коллекторов в верхнеордовикско-нижнедевонском карбонатном комплексе для выявления зон нефтегазоаккумуляции Варандей-Адзвинской нефтегазоносной области / Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук, СПб, 2004. 30 с.

5. Зайнулин А. В., Меркушкина Ю. В., Ботвиновская О. А., Игнатов И. С. и др. Подсчет запасов и ТЭО КИН Нядейюского, Черпаюского и Хасырейского месторождений вала Гамбурцева. Уфа, 2007.

6. Маслова Е. Е. Условия формирования и особенности строения нижнедевонских карбонатных резервуаров северо-востока Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2022. №2. С. 5—13. DOI: [https://doi.org/10.33285/2413-5011-2022-2\(362\)-5-13](https://doi.org/10.33285/2413-5011-2022-2(362)-5-13).

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ САМОРОДНОГО УГЛЕРОДА ИЗ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩЕГО СВЕРХКРИТИЧЕСКОГО ФЛЮИДА

**В. В. Уляшев<sup>1</sup>, Л. А. Иванова<sup>2</sup>, С. И. Исаенко<sup>1</sup>,  
В. Я. Медведев<sup>2</sup>, Т. Г. Шумилова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

<sup>2</sup>ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия

*vvulashev@geo.komisc.ru*

Особенности поведения вещества в условиях экстремальных давлений и температур являются одним из фундаментальных вопросов, активно изучающимся в настоящее время при создании и внедрении новых технологий для получения инновационных материалов. Среди известных веществ, углерод является одним из наиболее важных элементов, определяющих широкий класс современных материалов — от кристаллических до слабоупорядоченных наноструктурированных веществ [1, 2 и др.]. Уникальное свойство атома углерода иметь разные электронные состояния в зависимости от давления и температуры предопределяет возможность формирования разных структур [3, 4 и др.]. Многообразие углеродных материалов и область их применения постоянно расширяются. В связи с этим детальное изучение углеродных веществ и их свойств очень важно для их эффективного использования и расширения областей применения [5].

В работе представлены результаты экспериментального моделирования получения стеклоподобного углерода из высокобарного сверхкритического флюида (СКФ) в системе C–O–H при температуре 800 °C и давлении 500—1000 атм. Эксперименты по синтезу стеклоподобного углерода из сверхкритического флюида проводились в ИЗК СО РАН (г. Иркутск, Россия) в стандартных лабораторных автоклавах, длительность — 72 часа, катализатор — Pt. В качестве стартового вещества был использован этанол (C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH). Сверхкритический углеродсодержащий флюид образовывался в результате термического разложения C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH при заданных условиях. Фазовый состав флюида рассчитывался с помощью программного комплекса «Селектор» (ИГХ СО РАН). По расчетным данным содержание компонентов флюида при давлении 1000 атм: 25% конденсированного углеродного вещества, 75 % газовой фазы, состоящей преимущественно из метана, незначительного количества водорода и более тяжелых углеводородов (от C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> до

C<sub>10</sub>H<sub>22</sub>O). Контроль образования компонентов флюида осуществлялся методом газового хроматографического анализа. Изучение углеродного материала проводилось с использованием широкого комплекса методов: CHNS-O анализ, сканирующая электронная микроскопия (СЭМ), микронзондовый анализ, просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ), рентгеновская и электронная дифракция, инфракрасная (ИК) спектроскопия и спектроскопия комбинационного рассеяния света (КР).

По данным СЭМ полученные продукты синтеза характеризуются морфологическим разнообразием выделений самородного углерода [6, 7]. Основной объем синтезированного материала представлен в разной степени искаженными глобулами, образующими вытянутые (эллипсоидные) образования, а также отдельными глобулами идеально округлой формы. Также, распространены уплощенные толстые пленки, в том числе пленки с наросшими глобулами и эллипсоидными формами, а также встречаются ксеноморфные пемзовидные пористые образования.

Согласно валовому составу по данным CHNS-O анализа вещество в продуктах синтеза из флюида C–O–H при температуре 800 °C и давлении 500—1000 атм представлено самородным углеродом, гетероэлементов в составе вещества в рамках чувствительности этого метода не фиксируется. По данным энергодисперсионного анализа углеродное вещество всех морфологических типов представлено практически чистым углеродом — 99 ат. % углерода, менее 1 ат. % кислорода.

По данным рентгеновской дифракции углеродное вещество в целом по объему характеризуется слабоупорядоченной структурой с характерными широкими аморфными гало с максимумами около 2θ и 43° углов 2θ — в области наиболее интенсивных отражений когерентного рассеяния, соответствующие межплоскостным расстояниям 3.40—3.48 и 2.03—2.13 Å — близкие плоскостям графита (002) и суперпозиции отражений от плоскостей (100), (101) соответственно.

Для более высокого разрешения структуры была использована дифракция электронов, которая также указала на отсутствие дальнего порядка. На картинах электронной дифракции наблюдаются сильно уширенные сплошные кольца с центральным положением, соответствующим графитовым материалам: 3.41 Å — соответствует (002) сильно разупорядоченного графита; 2.08 Å — суперпозиция наложенных сильно уширенных отражений, по центральному положению соответствующих плоскостям (100) и (101) графита; а также 1.19 Å — от

наложенных отражений близких по положению к (110), (112) и (006) графита.

ИК-спектроскопия синтезированного углеродного вещества в рамках чувствительности метода не выявила признаков присутствия гетероэлементов, связанных с углеродом, таких как кислород, водород, азот, что указывает на высокую чистоту углеродного материала и соответствует данным методов CHNS-O и энергодисперсионного анализа.

КР-спектроскопия оказалась наиболее чувствительной и информативной при изучении продуктов синтеза и позволила более детально проанализировать фазовое состояние синтезированного вещества. В КР-спектрах синтезированного углеродного вещества наблюдается полный набор полос первого порядка — G, D, D2, D3, D4, а также их обертоны — 2D, G+D, D4+D (полосы в спектрах выделены по Sadezky et al., 2005) [8]. G-полоса с положением 1591—1598 см<sup>-1</sup> интенсивно проявляется на всех КР-спектрах, она характеризует фундаментальные колебания углерода sp<sup>2</sup> типа внутри слоя, которые соответствуют рамановской моде E<sub>2g</sub> графитоподобных материалов [9, 10 и др.]. Ширина полосы на полувысоте (FWHM) составляет 54—67 см<sup>-1</sup>. Для сравнения, у высококристаллического графита данная полоса находится в положении 1582 см<sup>-1</sup> (FWHM = 14 см<sup>-1</sup>).

D-полоса в КР-спектрах синтезированного углеродного вещества аналогично другим веществам sp<sup>2</sup>- типа имеет резонансную природу с положением от 1329—1414 см<sup>-1</sup> для различных длин лазерного излучения. Для микро- и нанокристаллических графитов появление D-полосы в спектрах связывается с колебаниями на краях графитовых кристаллитов, которые отражают степень кристалличности, а для некристаллических углеродных материалов природа D-полосы остается недостаточно ясной. Согласно проведенным исследованиям [10] можно предположить, что интенсивная D-полоса в КР-спектрах некристаллических углеродных веществ вызвана не только краевыми дефектами, но и искажением симметрии в искривленных графитоподобных слоях. Последнее может косвенно подтверждаться очень сильным уширением G-полосы, отвечающей E<sub>2g</sub>-моде.

При сопоставлении КР-спектров синтезированного углерода из СКФ и стеклоглерода марки СУ-2000 [11] выявляется их принципиальное сходство, а наблюдаемые некоторые отличия, вероятно, связаны с особенностями их формирования посредством разных механизмов в разных условиях. Принципиальной особенностью рассматриваемой экспериментальной системы С-О-Н системы при температуре 800 °С

и давлении 500—1000 атм является находение прекурсора ( $C_2H_5OH$ ) в сверхкритическом состоянии [12]. В связи с этим, вполне возможно ожидать специфичные структурные особенности и свойства новых углеродных материалов.

По комплексу признаков и результатам сравнения с промышленным стеклоуглеродом синтезированный углеродный материал отнесен к стеклоподобному веществу. Результаты экспериментальных работ свидетельствуют о возможных разных механизмах получения и, как следствие, о полигенности стеклоподобного состояния углерода. Полученный материал потенциально может иметь особые поверхностные и объемные свойства.

*Комплекс аналитических исследований был проведен в ЦКП «Геонаука» (Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия). Работа выполнена в рамках темы НИР № 122040600009-2.*

## Литература

1. Шулепов С. В. Физика углеродных материалов. Челябинск: Металлургия, 1990. 334 с.
2. Hone J. I., Dresselhaus M., Dresselhaus G. E. Carbon Nanotubes, Synthesis, Structure, Properties and Applications. Springer Science & Business Media, 2001. 448 p.
3. Uskoković V. A historical review of glassy carbon: Synthesis, structure, properties and applications // Carbon Trends. 2021. V. 5. P. 100116.
4. Вяткин Г. П., Байтингер Е. М., Песин Л. А. Определение характера гибридации валентных состояний углерода спектроскопическими методами. Челябинск: ЧГТУ, 1996. 104 с.
5. Brazhkin V. V., Solozhenko V. L. Myths about new ultrahard phases: Why materials that are significantly superior to diamond in elastic moduli and hardness are impossible // J. Appl. Phys. 2019. V. 125, № 13. P. 130901.
6. Шумилова Т. Г., Медведев В. Я., Иванова Л. А. и др. Способ получения одномерных углеродных структур фотонного типа пиролизом этанола при повышенном давлении. Патент на изобретение № 2659275. Оpubл. 29.07.2018, бюл. № 19.
7. Шумилова Т. Г., Медведев В. Я., Иванова Л. А. и др. Способ получения трехмерных углеродных структур фотонного типа пиролизом этанола при повышенном давлении. Патентна изобретение № 2659277. Оpubл. 29.07.2018, бюл. № 19.
8. Sadezky A., Muckenhuber H., Grothe H. et al. Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials: Spectral analysis and structural information // Carbon. 2005. V. 43. P. 1731—1742.

9. Ferrari A. C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*. 2004. V. 362. P. 2477—2512.

10. Wang Y., Alsmeyer D. C., McCreery R. L. Raman spectroscopy of carbon materials: structural basis of observed spectra // *Chemistry of Materials*. 1990. V. 2. P. 557—563.

11. Isaenko S.I., Shumilova T.G., Bocharov V.N., Ulyashev V.V. Multi-wavelength Raman spectroscopy of natural nanostructured carbons. *American Mineralogist* 2024; 109 (6): 1118—1128. doi: <https://doi.org/10.2138/am-2022—8912>.

12. Reid R. C., Prausnitz J. M., Poling B. E. *The Properties of Gases and Liquids*. McGraw-Hill, New York. 1987. 743 p.

# МОНИТОРИНГ ЗА ВАРИАЦИЯМИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАМКАХ МОЛОДЕЧНЕНСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА (БЕЛАРУСЬ)

**А. К. Хибиев, Н. В. Козловский, П. В. Шаблыко**

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь  
*loter\_mc@mail.ru*

В рамках Молодечненского геодинамического полигона, созданного в рамках ГП НСМОС с 2020 года и в настоящий период, выполняется систематические повторные геомагнитные наблюдения путем регистрации вариации магнитного поля во времени. Наблюдения являются методическим контролем за протеканием современных глубинных тектонических процессов в зоне расположения предполагаемой сейсмо-астеносферной Молодечненской линзы.

Геологическую значимость зон активизации глубинных разломов (характеризующихся отрицательными полосами аномалий силы тяжести и магнитных аномалий, свидетельствующими о разуплотненности и практической немагнитности вещества в разломной зоне) четко сформулировал академик А. К. Карабанов [1], применительно к Белорусскому региону. Под активным в новейшее время разломом (флексурно-разломной зоной) понимается линейно вытянутое пликтивно-дизъюнктивное малоамплитудное нарушение, проявляющееся на неотектонической стадии и выраженное в строении фундамента и платформенного чехла комплексом признаков — смещениями, флексурными и другими изгибами слоев.

Академик Ю. А. Косыгин [2] полагает, что природу формирования зон активизации разломов следует искать в современных тектонофизических процессах, протекающих в конвективной деятельности астеносферного вещества, проникающего в верхние слои мантии с отдельными всплесками в низах земной коры. Так, на территории Беларуси по сейсмическим данным обнаружены три такого рода зоны (под г. Молодечно — профиль ГСЗ Celebration [3], в центральной части Припятского прогиба — профиль ГСЗ Георифт-2013 — южнее г. п. Октябрьский [4] и на сейсмическом профиле МОВЗ — Браслав — Плещеницы [5]). Наиболее ярко проявление тектонофизического эффекта в вариациях гравитационного и магнитного полей во времени астеносферного плюма зафиксировано на Воложинском участке Лидского геодинамического полигона [6]. Полагая, что подкорový слой мантии под Молодечно представляет собой активный астеносферный плюм, был создан Молодечненский геодинамический поли-

гон для контроля за его проявлением путем мониторинга геофизических полей.

Определяющим фактором в пользу размещения специального геодинимического полигона в окрестностях г. Молодечно является обнаружение по данным геотраверса ГСЗ Celebration в верхах подкорового слоя земной коры сейсмо-астеносферной линзы вещества с плотностью  $\sim 0.1$  г/см<sup>3</sup>, возможно базальтоидного типа. Предполагается, что горячее базальтоидное вещество из «Молодечненской» сейсмо-астеносферной линзы возможно поднимается по Вилейскому разлому до падающей на юг в сторону Воложина поверхности «гранитного» слоя, фиксируемой изолинией скорости 6.2 км/с, а затем смещается на юг к Налибокскому разлому, где поднимается в верхние слои земной коры [6—8] (рис. 1).

Для выбора стационарных пунктов наблюдения Молодечненского полигона была выполнена пешеходная площадная геомагнитная съёмка по пересекающимся маршрутам, секущим полигон с севера на юг и с запада на восток. Измерения модуля вектора магнитного поля Т по маршрутам полигона производились с помощью новейшего маг-

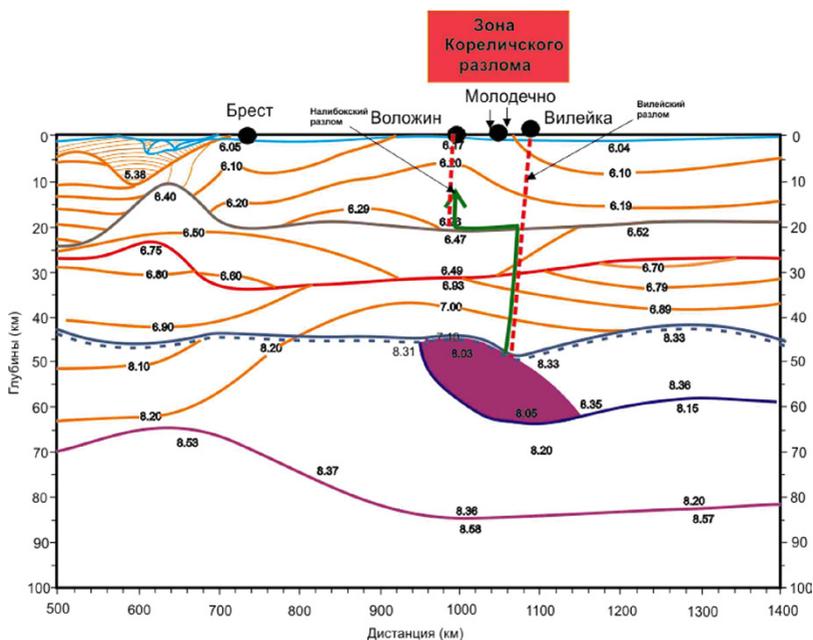


Рис. 1. Сейсмический разрез литосферы вдоль геотрансекта глубинного сейсмического зондирования «Celebration» [13]. Фиолетовым цветом выделена линза горячего базальтоидного вещества, зелёной стрелкой — подъём вещества по разлому [6]

нитометра ММРОС-1, разработанного на принципе динамической поляризации эффекта Оверхаузера, с точностью 0.001 нТл. На рисунке 2 представлена полученная карта Т-магнитного поля в окрестностях Молодечненского полигона.

Для оценки изменения значений магнитного поля со временем было проведено сравнение результатов современных геомагнитных наблюдений на Молодечненском полигоне и данных геомагнитной съёмки в 1988 г [9]. Форма магнитовозмущающего тела практически не изменилась, в тоже время зафиксирован рост абсолютного значения модуля поля Т от 150 нТл до 600 нТл. Можно предположить, что при подъёме горячего вещества в верхние слои земной коры и последующем остывании происходит растрескивание горных пород, вызывая рост абсолютных значений магнитного поля. Схожая геофизическая обстановка также прослеживается на Воложинском участке Лидского геодинамического полигона, расположенном южнее Молодечненского, что позволяет сделать вывод об интенсивном протекании тектонофизических процессов в зоне Молодечненской сейсмо-астеносферной линзы. Три геомагнитные аномалии, изображённые на рисунке 2, стали предметом систематических повторных наблюдений, слежения за их поведением по интенсивности и морфологии.

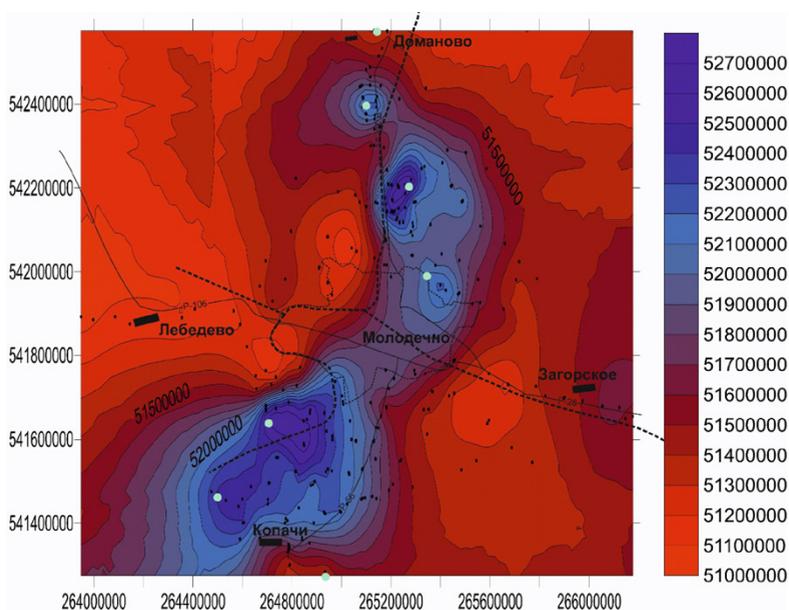


Рис. 2. Геомагнитная карта Молодечненского геодинамического полигона [10]

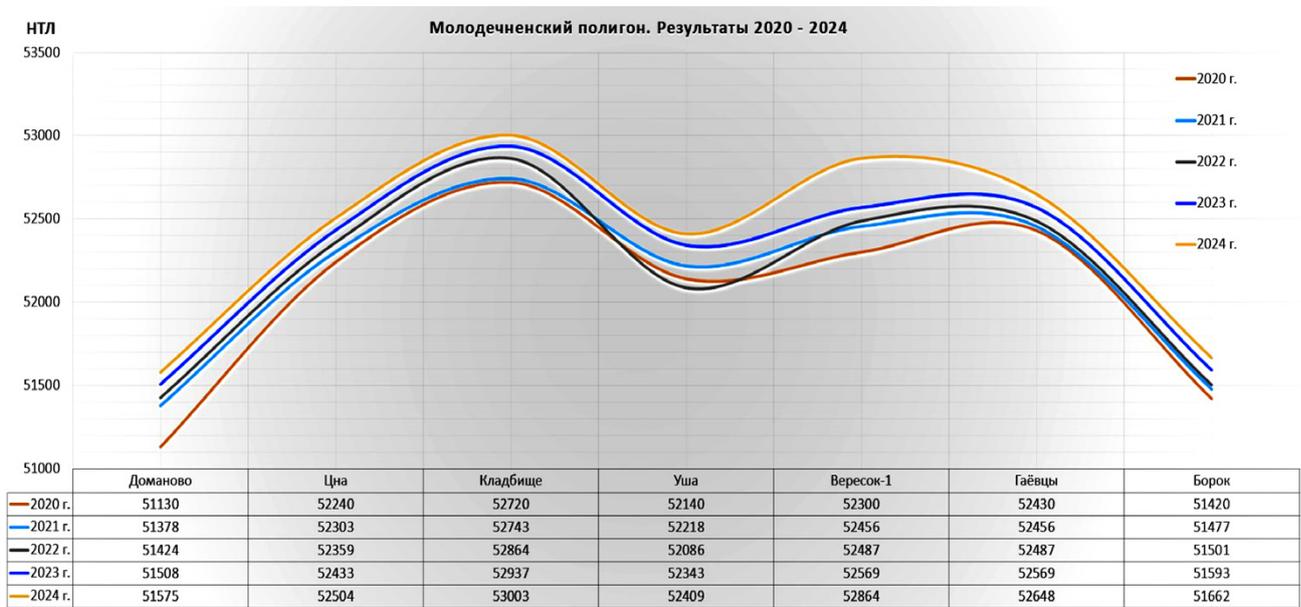


Рис. 3. Графики геомагнитного поля на пунктах Молодечненского геодинамического полигона с 2020 по 2024 гг.

На рисунке 3 представлен график сопоставления геомагнитного поля с 2020 по 2024 гг.

Систематические геомагнитные наблюдения на Молодечненском геодинамическом полигоне показали наличие здесь интенсивных магнитных аномалий, значения которых изменяются во времени, предположительно обусловленных ходом современных тектонофизических процессов, протекающих в настоящее время в земной коре.

## Литература

1. Карабанов А. К. Неотектоника Беларуси. Дисс. на соиск. уч. ст. д. г.-м. н. Мн. 2002. 326 с.
2. Косыгин Ю. А. Мн. Общая геотектоника. / Косыгин Ю. А. / М. 1988. 462 с.
3. Grad M., Gutrech A., Keller G. R., Janik T., Hegedus E., Vozar J., Slacka A., Tiira T., Yliniemi J. 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin — CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05, *J. Geophys. Res.*, 111.
4. Starostenko V., Janik T., Garetskiy R., Karataev G. et al. The Georift 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results // *Seismix 2016: seismology at the crossroads. Abstract Volume. 17-th International Seismix Symposium. Macdonald Aviemore. Scotland / 15—20 may. 2016. P.147.*
5. Глубинный сейсмический разрез литосферы по профилю Браслав-Плещеницы // Гирич Р. Э. Докл. АН БССР. 1990. Т.35, №7. С.640—644.
6. Гарецкий Р. Г. Тектонофизическая природа вариаций во времени гравитационного и магнитного полей Новогрудско-Воложинско-Молодеченской аномалии на территории Беларуси / Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев, С. В. Голобоков, О. В. Мясников, С. Л. Сушкевич, А. К. Хибиев, П. В. Шаблыко // *Литосфера*. — 2019. — № 2(51). — С 45—54 с.
7. Айзберг Р. Е. Разломы земной коры Беларуси / Под ред. Айзберга Р. Е. Минск: Красико-принт, 2007. — 372 с.
8. Гарецкий Р. Г. Глубинное строение и динамика земных недр территории Белоруссии / Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев, Хотько Ж. П. и др. — Мн.: Наука і тэхніка. 1991. — 317 с.
9. Гришко Я. И. Карта магнитного поля N-35-XVI / Я. И. Гришко, А. С. Яшуков, М. Я. Нестерова и др. — ПО «Белорусгеология», Геофизическая экспедиция 1988 г.
10. Г. И. Каратаев, С. Л. Сушкевич, А. К. Хибиев, П. В. Шаблыко Создание Молодечненского геодинамического полигона для изучения временных вариаций геофизических полей в районе активизированных зон разломов // *Литасфера*. — 2020. — № 2 (53). — С. 121—128.

# ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕВИЗЕЙСКО-СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. УНЬЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*anshadrin@geo.komisc.ru*

В обнажении геологического памятника природы «Уньинская пещера» (обн. 85<sup>1</sup>, р. Унья) вскрыты отложения михайловского и веневского горизонтов визейского, а также косогорского и протвинского горизонтов серпуховского яруса нижнего карбона [2, 3]. В бассейне Верхней Печоры для верхней части нижнего карбона этот разрез является наиболее полным и наиболее восточным из всех известных. В отличие от остальных, в которых часто наблюдается иногда значительная доломитизация пород или присутствие большого количества обломочных образований, он представлен исключительно известняковым типом разреза [4, 6, 7]. В связи с чем, разрез «Уньинской пещеры» можно считать ключевым при реконструкции условий осадконакопления и восстановлении палеогеографии Верхнепечорского палеобассейна для указанного временного интервала [5]. В ходе решения данной задачи в качестве дополнительной характеристики весьма продуктивным считается установление состава изотопов углерода и кислорода в известняках. Результаты проведенного исследования приведены в данной работе.

Обнажение 85 расположено на правом берегу р. Унья, примерно в 3 км от устья правого притока р. Б. Дубровка, в 0.3 км выше Большого Пещерного острова. Представляет собой ряд скальных выходов, местами разделенных не обнаженными интервалами. Длина обнажения составляет более 600 м, при высоте до 15 м. Залегание моноклиальное, опрокинутое. Азимут падения (магнитный) — 60°, угол падения — 25°. Разрез наращивается сверху вниз по реке.

**Визейский ярус, михайловский горизонт (13.6 м<sup>2</sup>).** Значения  $\delta^{13}\text{C} = 2.84\text{...}3.33\text{ ‰}$ , а  $\delta^{18}\text{O} = 27.21\text{...}29.99\text{ ‰}^3$  (17 анализов, образцы У85/1.1-5.4). В нижней части разреза — известняковые песчаники и биокла-

---

<sup>1</sup> Здесь и далее номера обнажений даны по В.А. Варсанофьевой [1].

<sup>2</sup> Здесь и далее указывается мощность, в т. ч. и учетом не обнаженных интервалов.

<sup>3</sup> Анализы проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН И. В. Смолевой.

стовые известняки серого цвета, часто с горизонтальной слоистостью, единичными криноидеями, многочисленными створками продуктид, одиночными и колониальными ругозами, обрывками водорослей. В верхней части разреза — преимущественно известняковые песчаники серого цвета с хорошо окатанным и сортированным детритом брахиопод, криноидей, остракод, мшанок.

Верхняя граница приходится на задернованный участок 3 м, после которого вскрываются породы веневского горизонта.

*Веневский горизонт (33.5 м)*. Значения  $\delta^{13}\text{C} = 1.54\text{...}3.29 \text{ ‰}$ , а  $\delta^{18}\text{O} = 24.91\text{...}31.04 \text{ ‰}$  (37 анализов, образцы У85/6.1-17.3). Сложен пелитоморфными и биокластовыми известняками и известняковыми песчаниками обычно серого и светло-серого цвета. Почти повсеместно встречаются различные кораллы, фрагменты криноидей, отдельные створки брахиопод, водорослевые образования, губки и, реже, мшанки. Местами наблюдается грануляция органогенного детрита и, иногда, окремнение отдельных биокластов. Иногда (более характерно для нижней части разреза) отмечается тонкая горизонтальная слоистость.

**Серпуховский ярус, козогорский горизонт (139.7 м)**. Значения  $\delta^{13}\text{C} = -2.20\text{...}4.49 \text{ ‰}$ , а  $\delta^{18}\text{O} = 26.23\text{...}31.41 \text{ ‰}$  (70 анализов, образцы У85/19.1-43.6).

Нижняя часть разреза (почти 3/4 мощности разреза, но со значительными не обнаженными интервалами) сложена биокластовыми известняками с пелитоморфным и спаритовым цементом. Породы содержат многочисленные остатки кораллов, брахиопод, криноидей и др., количество которых уменьшается вверх по разрезу. Верхняя часть разреза начинается биокластовыми известняками с микритовым микробиальным цементом, вверх по разрезу сменяющимися неравномерным чередованием слоев известняков литокластовых и ооидных, строматолитовых и кальцисферово-пелоидных. Цвет пород — серый и темно-серый. Часто наблюдается тонкая слоистость: в нижней части разреза горизонтальная, а в верхней — горизонтальная, косая, линзовидная и в одном случае градационная. В единичном случае отмечена слабая доломитизация известняков, а в верхней половине разреза установлено наличие в породе редких мелких кристалликов флюорита.

Верхняя граница приходится на задернованный участок 4.5 м, после которого вскрываются породы протвинского горизонта.

*Протвинский горизонт (27.5 м)*. Значения  $\delta^{13}\text{C} = 1.06\text{...}3.67 \text{ ‰}$ , а  $\delta^{18}\text{O} = 28.46\text{...}32.27 \text{ ‰}$  (32 анализа, образцы У85/44.1-57.2). В нижней своей части представлен лито-биокластово-микробиальными известняками со строматолитами, а в верхней — биокластовыми фораминиферово-кальцисферовыми известняками со строматолитами. В самом

верху разреза горизонта отмечены фрагменты брахиопод. Цвет пород — от светло- до темно-серого. Часто наблюдается тонкая горизонтальная, косая и линзовидная слоистость. В середине разреза горизонта отмечается слабая доломитизация известняков.

Анализ вариаций выявленных значений изотопных соотношений углерода и кислорода показывает, что в разрезе *михайловского горизонта* визейского яруса  $\delta^{13}\text{C}$  остается примерно на одном и том же уровне (около 3 ‰), а  $\delta^{18}\text{O}$  облеγχается от 29.99 до 27.21 ‰. В породах *веневского горизонта*  $\delta^{13}\text{C}$  также стабилен, но в среднем становится легче примерно на 1 ‰. А вот  $\delta^{18}\text{O}$  в разных частях горизонта весьма непостоянен: в самом начале разреза скачкообразно меняется в пределах 24.93...30.59 ‰ (образцы У85/6.1-11.2), затем с незначительными отклонениями находится около 30.21 ‰ (образцы У85/12.1-15.2), после чего резко облеγχается до 24.91 ‰ и постепенно утяжеляется до 30 ‰ (образцы У85/15.3-17.3). Разрез *косогорского горизонта* серпуховского яруса согласно вариациям соотношений изотопов углерода и кислорода можно подразделить на пять интервалов. В нижнем отделе (79.4 м, образцы У85/19.1-24.1) выявленные величины остаются на уровне верхней части веневского горизонта ( $\delta^{13}\text{C} = 2.61...3.57$  ‰,  $\delta^{18}\text{O} = 28.01...30.41$  ‰). Затем оба показателя резко облеγχаются:  $\delta^{13}\text{C}$  падает до  $-1.34$  ‰ и остается отрицательной области в интервале мощностью 22 м (образцы У85/26.1-31.4), а  $\delta^{18}\text{O}$  — до 27.09 ‰ и остается на этом уровне. Далее по разрезу (до кровли горизонта)  $\delta^{18}\text{O}$  постепенно утяжеляется до 31.41 ‰, а  $\delta^{13}\text{C}$  сначала утяжеляется до 3.22 ‰ (образцы У85/32.1-38.2), затем падает практически до нуля (образцы У85/39.1-41.6) и снова увеличивается до 4,49 ‰ (образцы У85/42.1-43.6). В известняках протвинского горизонта наблюдается постоянное облеγχение обоих соотношений:  $\delta^{13}\text{C}$  — от 3.67 до 1.06 ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  — от 32.27 до 28.46 ‰.

По распределению литологических типов пород и в соотношении с их изотопными характеристиками можно заключить, что, в целом, изменения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  снизу вверх по разрезу, за исключением интервала косогорского горизонта с резко пониженными изотопными величинами (обр. У85/26.1-31.4), вполне соответствуют тренду изменения условий осадконакопления.

По имеющимся данным каменноугольные отложения данного разреза были образованы в условиях открытого шельфа со свободной циркуляцией вод. В михайловско-веневское и раннекосогорское время господствовали относительно глубоководные условия осадконакопления, способствовавшие накоплению биокластовых известняков. В дальнейшем началось уменьшение глубины моря, имевшее, ско-

рее всего, пульсационный характер. Об это свидетельствует чередование в разрезе интервалов биокластовых карбонатов с уровнями накопления биоморфно-микробиальных, оолитовых и строматолитовых известняков. На этом фоне аномальные, резко пониженные значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (обр. У85/26.1-31.4) могут быть обусловлены поступлением карбонатного материала со стороны континента, несущего геохимический маркер лагунных и субаэральных областей, характерных в это время для западной окраины Верхнепечорского палеобассейна. Кроме того, такое облегчение могло быть следствием и более глобальных факторов, например, позднепалеозойского (серпуховского) оледенения.

*Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600013-9).*

### Литература

1. Варсанюфьева В. А. Предварительный отчет о работах 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 124-го листа (бассейн р. Уньи) // Тр. Весоюз. Геол.–Разв. объедин. НКТП СССР, вып. 289. М.—Л.: 1933. 47 с.
2. Калашников Н. В. Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Уньи. // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. Вып. 11. Сыктывкар: Коми: Книжное издательство, 1970. С. 25–40.
3. Пономаренко Е. С., Иванова Р. М., Сандула А. Н. Первые находки Катаена (Chlorophyta) в серпуховских отложениях (разрез «Уньинская Пещера», Северный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. № 7. С. 3—8.
4. Сандула А. Н. Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 143 с.
5. Сандула А. Н. Формации каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений западного склона Печорского Урала (бассейн Верхней Печоры) // Вестник геонаук, 2023. №12. С. 4—15. DOI: 10.19110/geov.2023.12.1
6. Шадрин А. Н., Сандула А. Н. Известняковый тип разреза верхневизейско-серпуховских отложений бассейна реки Уньи (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Информ. материалы 19-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 202—205.
7. Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы / Елисеев А. И., Антошкина А. И., Салдин В. А. и др. Сыктывкар, 2006. 72 с. (Научные доклады Коми НЦ УрО РАН; вып. 481).

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ САМОРАСПРОСТРАНЯЮЩЕГОСЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО СИНТЕЗА НА ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ШУНГИТОВЫЕ ПОРОДЫ

**Н. Д. Шарпар**<sup>1,2</sup>, **Т. А. Екимова**<sup>2</sup>, **А. А. Возняковский**<sup>3</sup>,  
**А. П. Возняковский**<sup>4</sup>, **Н. Н. Рожкова**<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИГ Кар НЦ РАН, <sup>2</sup> ПетрГУ, Петрозаводск

<sup>3</sup> ФТИ им. А. Ф. Иоффе РАН, <sup>4</sup> ФГБП «НИИСК», Санкт-Петербург

*sharpar99@mail.ru*

При исследовании структуры и физико-химических свойств шунгитовых пород как перспективного высокотехнологичного сырья, а также его основных составляющих шунгитового углерода (ШУ) и кварца, в основном используют высокоэнергетические воздействия (температура, давление, лазерная абляция). В последнее время получены новые данные, характеризующие структурные перестройки составляющих шунгитовых пород в области наноразмеров при небольших энергетических воздействиях, когда происходит взаимодействие наночастиц графеноподобного ШУ с водой и наноразмерными кристаллитами кварца, с металлами и полимерами различной природы [1].

Кварц в составе шунгитовых пород характеризуется структурной однородностью и представлен хорошо раскристаллизованным  $\alpha$ -кварцем. Средний размер кристаллитов кварца шунгитов составляет 40—80 нм. Перечисленные признаки определены на кварце шунгитовых пород различной текстуры, независимо от содержания углерода в породе и детально исследованы для кварца массивных шунгитовых пород [2].

Отличительной особенностью кварца шунгитов в сравнении с традиционным кварцевым сырьем является связанная вода и графеноподобный углерод. Кварц шунгитовых пород впервые использован для получения устойчивых дисперсий наночастиц кварца в воде. Графеновый углерод играет роль стабилизатора в водной дисперсии и способствует сохранению конденсационных контактов между наноразмерными частицами при формировании шунгитовых пород [3]. Под влиянием термообработки и удаления графенового углерода на наночастицах кварца последние теряют устойчивость в воде.

Углерод может быть удален с поверхности нанокристаллов кварца в процессе термообработки при 900 °С. На порошках массивной шунгитовой породы показано сохранение структурных параметров кварца

после термообработки. В отличие от пленочного графенового углерода на поверхности наночастиц жильного кварца в высокоуглеродистых массивных шунгитовых породах углерод формирует трехмерные сетки. Последовательная термообработка кварца при более низких температурах 400—600 °С приводит к уменьшению содержания углерода в образце, но вторичная структура углерода — трехмерные сетки при этом сохраняются.

*Для решения задачи последовательного удаления графеновых слоев в сетке шунгитового углерода был опробован метод самораспространяющегося высокотемпературного синтеза (СВС), позволяющий реализовать одновременное воздействие высокой температуры и агрессивной окислительной газовой среды на порошки материалов различной природы [4].* В качестве объекта исследования взят гибридный нанопорошок, отличающийся стабильным минеральным и фазовым составом. В гибридных частицах углерод и кварц химически не связаны, а представляют две взаимопроникающие сетки наночастиц. Показано, что смесь устойчивых водных дисперсий наночастиц ШУ и наночастиц кварца хорошо моделирует физико-химические и структурные особенности гибридного нанопорошка.

Для проведения СВС гибридный нанопорошок смешивался с окислителем в соотношении 50 на 50 масс. %. Полученная смесь нагревалась в реакторе до запуска СВС процесса, после завершения которого образец подвергался дополнительному отжигу при температуре 500 °С в муфельной печи в течение 2 ч. Изменение состава и структуры кварца и углерода гибрида изучено методами рентгенофазового и рентгеноструктурного анализа, синхронного термического анализа, спектроскопией комбинационного рассеяния света и сканирующей электронной микроскопией.

В процессе СВС обработки происходит удаление углерода, что подтверждается данными синхронного термического анализа. Разрушение углеродной сетки сопровождается появлением новых фаз углерода, о чем свидетельствует изменение соотношения G и D пиков на спектрах комбинационного рассеяния: для исходного гибрида ID/IG — 1.2—1.4; для образца после СВС обработки ID/IG — 0.3—0.6. При этом структура наноразмерного кварца в результате обработки сохраняется.

Таким образом, окисление шунгитового углерода при 400—900 °С в наноразмерном кварце и гибридных частицах приводит к уменьшению его концентрации в образцах при сохранении пространственной структуры углерода и последующему удалению в виде окислов. СВС обработка позволяет изменить пространственную структуру ШУ, вы-

делить графеновые фрагменты, которые не окисляются на воздухе. При этом высвобождаются примеси, включенные в пространственные структурные элементы ШУ.

*Работа выполнена в рамках Госзадания КарНЦ РАН-FWME-0222-2019-0065 и в рамках реализации Программы поддержки НИОКР студентов, аспирантов и лиц, имеющих ученую степень, финансируемой Правительством Республики Карелия.*

### **Литература**

1. Rozhkova N. N., Rozhkov S. P., Goryunov A. S. Natural Graphene-Based Shungite Nanocarbon // Carbon Nanomaterials Sourcebook. CRCPress. 2016. № 1. P. 151—174.

2. Садовничий Р. В., Михайлина А. А., Рожкова Н. Н., Инина И. С. Морфологические и структурные особенности кварца шунгитовых пород Максовской залежи // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Серия: Геология докембрия. 2016. № 2. С. 73—87.

3. Шарпарь Н. Д., Ковальчук А. А., Горюнов А. С., Екимова Т. А., Рожкова Н. Н. Исследование наноразмерного кварца шунгитовых пород // Оптический журнал. 2023. Т. 90. № 9.

4. Voznyakovskii A., Vozniakovskii A., Kidalov S. New way of synthesis of few-layer graphene nanosheets by the self-propagating high-temperature synthesis method from biopolymers // Nanomaterials. 2022. 12(4). 657.

# ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ДЕВОНСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЮЖНОГО ТИМАНА

**А. М. Шмакова**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*alex.sch92@yandex.ru*

На территории Тимана и п-ова Канин распространены большие площади базальтов, а также дайки долеритов и силлы. Данные породы выделяются в канино-тиманский долеритовый комплекс [1], по положению в разрезе, возраст базальтоидов установлен как раннефранский (поздний девон) [1]. Покровные базальты наиболее широко распространены на Северном и Среднем Тимане, дайки долеритов более характерны для территории п-ова Канин и на Среднем Тимане. В пределах Южного Тимана коренные выходы пород канино-тиманского долеритового комплекса не установлены. В данной работе рассматриваются базальты джъерской свиты ( $D_3dz$ ), отобранные в керне скважины № 10 Ярегского нефтетитанового месторождения, которое располагается на территории Южного Тимана.

Для базальтов Южного Тимана характерны миндалекаменная текстура и порфировая структура в сочетании с интерсертальной микроструктурой основной массы. Содержание миндалин варьирует в пределах от 2 до 15 %. Форма миндалин чаще амебовидная, редко округлая, размер составляет 0.4—3 мм. Миндалины выполнены хлоритом, иногда с каймами карбонатов. Также встречаются кварцевые миндалины. Порфировые вкрапленники представлены пироксеном (до 1.25 мм), реже плагиоклазом (до 0.8 мм). Вкрапленники пироксена имеют зональность. В центре зерен химический состав соответствует эндиопсиду или авгиту, по краям авгиту, реже ферроавгиту. Вкрапленники плагиоклаза обладают прямой и в единичных случаях осциллярной зональностью. Прямая зональность обусловлена уменьшением концентрации анортитовой составляющей от центра зерна к краю. Осциллярная зональность в плагиоклазе выражена в виде периодических изменений содержания анортитового минала от центра к краю:  $An_{65}—An_{69}—An_{77}—An_{75}—An_{48}$ .

Основная масса в базальтах Южного Тимана представлена зональными микролитами плагиоклаза (0.4 мкм) и зональными зернами пироксена (0.4 мкм). По химическому составу плагиоклазы в центре соответствуют битовниту ( $An_{64}$ ) — лабрадору ( $An_{77}$ ), по краям зерен лабрадору ( $An_{68}$ ) — андезину ( $An_{38}$ ). Зерна пироксена в центре соответствуют авгиту, по краям — ферроавгиту. Порода подвержена

вторичным изменениям, в результате чего основной плагиоклаз замещается альбитом. Акцессорные минералы — апатит, округлой формы (размер 0.004 мм). Рудные минералы — изометричные и скелетные кристаллы титаномагнетита (размер 0.5—0.8 мм) в единичных случаях с более титановой каймой. Встречаются редкие изометричные зерна ильменита. В породе отмечается метасоматическое замещение силикатных минералов оксидами железа, которые развиваются по ним в трещинах. В интерстициях отмечается большое содержание хлорита. Межзерновое пространство заполнено стеклом, в редких случаях карбонатом.

Таким образом, нами было установлено, что базальты Южного Тимана представлены зональными зернами плагиоклаза и пироксена. Порода миндалекаменная, с порфировой структурой в сочетании с интерсертальной микроструктурой основной массы. Миндалины мелкие, округлые, амёбовидные, выполнены хлоритом, иногда с каймами карбонатов и кварцем. Порфиновые вкрапленники представлены пироксеном, реже плагиоклазом, с прямой зональностью. Также у некоторых порфириковых вкрапленников плагиоклаза отмечается наличие осциллярной зональности, которая может указывать на медленное остывание и увеличение вязкости расплава. По данным ряда исследователей, осциллярная зональность может быть связана со скоростью роста кристалла, которая в свою очередь зависит от состава расплава и состояния граней, а также скорости диффузии частиц расплава [2].

## Литература

1. Пармузин Н. М., Якобсон К. Э., Вовшина А. Ю., Воинова О. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская — Лист Р-39 — Сыктывкар. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 384 с.
2. Анисимов Р. Л., Кириллова П. А., Балтыбаев Ш. К., Галанкина О. Л. Зональность плагиоклазов клинопироксенит габбронорит-диоритового массива Кааламо (Северное Приладожье, Россия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 50—69. DOI: 10.17076/geo1520

# ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

**Л. А. Шмелёва**

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*Lyubov.shmeleva@inbox.ru*

Верхнеордовикские карбонатные отложения на Северном Урале наиболее распространены в бассейне р. Илыч. Впервые в этом районе ордовик как нижний силур был выделен А. А. Кейзерлингом в 1843 г. Впоследствии эти отложения изучались В. А. Варсанюфьевой [3], Н. Н. Иорданским [4], А. И. Першиной [5], А. И. Антошкиной [1, 2], В. В. Юдиным [7], геолого-съёмочные исследования проводились А. Г. Кондяйн, О. А. Кондяйн, А. П. Поповым, А. Ф. Барковым, Г. Ф. Проскуриным, Л. Н. Беляковым и Б. Я. Дембовским с коллективом палеонтологов. В тектоническом отношении разрезы верхнего ордовика приурочены к центральной и восточной подзонам Верхнепечорского поперечного опускания. Они слагают западное крыло и ядро Шантымской антиклинали (разрез на руч. Закола-Ёль, скалы Амбар-Кырта), а также центриклиналь и западное крыло Косью-Уньинской синклинали (разрез на р. Б. Косью). На протяжении полуторавековой истории изучения этих отложений существовали разные стратиграфические схемы, в которых возраст некоторых толщ менялся, что отражалось на палеогеографических реконструкциях.

В результате детальных литолого-палеоэкологических и палеонтологических исследований в 2014—2022 гг. было установлено, что верхнеордовикские карбонатные отложения на Северном Урале представлены литостратиграфическими формированиями разного ранга: двумя свитами (яптикшорская, верхнеручейная), рифом Большая Косью и четырьмя толщами (толща талассиноидных известняков и кварц-хлорит-известковых сланцев, толща талассиноидных известняков и тонкокристаллических доломитов с криноидеями, толща доломитов «червячковых» и криноидных доломитов с кремнями и толща мелко- и тонкокристаллических доломитов с реликтовыми обломочными и грубоблокчатыми структурами) [6]. По литологическому составу среди них выделено 36 литотипов, 21 из которых по происхождению осадочного материала подразделены на биохемогенную, биогенную и механогенную группы. 15 литотипов объединены в группу преобразованных пород. Анализ пространственно-временных

взаимоотношений литотипов показал, что они сгруппированы в 10 парагенетических ассоциаций (ПА) пород.

**ПА-1.** *Парагенетическая ассоциация микро- и тонкокристаллических известняков и хлорит-известковых и кварц-хлорит-известковых сланцев*, по стратиграфическому объему соответствующая сандбийским отложениям восточного фациального комплекса (260 м). Имеет следующие характерные признаки: большая мощность, темно-серый цвет, неоднородность строения, известково-глинистый состав, тонкослоистая и сланцеватая текстура пород, микро- и тонкокристаллическая структура, скудность органогенного материала и обилие ходов роющих организмов. Этот парагенез характеризует образование отложений в глубоководных условиях со спокойной гидродинамикой, вероятнее всего в обстановках батимальной зоны нижней рампы.

**ПА-2.** *Парагенетическая ассоциация серых тонкокристаллических доломитистых известняков и доломитов тонкокристаллических с биокластовым материалом* характерна для основания катийского яруса восточного фациального комплекса (до 53 м). Ей присущи: массивная, реже горизонтально-слоистая текстура, достаточно однородный литологический состав (тонкокристаллические известняки и доломиты), в которых отмечаются прослои с биокластикой и присутствием ходов роющих организмов, фрагментов относительно мелководной фауны ругоз и табулят. Парагенез отражает обстановку нижней сублиторальной зоны глубоководной части нижней рампы.

**ПА-3.** *Парагенетическая ассоциация вторичных тонкокристаллических доломитов с редкими ходами илоедов и линзами мелкокристаллического доломита с реликтовой грубобиокластовой структурой* охватывает среднекатийские отложения восточного фациального комплекса (35 м). Характерными признаками для нее являются темно-серая окраска пород, массивно-плитчатое сложение, преимущественно тонкокристаллические структуры доломитов, тонкослоистая текстура, наличие линз грубой биокластики в более крупнокристаллических разностях доломита, сонахождение представителей первично-механогенной и биохомогенной генетических групп. Отложения формировались в относительно глубоководных обстановках континентального склона с преимущественно спокойно-водными условиями седиментации, куда периодически из более активной гидродинамической зоны поступал крупный биокластовый материал.

**ПА-4.** *Парагенетическая ассоциация биогермных, биокластовых, пелитоморфных, микрокомковатых и микросустьковых известняков, грубообломочных известняковых конглобрекчий и разнозернистых известняковых песчаников* (140 м) раннекатийского возраста. Характерными

признаками для данной ассоциации пород являются: светло-серый цвет, массивное сложение, большая мощность, известняковый состав, обилие и таксономическое разнообразие каркасостроителей, их пятнистое распределение, тесное сонахождение литотипов механогенной, биохемогенной и биогенной (преобладающей) групп пород. В целом этот парагенез характеризует формирование рифового массива на окраине карбонатной платформы шельфового типа в мелководноморских активно-водных условиях сублиторали при подъеме относительного уровня моря (трансгрессии).

*ПА-5. Парагенетическая ассоциация грубообломочных известняковых конглобрекчий, биогермных, биокластовых, пелитоморфных и микрокомковатых известняков (до 60 м).* В целом для пород данной ассоциации типично слоистое и плитчатое сложение, присутствие пачек пелитоморфных и микрокомковатых известняков (биохемогенная генетическая группа), кроме распространения литокластовых, биокластовых и биогермных разновидностей известняков (представители механогенной и биогенной генетических групп). Парагенез отложений, характеризующих как активную, так и спокойную гидродинамику, отвечает обстановкам внутренней лагуны среднекатийского рифа.

*ПА-6. Парагенетическая ассоциация тонко-, мелко- и среднекристаллических вторичных доломитов с реликтовыми первичными структурами (44 м)* характерна для восточного фациального комплекса и имеет следующие характерные признаки: частая смена литотипов, линзовидно-плитчатое и плитчатое сложение, тонко- и мелкокристаллические, мелкогустковые структуры вторичных доломитов, присутствие уровней с ихнитовой текстурой. Характер пород этой ассоциации показывает, что отложения нижней части формировались в обстановках, возможно, сублиторали средней ramпы с неустойчивой гидродинамикой, периодически приносившей крупный биокластовый материал с более мелководных участков, тогда как верхняя — в более спокойноводных обстановках сублиторали нижней ramпы, о чем свидетельствует более широкое развитие в этой части толщи мелкогустковых и тонкокристаллических структур.

*ПА-7. Парагенетическая ассоциация средне- и крупнозернистых известняковых песчаников, грубообломочных известняковых конглобрекчий, глыбовых известняковых брекчий и биокластовых известняков (42.3 м)* встречается только в верхнекатийских отложениях западного фациального комплекса. Для нее характерно: массивно-плитчатое сложение, известняковый состав, обилие и разнообразие органических остатков, преобладание в нижней части разреза литокластовых разновидностей, а в верхней — биокластовых (представители только механоген-

ной группы известняков). Парагенез характерен для мелководных сублиторальных обстановок карбонатной рампы, что отражает трансформацию среднекатийской карбонатной платформы с ограниченным водообменом.

**ПА-8.** *Парагенетическая ассоциация известняковых брекчий (от мелко- до грубообломочных), водорослево-криноидных и криноидных биокластовых известняков (16 м)* присутствует в основании хирнантского яруса западного фациального комплекса. В целом для нее характерно плитчатое сложение, эрозионные поверхности напластования, частая смена литологических типов пород в разрезе, их био- и литокластовый состав (представители только механогенной генетической группы), бедное разнообразие органических остатков, что свидетельствует о чередовании процессов эрозии отложений и их накопления в режиме приливов. Это приводило к прерывистому осадконакоплению, связанному с промывкой отложений и заполнением образующихся карманов переработанным осадком (часто с обломками известняков), а также изменению размера зерен в слоях. Изменения в составе ПА контролировались колебаниями уровня моря и отвечали осадконакоплению на верхней рампе в условиях литорали в период регрессии.

**ПА-9.** *Парагенетическая ассоциация криноидных биокластовых известняков и мелко- и микрокристаллических известковистых доломитов (19 м)* развита в хирнантских отложениях западного фациального комплекса, сменяя по разрезу ПА-8. Для нее характерны: светло-серый цвет пород, массивная, реже слоистая текстура, практически однородный литологический состав, окатанность и сортированность обломочного материала, широкое проявление процессов перекристаллизации, стилолитизации, трещиноватости и выщелачивания (поры, каверны). Преобладание криноидных известняков с окатанным скелетным материалом, единичными обломками более темных биокластовых известняков и яснокристаллическим цементом указывает на подвижную гидродинамику в условиях песчаной отмели. Такая отмель, вероятно, сформировалась в условиях сублиторали верхней рампы. Наличие прослоя известковистых доломитов может указывать на падение относительного уровня моря. Отсутствие ископаемых фоссилий и их фрагментов, а также многочисленные неравномерно распределенные крупные идиоморфные кристаллы доломита, содержащие пелитовый материал, вероятнее всего, указывают на кратковременное возникновение лагунной обстановки на мелководье.

**ПА-10.** *Парагенетическая ассоциация мелкокристаллических доломитов с реликтовой обломочной структурой, тонкокристалличе-*

*ских доломитов с реликтовой грубоблокостовой структурой и однородных тонкокристаллических доломитов (8.2 м) охватывает хирнантские отложения восточного фациального комплекса. Выделяются следующие характерные признаки: частая смена литотипов, линзовидно-плитчатое и массивное сложение, присутствие неокатанного литокластового материала в основании и грубообломочного биокластового материала среди первично-тонкокристаллических разностей пород выше по разрезу (сонахождение представителей механогенной и биохомогенной генетических групп). Парагенез характеризует образование отложений в несколько более глубоководных по сравнению с ПА-7 обстановках средней рампы в условиях с более активной гидродинамикой в начале и более спокойной позднее (в условиях нижней сублиторали).*

Таким образом, описанная характеристика верхнеордовикских отложений представляет в разрезе палеогеоморфологический профиль от глубоководных обстановок батиаля нижней рампы с накоплением известково-терригенных илов в сандбийское время до крайне мелководных отмельных обстановок литорали верхней рампы с широким развитием эрозионных поверхностей в хирнантское время. При этом между крайними членами профиля происходила трансформация окраины карбонатной платформы. В раннем катии платформа представляла собой карбонатную рампу, но в условиях нижней сублиторали. В середине катия рампа трансформировалась в карбонатную платформу с четко выраженной бровкой и развитием на ней фациально дифференцированной рифовой отмели с активным гидродинамическим режимом в западной фациальной зоне. В восточной зоне в это время осадконакопление происходило в относительно глубоководных сублиторальных обстановках со спокойной гидродинамикой. К концу среднего катия развитие рифа прекратилось в связи с падением уровня моря и выводом рифа в зону эрозии. В позднем катии формирование трансгрессивных глинисто-карбонатных отложений с разнообразной фауной происходило уже в условиях сублиторали нижней рампы. Такая смена морфологии континентальной окраины и обстановок осадконакопления на ней была связана с тектоническими процессами, происходившими в пределах фундамента Печорской плиты, и развитием Палеоуральского океана и отражает литогеодинамическую эволюцию континентальной окраины Тимано-Североуральского осадочного бассейна на территории Северного Урала в позднеордовикскую эпоху.

*Работа проводилась в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (№ 122040600013-9).*

## Литература

1. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.
2. Антошкина А. И. Рифообразование в Палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
3. Варсановьева В. А. Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника. Труды Печорско-Илычского государственного заповедника. Вып. 1. М., 1940. С. 5-214.
4. Иорданский Н. Н. Новые данные по распространению нижнего силура в бассейне Верхней Печоры. Изв. Ассоц. НИИ при физ-мат. фак. 1-го МГУ, Т. 1, вып. 1—2, 1928. С. 74—96.
5. Першина А. И. Пограничные слои ордовика и силура на Печорском Урале // Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1962. Вып. 3. С. 28—37
6. Шмельёва Л. А. Литогеодинимическая эволюция внешней окраины североуральского палеошельфа Печорской плиты в позднем ордовике (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Вестник геонаук. 2024. 8 (356). С. 3—14. DOI: 10.19110/geov.2024.8.1
7. Юдин В. В. Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1983. 174 с.

# EARTH'S GEOLOGICAL HISTORY

**Ilqar Quliyev Ferzullah, Adnan Aliyev Ceyhun**

Baku State University, Geological department

*adnanaliyev2006@gmail.com*

**Early Ideas:** In the 1700s, scientists identified two key principles for understanding the relative ages of rocks. The first principle states that rock layers are usually deposited horizontally, and any that are tilted or folded have been disturbed. The second principle, known as superposition, indicates that younger layers are found on top of older ones. In 1788, Scottish geologist James Hutton introduced the principle of uniformitarianism, suggesting that current geological processes shape features like the Grand Canyon over long periods. He observed that the canyon deepens due to the continuous cutting action of the Colorado River. In 1912, Alfred Wegener proposed a theory about continental drift, noting that coastlines, like those of South America and Africa, fit together like puzzle pieces. He also pointed out similar coal deposits and fossil ferns found on opposite sides of oceans, suggesting these regions once had warmer climates. Wegener concluded that all continents were once part of a supercontinent called Pangaea, which began breaking apart about 200 million years ago. This theory helped explain the current positions of continents and their geological history. Overall, these principles laid the groundwork for understanding Earth's geological processes and the movement of continents.

**Dating Rocks:** There are two methods for determining the age of rocks. Relative age refers to how old a rock is in comparison to other rocks. You can figure out the relative age by looking at a rock's position within a column of rock layers.

Absolute age is the actual age of a rock in years. A method for finding the absolute age of a rock using radioactivity is radiometric dating. Small amounts of radioactive elements are present in some rocks. A rock's absolute age can be found by measuring the amount of a radioactive element and the amount of the stable isotope element into which the radioactive element decays. For a many reasons, some rocks cannot be radiometrically dated. Indirect methods can be used to date these rocks. For example Determining rocks' ages by studying the alignment of magnetite grains is known as paleomagnetic dating.

**Principle of superposition:** The law of superposition is one of the principles of geology scientists use to determine the relative ages of rock strata, or layers. As early as end of 17-th century, Danish natural scientist Nicolaus Steno proposed the principal of Superposition, after publishing

the dissertation on “Concerning a Solid Body Enclosed by Process of Nature Within a Solid”, The following work helped to develop geology as science and also proposed the Principal of superposition

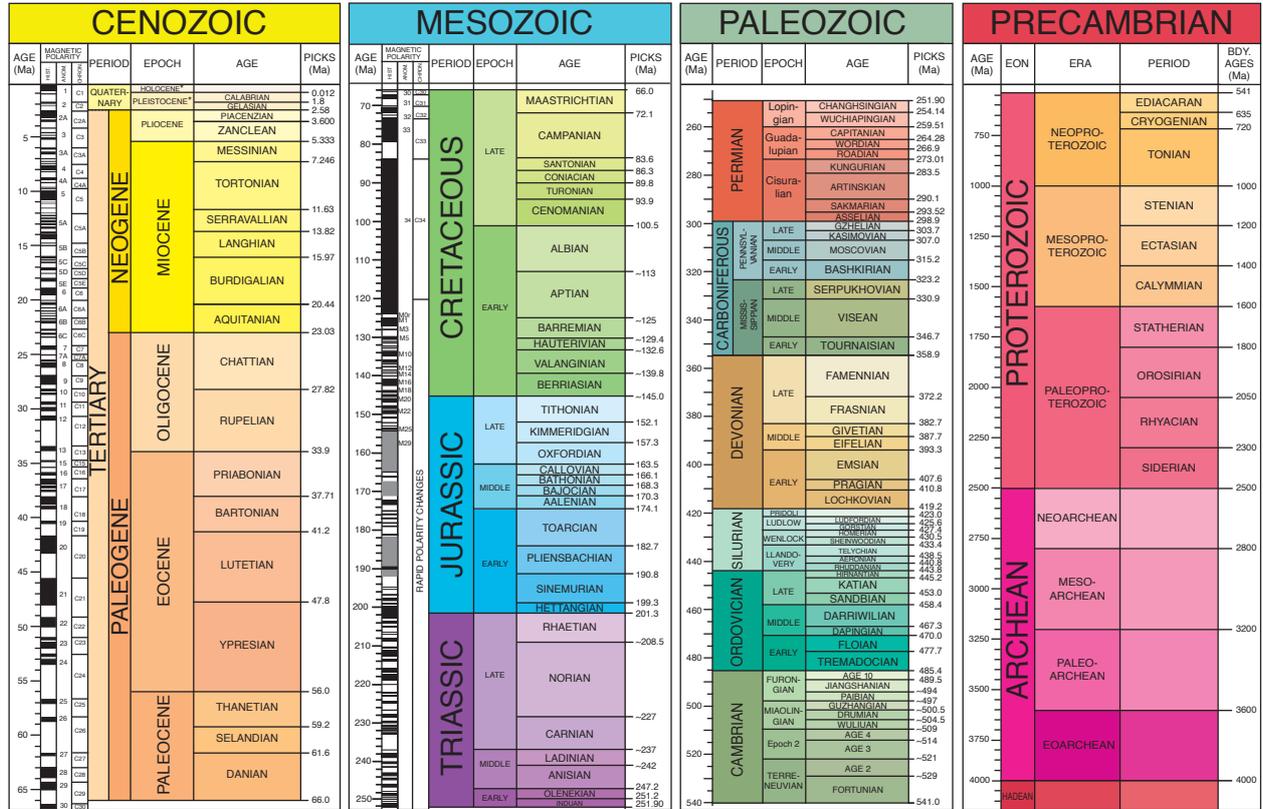
**Stena’s formulation of Principal of Superposition:**

“New strata have been deposited by another fluid over the strata of the first fluid, the matter of which could fill again in like manner the ruins of the strata settled from the first fluid; so indeed we must always return to this, that at the time when those strata of pure matter were formed and exposed in all mountains, the rest of the strata did not yet exist, but every thing was covered with a fluid devoid of plants and animals and other solids”. This could be summarized as following: The principle of superposition states that layers of rock are superimposed, or laid down one on top of another. The oldest rock strata will be on the bottom and the youngest at the top.

**Correlation:** Studying and dating the rocks of a certain region helps scientists develop a geologic calendar of events for the region. To develop a geologic calendar for the whole earth, scientists use a method called correlation. Correlation means finding out how rocks at different locations compare in age. The main rock unit used for correlation is called a formation. A formation may be one or several distinctive kinds of igneous or sedimentary rocks grouped together. A formation should be picked out easily from different rocks above and below it. It also should be recognized at some place distant from the place where it was first described. Scientists have correlated many formations from one place to another. This information was used to build an imaginary column of the earth’s rocks according to their relative ages. A sequence of geologic events based on the rock record and related to absolute ages is known as the Geologic Time Scale (Pic. 1):

**Plate Tectonics:** The theory of plate tectonics explains the movement of the Earth’s lithosphere. It states that the Earth’s crust and upper mantle are divided into rigid sections known as plates. As these plates move, they change the Earth’s geography. In the 1960s, scientists Harry Hess and Robert Dietz proposed **seafloor spreading** to describe how the plates move apart. This concept enhances our understanding of continental drift and tectonic activity. They said that magma moves upward through the oceans’ crust to the seafloor. It forms long chains of submarine volcanoes in the oceans’ basins. Magma spreads out on both sides of the chain, thus adding new rock and new seafloor.

There is considerable evidence backing the theory of seafloor spreading. If this theory is accurate, the oceans would be relatively young compared to very old continents. Radiometric dating of ocean sediments indicates that no ocean floor is older than 200 million years, which is significantly younger than the continents. Additionally, paleomagnetic dating of rocks on either

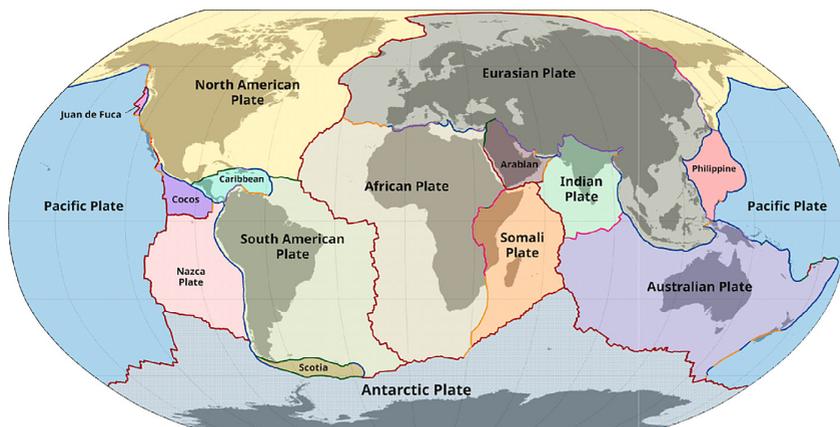


Pic.1 Geological time scale. <https://www.geosociety.org/GSA/gsa/timescale/home.aspx>

side of mid-ocean ridges reveals that rocks equidistant from the ridges share similar magnetic properties. This suggests that those rocks are the same age, consistent with the predictions of the seafloor spreading model.

Along with seafloor spreading, the apparent movement of the poles provides evidence for plate tectonics. It is believed that the Earth's north and south magnetic poles have always been near the north and south geographic poles. By analyzing paleomagnetic data from different periods in geological history, scientists have observed that the positions of the poles appear to have shifted compared to where the continents are today. However, the poles themselves haven't actually moved; instead, the continents must have changed their locations. Below a map of all 16 tectonic plates is given.

**Precambrian Time:** Plate tectonics likely began early in Earth's history, during the Precambrian period when small continents, known as shields, were formed from granite. These shields are now the cores of much larger continents. Volcanic activity during this time contributed water vapor and other gases to the atmosphere, leading to the formation of oceans. Geologists use correlation techniques and radiometric dating to show that these small continents came together and separated multiple times throughout the Precambrian. The oldest known rocks date back 3.8 billion years, making it difficult to determine earlier events. When the shields converged at boundaries, they expanded, causing ocean floor material to be pushed up against their edges. This process has continued throughout geological history, resulting in the enrichment of continents with valuable minerals, especial-



Pic 2. A Map of Earth's 16 main tectonic plates (M. Bitton — Own work based on: Hasterok, Derrick (8 June 2022). New maps of global geological provinces and tectonic plates. American Institute of Physics — Phys.org. Retrieved on 27 March 2023.)

ly in regions like the Canadian Shield. Fossils of algae and bacteria, dating back 3.2 billion years, provide the earliest evidence of life. Around two billion years ago, algae began increasing the oxygen levels in the atmosphere through photosynthesis, which allowed for new developments in life forms. Eventually, more complex organisms with soft bodies appeared, with the oldest known fossils of animals dating between one and two billion years ago. In late Precambrian rocks, the first evidence of multicellular organisms was discovered. Current research shows that the oldest radiometrically dated rocks on Earth are approximately four billion years old, with some individual minerals dated even older, around 4.4 billion years. Consequently, there is a vast range of both geographical and chronological diversity within Precambrian rocks, a topic that falls outside the focus of this book.

**The Paleozoic Era:** Metamorphism and igneous activity mark the transition from Precambrian time to the Paleozoic Era. After this activity, seas moved inland, allowing many marine animals, including trilobites, to become fossilized in the rocks. Thick layers of sedimentary and igneous rocks formed on the margins of the shields during the early Paleozoic. These rocks later transformed into mountains, including three sets of the Appalachian Mountains on the southeast coast of North America. Scientists believe that the African Plate converged with the North American Plate, narrowing the ocean between them. Over time, these Appalachian ranges were eroded nearly flat, while new ocean floor and sediments were pushed against the North American Plate, forming new mountains. The Appalachians we see today are remnants of their former heights, now about 250 kilometers from the current coast. Other mountain ranges also formed in the United States, Europe, Asia, and West Africa due to plate convergence. By the end of the Paleozoic, the land shifted from lifeless areas to rich ecosystems filled with plants and animals. The era ended with the extinction of trilobites and many other marine organisms, defining the boundary between the Paleozoic and Mesozoic Eras.

**The Mesozoic Era:** The Mesozoic Era began about 225 million years ago with the formation of the supercontinent Pangaea. Around 190 million years ago, during the late Triassic Period, the continents started to drift apart from Pangaea. North America and Eurasia separated in the north, while Africa and South America broke away from each other. Subsequently, India, Australia, and Antarctica also split off. Since the early Mesozoic Era, North America has been moving away from Europe, and South America from Africa. The western part of North America was primarily shaped by geological events during the late Mesozoic and the subsequent Cenozoic Era. At the end of the Cretaceous Period, tectonic movements compressed thick sedimentary rock layers formed in a large inland sea. This process led to

the formation of the first Rocky Mountains, which were later eroded nearly flat. However, recent geological uplift has rejuvenated these mountains. Additionally, during the late Mesozoic, western North America expanded by joining fragments of a continent that originated in a tropical region. The era was notable for the presence of dinosaurs and related reptiles, which inhabited land, oceans, and the skies. Fossils of early flowering plants appeared during the late Jurassic and Cretaceous periods. Small mammals are also found in Mesozoic rock layers. At the close of the Mesozoic Era, over 75 percent of all species became extinct, marking a significant event in Earth's history. This mass extinction helped pave the way for new species to emerge in the following eras.

**The Cenozoic Era:** At the start of the Cenozoic Era, about 66 million years ago, the continents and oceans were arranged similarly to how they are today. Significant tectonic movements occurred, such as the collision of India with southern Asia, which created the Himalayan Mountains. In more recent geological history, Saudi Arabia began separating from Africa, forming the Red Sea around 30 million years ago. Additionally, around five million years ago, the Baja California peninsula started to pull away from Mexico, resulting in the Gulf of California. During the Quaternary Period, specifically the Pleistocene Epoch, major glacial periods led to widespread ice cover and cooler climates. Over the Cenozoic Era, a gradual cooling trend occurred as Australia drifted south and North America and Europe moved northward, culminating in the glacial ages. Throughout this time, fossils indicate an increase in the diversity, size, and brain capacity of mammals. Many Tertiary and large Pleistocene mammals eventually became extinct, yet they displayed similarities to modern mammals. By the Pleistocene Epoch, animals like elephants, rhinoceroses, cows, and one-toed horses roamed the earth. Evidence suggests that humans coexisted with these species and hunted them, as tools and weapons have been found alongside their remains. Land bridges formed during the Pleistocene facilitated animal migrations between continents. The glacial and interglacial periods also played a significant role in these migrations. The current epoch, known as the Recent Epoch, began about 10,000 years ago. This boundary is defined by a warming trend in the oceans following the last major glaciation. The interactions between climate changes and tectonic movements shaped the evolution and distribution of species during this era. Overall, the Cenozoic Era has been characterized by significant ecological shifts and the development of modern ecosystem

## References

1. Merrill's General Science, by Kraepel, David R.

2. THEORY of the EARTH; or an INVESTIGATION of the Laws observable in the Composition, Dissolution, and Restoration of Land upon the Globe. By JAMES HUTTON (p. 250)

3. LEONARDO DA VINCI'S AND NICOLAUS STENO'S GEOLOGY. GIAN BATTISTA VAI

4. This Dynamic Earth: The Story of Plate Tectonics, by W. Jacquelyne Kious and Robert I. Tilling

5. Earth History and Palaeogeography Trond H. Torsvik, Leonard Robert Morrison Cocks

# THE PROBLEMS OF MAMMOTHS FAUNA PRESERVATION IN THE DIFFERENT REGIONS OF ARCTIC OUTCROPS OF RUSSIA

**Gennady N. Kiselev**

Saint-Petersburg State University, Saint-Peresburg, Russia

Uncommon paleontological specimens, flora and fauna collections were announced as cultural values (UNESCO, 1970, 1972; Decision of Government of Russian Federation, 1993, 2001).

The skeletal remnants of *Mammuthus primigenius* from “frozen earth” of North Siberia were first commercial fossils from Russia and they had big demand in China, Middle Asia and Europe.

Remains of mammoths, bison and coelodonta are known from frozen earth in the These subfossils are named as “Mammoth fauna”.

Ice-Age animals representatives have a big value for paleontologists and for a local population

Such finds as the Late Pleistocene juvenile animal mummies, the slab with tissue and skin fragments, the hair cover with remnants of microbiota and the fragments of flora in stomach are very important for taphonomical and paleoecological researching.

These findings provide an opportunity to use the cells structures preservation for different reconstructions and for ancient animals cloning attempts.

The most of outcrops with Ice-Age animals remains have been admitted as the paleontological natural heritages. These localities are very interesting both for tourists and for businessmen (“hunters for fossils”) who using these fossils as souvenirs, selling them to private collections or providing mammoth tusks and teeth as the substitute of ivory.

Paleontological collections of mammoth fauna use to be collected from outcrops by private people (“hunter for fossils”) without any official license and with ignoring scientific methods for fossils collecting. In this situation we are losing the taphonomical and paleoecological scientific information and mammoth outcrops gradually disappearing.

These unique outcrops were announced as national heritages of Republic Sakha (Yakutia) for the keeping scientific information about Ice-Age biota, same time the Mammoth Museum was opened in the capital of republic Yakutsk, thus more than five hundred tourist groups visited the exposition since 2014.

## СОДЕРЖАНИЕ

ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУРЫ КЕРОГЕНА ДОМАНИКА В ХОДЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ПО ДАННЫМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ И ПИРОЛИТИЧЕСКОЙ ГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИИ Д. А. Бушнев, М. В. Якимов, Н. С Бурдельная .....	3
СТАТИСТИКА УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОЛУСКАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СКЛОНЕ ОТСЕДАНИЯ В ДОЛИНЕ Р. ВОРКУТА А. Н. Вихоть .....	7
СФЕРОЛОИДНЫЕ РИОЛИТЫ ЛЯДГЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ХРЕБЕТ ЕНГАНЕПЭ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) Т. А. Вовчина .....	11
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МОРЕН В ДОЛИНЕ Р. ЧЕРНОЙ (НЕНЕЦКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ) Н. Н. Воробьев .....	16
ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РЗЭ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ СЕВЕРА УРАЛА О. В. Гракова, К. С. Попвасев .....	22
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД РУДОВМЕЩАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА НА ЗОЛОТОРУДНОМ УЧАСТКЕ «ПОЛОГИЙ» БИЛЛЯХСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (АНАБАРСКИЙ ЩИТ) Н. И. Гусев, Л. Ю. Романова .....	27
НИЖНЕСИЛУРИЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ НА ПРИМЕРЕ СКВ. 1-ВОРГАМУСЮРСКАЯ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА) И. И. Даньщикова .....	34
ИСТОРИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГРАНИТОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА Ю. В. Денисова .....	37
ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМОВ ПЕЧОРО-КОЖВИНСКОГО МЕГАВАЛА (ЛИНЕАМЕНТНЫЙ АНАЛИЗ И РАДОНОВАЯ СЪЕМКА) Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин, А. В. Зелионко, А. Ш. Магомедова .....	41
МЕТОДЫ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ И ОБОГАЩЕНИЯ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ НА ПРИМЕРЕ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА А. П. Жабоедов, А. И. Непомнящих, М. Д. Зимин, И. А. Елисеев, А. А. Жерлицын .....	46
МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ АГРОХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ГРАВИТАЦИОННОГО ПЕРЕНОСА О. А. Журавлева .....	50

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ И СПЕКТРОСКОПИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ВЫСОКОВОСТАНОВЛЕННЫХ СУХИХ ЖИЛОПОДОБНЫХ РАСПЛАВНЫХ ИМПАКТИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ А. А. Зубов, Т. Г. Шумилова .....	53
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАМЕННОУГОЛЬНО- НИЖНЕПЕРМСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СЕВЕРА УРАЛА (СЕЗЫМСКАЯ И ЛОСИНООСТРОВСКАЯ СВИТЫ) Н. С. Инкина .....	56
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРИУСТЬЕВОЙ ЧАСТИ ДОЛИНЫ Р. ЧЁРНАЯ (СЕВЕРО-ЗАПАД БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ) В. А. Исаков.....	61
ВЛИЯНИЕ ТИПА ДОПАНТА НА ФАЗООБРАЗОВАНИЕ, ОПТИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА Mg- И Zn-ЗАМЕЩЕННЫХ НИОБАТОВ ВИСМУТА ПИРОХЛОРОВ М. С. Королева, И. В. Пийр.....	67
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МИКРОБИАЛИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ЛАТЕРАЛЬНОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ А. В. Лютиков .....	68
ДИАГНОСТИКА ПРИЗНАКОВ ТЕПЛОЙ ОБРАБОТКИ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД В ДРЕВНОСТИ А. С. Макаров .....	74
ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЮВИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ В БОРТОВОЙ ЗОНЕ (НА ПРИМЕРЕ ЗЮВИТОВ Р. САЯХА) Н. И. Максименко, Т. Г. Шумилова .....	78
МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КЛЕТОЧНЫХ АВТОМАТОВ НА ПРИМЕРЕ ПОЛЯРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ Л. С. Масальский, А. С. Масальская.....	82
РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПЕРМСКИХ УГЛЕЙ ВОРКУТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ Т. Д. Мишина, Т. Г. Шумилова .....	86
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РАЗНОВИДНОСТЕЙ БОРНИТА В СОРТАХ МЕДНЫХ РУД ВОЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ) А. И. Морохин.....	88
ИЗМЕРЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ГАЗОПРОНИЦАЕМОСТИ И ОТКРЫТОЙ ПОРИСТОСТИ КЕРНА ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКО- НИЖНЕДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КОЛЛЕКТОРОВ АНАЛИЗАТОРОМ ПИК-ПП М. С. Нечаев, И. Л. Ульныров .....	91

ТРАНСФОРМАЦИОННАЯ СЕРИЯ ПАРАКЕЛДЫШИТ-КЕЛДЫШИТ Т. Л. Паникоровский, Г. О. Самбуров, С. В. Кривовичев .....	95
МЕТОДИКА ОТБОРА МЕЛКООБЪЁМНЫХ ПРОБ ПРИ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ ОЦЕНКЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ ОБДЫРСКОГО ПОДНЯТИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН) А. А. Пархачев.....	97
РЕЗУЛЬТАТЫ Th-U-Pb ДАТИРОВАНИЯ МОНАЦИТОВ ИЗ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КЫВВОЖСКОГО ЗОЛОТОРОССЫПНОГО ПОЛЯ К.Г. Пархачева .....	102
СИНТЕЗ И СВОЙСТВА $Ti_2MnNbO_8$ (M-Fe, Mn, Cr) К. Н. Паршукова, Р. И. Королев, Б. А. Макеев, Н. А. Секушин, М. Г. Кржижановская, Н. А. Жук .....	106
МАСШТАБИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА СИНТЕЗА СИТИНАКИТА: ПОИСК ОПТИМАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ И. А. Перовский, Г. В. Игнатъев .....	109
НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ КОНОДОНТЫ ИЗ РАЗРЕЗА РУЧ. ВОЙШОР (ПРАВЫЙ ПРИТОК Р. СОБЬ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) А. Н. Плотицын, И. Д. Соболев, И. В. Викентьев.....	113
ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ РОДА <i>PELEKYSGNATHUS</i> В СТРАТИГРАФИИ ФАМЕНА (КОНОДОНТЫ, ВЕРХНИЙ ДЕВОН) А. Н. Плотицын, А. В. Журавлев, Ю. А. Гатовский, В. М. Назарова.....	118
ЗОЛОТО АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. ВОЛЬ (ВОЗВЫШЕННОСТЬ ОЧЬ-ПАРМА, ЮЖНЫЙ ТИМАН) К. С. Попвасев, А. С. Шуйский, О. В. Гракова, Н. С. Уляшева, Н. Ю. Никулова .....	122
ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КАОЛИНИТОВЫХ ГЛИН И. Н. Размыслов .....	126
ГЛАУКОНИТ КАК ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ГЛОБУЛЯРНО-СЛОИСТЫЙ МИНЕРАЛ ДЛЯ СОЗДАНИЯ НОВЫХ МАТЕРИАЛОВ М. А. Рудмин.....	129
ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА М. А. Рудмин.....	133
ПРОЯВЛЕНИЕ ВЕЛИКОГО ПОЗДНЕОРДОВИКСКОГО ВЫМИРАНИЯ В РАЗРЕЗЕ НАБИУЛЛИНО (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА) А. В. Рыскулова.....	137
НОВАЯ НАХОДКА КОСТЕЙ ЮРСКОЙ МОРСКОЙ РЕПТИЛИИ НА ЮГЕ РЕСПУБЛИКИ КОМИ Е. С. Стадиенко, П. А. Безносков, Н. Г. Зверьков, Д. В. Пономарев .....	140

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОТРАЖЕНИЕ ВЕРХНЕКЕЛЬВАССЕРСКОГО СОБЫТИЯ В КАРБОНАТНЫХ РАЗРЕЗАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА Р. Ч. Тагариева.....	144
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКТОРОВ В ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВАЛА ГАМБУРЦЕВА И. Л. Ульянов, М. С. Нечаев .....	149
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ САМОРОДНОГО УГЛЕРОДА ИЗ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩЕГО СВЕРХКРИТИЧЕСКОГО ФЛЮИДА В. В. Уляшев, Л. А. Иванова, С. И. Исаенко, В. Я. Медведев, Т. Г. Шумилова.....	152
МОНИТОРИНГ ЗА ВАРИАЦИЯМИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАМКАХ МОЛОДЕЧНЕНСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА (БЕЛАРУСЬ) А. К. Хибиев, Н. В. Козловский, П. В. Шаблыко.....	157
ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕВИЗЕЙСКО-СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. УНЬЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула .....	162
ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ САМОРАСПРОСТРАНЯЮЩЕГОСЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО СИНТЕЗА НА ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ШУНГИТОВЫЕ ПОРОДЫ Н. Д. Шарпарь, Т. А. Екимова, А. А. Возняковский, А. П. Возняковский, Н. Н. Рожкова.....	166
ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ДЕВОНСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЮЖНОГО ТИМАНА А. М. Шмакова .....	169
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) Л. А. Шмельёва.....	171
EARTH'S GEOLOGICAL HISTORY İlqar Quliyev Ferzullah, Adnan Aliyev Ceyhun .....	177
THE PROBLEMS OF MAMMOTHS FAUNA PRESERVATION IN THE DIFFERENT REGIONS OF ARCTIC OUTCROPS OF RUSSIA Gennady N. Kiselev.....	184



Научное издание

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-  
СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 33-й научной конференции  
Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

Компьютерный набор. Подписано в печать 15.11.2024  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная. Печать РИЗО

Тираж 100

Усл. печ. л. 11.85

Заказ 1236

---

Издательско-информационный отдел  
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН  
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54  
geoprint@geo.komisc.ru