

# **ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

**Научные чтения памяти  
П.Н. Чирвинского**

**Выпуск 27**

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Федеральное государственное автономное  
образовательное учреждение высшего образования  
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Пермский федеральный исследовательский центр  
Уральского отделения Российской академии наук  
«ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ УрО РАН»

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
Пермское отделение

*Посвящается 150-летию П. И. Преображенского (1874 г.) и 100-летию (1924 г.) задания, выданного ему Уральским отделением Геолкома по изучению архивов соляных промыслов Верхнекамья и сохранившихся образцов пород, отобранных при проходке рассолодобывающих скважин, приведшего к открытию в 1925 г. Верхнекамского месторождения калийных солей.*



## **ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского

Выпуск 27



Пермь 2024

УДК 550.8  
ББК 26.3  
П78

**Проблемы** минералогии, петрографии и металлогении.  
П78 Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского : сборник научных статей / отв. ред. И. И. Чайковский ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь, 2024. – Вып. 27. – 176 с.

ISBN 978-5-7944-4086-7 (Вып. 27)  
ISBN 978-5-7944-1582-7

Сборник подготовлен по материалам докладов на научных чтениях, состоявшихся 6 февраля 2024 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского государственного национального исследовательского университета. Содержит результаты исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии, минерагении, геохимии и других наук, которые входили в сферу интересов П. Н. Чирвинского.  
Для геологов широкого профиля.

**УДК 550.8**  
**ББК 26.3**

*Печатается по решению кафедры минералогии и петрографии  
Пермского государственного национального исследовательского университета*

*Редколлегия*  
Б. М. Осовецкий, Р. Г. Ибламинов, И. И. Чайковский

*Ответственный редактор*  
И. И. Чайковский

*Рецензенты*  
д-р геол.-минерал. наук, зав. сектором технологической минералогии  
ГИ УрО РАН **А. Ф. Сметанников**  
д-р геогр. наук, зав. кунгурской лабораторией-стаціонаром  
ГИ УрО РАН **О. И. Кадебская**

ISBN 978-5-7944-4086-7 (Вып. 27)  
ISBN 978-5-7944-1582-7

© ПГНИУ, 2024  
© ГИ УрО РАН, 2024

**Ю. В. Денисова**

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

## ТЕРМОМЕТРИЯ НАСЫЩЕНИЯ АПАТИТА (КУЗЬПУАЮСКИЙ МАССИВ, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Изучение аксессуарных минералов позволяет решить многие вопросы геологии. Апатит может быть использован как геохронометр (трековый метод), так и геотермометр (apatит-биотитовый геотермометр Ладдингтона, апатитовый геотермометр Ватсона-Харрисона). Термометрия насыщения Е. Ватсона и Т. Харрисона с корректировкой Ф. Беа позволяет выявить температурные условия формирования породы на основе данных силикатного метода. Анализ содержаний петрогенных элементов гранитов Кузьпуаюского массива (Приполярный Урал) установил температурный режим ранней магматической стадии формирования рассмотренных гранитов с средней температурой 825°C.

*Ключевые слова:* апатит, гранит, термометрия, Кузьпуаюский массив, Приполярный Урал.

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.3**

Апатит широко распространен в породах Приполярного Урала различного состава, возраста и генезиса. Наиболее высокие содержания этого минерала отмечаются в породах эффузивного и габбро-диоритового комплексов, в частности, в гранитоидах сальнеро-маньхамбовского комплекса концентрация этого фосфата может достигать до 800 г/т [6, 9]. Изучение апатита позволяет получить не только данные о возрасте, но и информацию о температурном режиме породы, его содержащей [1].

Цель настоящей работы – определение температурного режима образования гранитов Кузьпуаюского массива на основе термометрии насыщения по апатиту.

В пределах западного склона Приполярного Урала отмечаются магматические образования, возраст которых может варьироваться от раннепротерозойского до раннекембрийского. К венд-раннекембрийским интрузиям относятся, в том числе, граниты сальнеро-маньхамбовского комплекса, часть которого является и Кузьпуаюский массив (рис. 1). Массив, отмечаемый в бассейне руч. Кузьпуаю, представляет собой штокообразное гранитное тело, прорывающее верхнерифейские отложения хобеинской и мороинской свит, представленные преимущественно хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами [5].

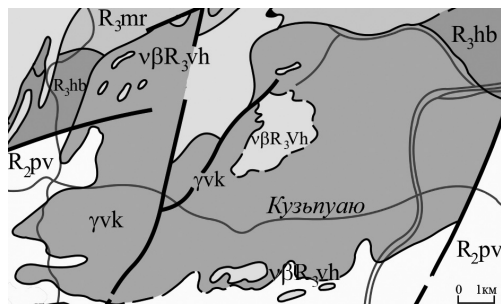


Рис. 1. Кузьпуаюский гранитный массив [4].  $R_3mr$  – мороинская свита (хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы, прослои ортосланцев, мраморов, доломитов),  $R_3hb$  – хобеинская свита (хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы, прослои мраморов),  $R_2pv$  – пуйвинская свита (хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы, метапорфиры, прослои мраморов и кварцитов),  $vBR_3vh$  – габбродиабазы хаталамбинского комплекса,  $\gamma vk$  – биотитовые граниты сальнеро-маньхамбовского комплекса

Породы изученного гранитного массива представляют собой розово-серые среднезернистые лейкократовые образования. Структура гранитов преимущественно гипидиоморфная (гранитная), реже отмечается аллотриоморфная [3, 7]. По всей площади массива отмечается сильное влияние катаклаза. Среди породообразующих минералов отмечается калиево-натриевый полевой шпат (до 50 %), плагиоклаз (до 20 %), кварц (до 30 %), слюды (до 5 %) (преимущественно биотит). В качестве акцессорных минералов отмечаются циркон, апатит, титанит, гранат, ортит и др. Для гранитов Кузьпуаюского массива характерны высокие содержания апатита, которые могут достигать 400 г/т, отмечаемые в приконтактных зонах массива.

В исследованных породах наблюдаются белые и желто-серые преимущественно полупрозрачные кристаллы апатита, размер которых составляет 0,1–0,5 мм при коэффициенте удлинения 2–4. Облик этого фосфата может быть как гексагональный призматический, так и гексогональный дипирамидально-призматический. Первый вид апатита характеризуется полным отсутствием пинакоида или его слабым развитием, вследствие чего наблюдаются зерна с призмой (1010) и пирамидой (1011), а также зерна с неявно выраженным пинакоидом (0001). Характерными включениями для этих призматических и длиннопризматических кристаллов являются биотит, кварц, плагиоклаз. У второго вида минерала отмечается хорошо развитый пинакоид при полном отсутствии каких-либо пирамид или очень слабом развитии пирамиды (1121). Зерна апатита преимущественно короткопризматические с включениями циркона, апатита, биотита, кварца.

Применение апатита в качестве геотермометра стало возможным благодаря исследованиям Е. Ватсона и Т. Харрисона [10], результатом которых стало выявление связи между температурой образования апатита и содержащей минерал породы и степенью накопления фосфора (для  $A/CNK < 1$ ).

Для расчета температурного режима с помощью термометрии насыщения по апатиту была определена следующая формула:

$$\ln D_p = (8400 + 26400 \cdot (\text{SiO}_2 - 0.5)) / T^K - 3.1 - 12.4 \cdot (\text{SiO}_2 - 0.5),$$

$$P_2O_5 \text{ (HW)} = 42 / D_p,$$

$$T^K = (8400 + 26400 \cdot (\text{SiO}_2 - 0.5)) / (\ln(42 / P_2O_5 \text{ (HW)}) + 3.1 + 12.4 \cdot (\text{SiO}_2 - 0.5)) - 273.15,$$

где  $D_p$  – соотношение концентрации фосфора в апатите и расплаве,

$P_2O_5$ ;  $\text{SiO}_2$  – весовая доля оксида фосфора, кремния в расплаве, мас. %,

$T^K$  – температура, Кельвин,

$T^C$  – температура, Цельсий.

Ф. Беа с коллегами [11] внесли в исходную формулу Е. Ватсона и Т. Хариссона уточнение по уровню содержания оксида фосфора (для пород с  $A/CNK > 1$ ).

$$P_2O_5 \text{ (B)} = P_2O_5 \text{ (HW)} \cdot \exp(6429(A/CNK) / (T^C - 273.15)),$$

$$\text{где } A/CNK = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}).$$

Формула расчета температуры насыщения для апатита и апатит-содержащей породы с учетом предложенной корректировки приобрела следующий вид:

$$T^C = (8400 + 26400(\text{SiO}_2 - 0.5)) /$$

$$(\ln(42 / P_2O_5 \text{ (HW)}) (6429(A/CNK) / (T^C - 273.15)) + 3.1 + 12.4(\text{SiO}_2 - 0.5)) - 273.15.$$

Полученные с помощью силикатного метода содержания петрогенных элементов (ЦКП «Наука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН, аналитик О. В. Кокшарова), позволили определить температуры насыщения для апатита и апатитсодержащей породы (табл.).

Расчетные температуры насыщения по апатиту позволяют утверждать, что кристаллизация апатита проходила при высоких температурах, а именно от 779°C до 863°C и в среднем 825°C. Согласно исследованиям М.В. Фишмана и его коллег, в период становления гранитоидов салльнеро-маньхамбовского комплекса [8], а в частности, гранитов Кузьпуаюского массива, основная масса апатита кристаллизовалась на раннем магматическом этапе. При этом выделение минерала происходило равномерно в течении всего указанного периода, согласно гистограмме температур насыщения (рис. 2).

Применение геотермометра Е. Ватсона и Т. Хариссона с корректировкой Ф. Беа к гранитам Кузьпуаюского массива позволяют сделать

Таблица

*Химический состав и температура образования гранитов  
Кузьпуяуского массива*

| Ком-<br>по-<br>нент,<br>мас.<br>% | Номер пробы |        |        |       |       |        |       |       |        |        |
|-----------------------------------|-------------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|
|                                   | K3-1        | K3-2   | K3-3   | K3-4  | K3-5  | K3-6   | K3-7  | K3-8  | K3-9   | K3-10  |
| SiO <sub>2</sub>                  | 76,33       | 76,56  | 76,81  | 76,87 | 77,08 | 77,24  | 78,88 | 77,59 | 77,81  | 77,33  |
| TiO <sub>2</sub>                  | 0,16        | 0,22   | 0,34   | 0,52  | 0,45  | 0,14   | 0,55  | 0,39  | 0,31   | 0,24   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>    | 12,18       | 11,63  | 12,47  | 11,87 | 11,75 | 12,02  | 11,28 | 11,48 | 11,78  | 12,08  |
| FeO                               | 1,08        | 0,45   | 1,09   | 1,11  | 0,95  | 1,07   | 1,04  | 0,99  | 1,10   | 0,92   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>    | 0,82        | 1,88   | 0,75   | 1,55  | 0,92  | 0,98   | 0,78  | 1,38  | 0,89   | 0,52   |
| MnO                               | 0,02        | 0,02   | 0,02   | 0,02  | 0,03  | 0,00   | 0,02  | 0,03  | 0,02   | 0,02   |
| MgO                               | 0,24        | 0,21   | 0,19   | 0,33  | 0,21  | 0,21   | 0,18  | 0,22  | 0,19   | 0,18   |
| CaO                               | 0,59        | 0,29   | 0,22   | 0,38  | 0,51  | 0,49   | 0,39  | 0,22  | 0,23   | 0,45   |
| Na <sub>2</sub> O                 | 4,34        | 4,03   | 4,22   | 3,48  | 3,18  | 3,65   | 3,13  | 3,15  | 3,01   | 3,22   |
| K <sub>2</sub> O                  | 3,88        | 4,51   | 4,09   | 3,89  | 4,15  | 4,65   | 3,33  | 3,78  | 5,08   | 4,99   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>     | 0,02        | 0,02   | 0,03   | 0,02  | 0,03  | 0,03   | 0,02  | 0,01  | 0,01   | 0,01   |
| ппп                               | 0,25        | 0,19   | 0,02   | 0,06  | 0,73  | 0,03   | 0,32  | 0,72  | 0,03   | 0,09   |
| Σ                                 | 99,91       | 100,01 | 100,25 | 100,1 | 99,99 | 100,51 | 99,92 | 99,96 | 100,46 | 100,05 |
| T, °C                             | 822         | 825    | 859    | 827   | 861   | 863    | 845   | 782   | 784    | 779    |

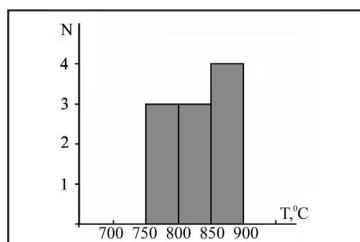


Рис. 2. Температуры насыщения апатита и гранита (Кузьпуяуский массив, Приполярный Урал)

пазоном от 779°C до 863°C.

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

вывод, что изученные граниты являются высокотемпературными образованиями, что подтверждает ранее сделанные выводы автора, базирующиеся на данных эволюционно- кристалломорфологического анализа циркона [12] для этих же пород [2]. В результате исследования так же был определен температурный режим ранней магматической стадии становления массива, представленный диа-

### *Библиографический список*

1. Денисова Ю. В. «Термометрия насыщения циркона, апатита, монацита (Кожимский массив, Приполярный Урал)» // Известия Коми научного центра УрО РАН, № 3 (39). 2019. С. 25–30. Doi: 10.19110/1994-5655-2019-3-47-52.
2. Денисова Ю. В. Температурный режим формирования гранитов Кузпуйского массива (Приполярный Урал) по циркону // Геологические исследования Урала и Поволжья, № 8. Москва: Издательство «Перо», 2020. С. 43–45.
3. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
4. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско- раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11.
5. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия КНИЦ УрО РАН. 2011. № 4 (8). С. 14–19.
6. Пыстина Ю. И. Типоморфизм апатитов метаморфических пород Приполярного Урала (бассейн реки Кожим) // Известия КНИЦ УрО РАН. 2022. № 2 (54). С. 55–63.
7. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
8. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис аксессуарных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.- Л.: Наука, 1968. 252 с.
9. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Рыбина Н. В. Состав апатита как универсальный индикатор геологических процессов. Новосибирск: Свиньян и сыновья, 2022. 140 с.
10. Harrison T. M., and Watson E. B. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1467–1477.
11. Bea F., Fershtater G. B., Corretgé L. G. The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effects of aluminium // Lithos. 1992. V. 48, P. 43–56.
12. Pupin J.-P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P.207–220.

### **THERMOMETRY SATURATION OF APATITE (THE KUZPUYU MASSIF, THE SUBPOLAR URALS)**

**Yu. V. Denisova**

*yulden777@yandex.ru*

The study of accessory minerals allows us to solve many questions of geology. Apatite can be used as a geochronometer (track method) and a geothermometer (apatite-biotite Ludington geothermometer, apatite Watson-Harrison geothermometer). Saturation thermometry of E. Watson and T. Harrison with the correction of F. Bea makes it possible to identify the temperature conditions of rock formation based on the data of the silicate method. The petrogenic elements contents analysis of the Kuzpuyu massif granite (the Subpolar Urals) established the temperature regime of the early magmatic stage of formation of the granites under consideration with an average temperature of 825°C.

*Key words: apatite, granite, thermometry, the Kuzpuy massif, the Subpolar Urals.*

УДК 551.311.231:553.08

**Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук**

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный

## ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД В СВЯЗИ С АЛМАЗОПОИСКОВЫМИ РАБОТАМИ

Результаты комплексного исследования разновозрастных древних кор выветривания (КВ) на различных породах (терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфогенных образованиях, кимберлитах) основных алмазоносных районов Сибирской платформы показали, что важнейшими типоморфными признаками глинистых образований в изученного элювия являются: а) повсеместное присутствие диоктаэдрической гидрослюда ( $2M_1$ ) в элювии терригенно-карбонатных пород и её постоянная ассоциация в наиболее зрелых профилях с каолинитом относительно наиболее упорядоченной структуры, чем у каолинита, образовавшегося за счёт других пород; б) постоянное наличие в разрезах КВ пород трапповой формации (туфы, туфогенные породы, долериты) наряду с ди- и триоктаэдрическим монтмориллонитом, а также неупорядоченным вермикулит-монтмориллонитовым смешанослойным образованием, в той или иной мере неупорядоченного каолинита, ассоциирующего в КВ туфогенных пород с галлузитом (при полном отсутствии в продуктах выветривания слюдоподобных минералов); в) содержание в КВ кимберлитов совместно с поликатионным монтмориллонитом, значительного количества триоктаэдрического хлорита (пакеты  $\delta$  и  $\delta'$ ), серпентина (структурные типы А и В) и в различной степени изменённого флогопита, в том числе связанной с ним гидрослюда 1М.

*Ключевые слова: коры выветривания, Сибирская платформа, минералы-новообразования, типоморфизм, алмазопойсковые работы.*

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.8**

Коры выветривания (КВ) возникают при благоприятных соотношениях следующих основных факторов [1-9]: интенсивности преобразования, глубины возможного корообразования и скорости размыва. Интенсивность выветривания резко возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ сильно зависит от глубин залегания грунтовых вод. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже [10-16]. На таких водоразделах обычно

и формируется мощная КВ, которая сохраняется от размыва только при стечении благоприятных факторов в понижениях древнего рельефа денудационной поверхности и в тектонически опущенных блоках. На пенепплене или первичной аккумулятивной равнине дренаж был слаб, отчего здесь обычно не образуются мощные КВ. На древних платформах мира (Сибирской, Африканской, Восточно-Европейской, Китайской и др.) остаточные КВ на различных породах имеют широкое распространение. Наиболее детально они изучены нами и другими исследователями на Сибирской платформе (СП), где благоприятные условия для формирования КВ существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время [17-19]. На рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна. На северо-западе и северо-востоке Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС) сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге её в Вилюйской мезозойской синеклизе (ВМС) возникли равнины с континентальным осадконакоплением. Они разделялись более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации общего воздымания СП предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой дифференцированных тектонических движений практически не происходило. Рельеф суши в рассматриваемое время был сильно пенеппенизирован. При этом выравнивание рельефа и образование элювия на исходных породах протекали постепенно на протяжении всего периода формирования поверхности выветривания, при котором элювиальные продукты поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа [20-25]. Так, отложения нижнего карбона ТВС отражают погребённую поверхность выравнивания на границе девона и карбона и по всему разрезу обогащены продуктами выветривания. На территории ТВС в карбоне и перми широкое развитие получили низменные заболоченные равнины с угленосными отложениями. Для позднедевонско-раннекаменноугольной эпохи характерно активное развитие процессов корообразования, протекавших в условиях теплого и влажного климата. В конце пермского периода во многих районах СП началось излияние лав и внедрение траппов, особенно сильно проявившиеся к началу раннего триаса. К концу этого периода длительная эпоха денудации рельефа завершилась пенеппенизацией СП, которая в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя, предшествовавшей юрской активизации платформы. В раннем и среднем триасе климат был субтропический с элементами аридного с неравномерным распределением осадков по сезонам, а в

позднем триасе – ранней юре – с возросшим количеством атмосферных осадков. Всё это способствовало формированию мощной, преимущественно каолиновой КВ [26-30]. При этом корообразование, денудация и переотложение продуктов этой КВ в коррелятивные толщи рассматриваемого региона происходили относительно равномерно, что было обусловлено (как и в позднем девоне – раннем карбоне) слабыми изменениями палеорельефа и тектонического режима.

В пределах основных алмазоносных районов СП древние КВ развиты на различных породах: терригенно-карбонатных нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах. В структурном плане древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин [31-34]. В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала КВ, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Возможно, здесь протекали только начальные стадии дезинтеграции пород субстрата. Так, в позднедевонское-раннекаменноугольное время в Малоботуобинском алмазоносном районе (МБАР) относительно наиболее полные и мощные (до 15 м) площадные остаточные КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя развивались (а затем и сохранились от размыва) на Улу-Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамляющих Кюеляхскую, Улахан-Ботуобинскую и Ахтарандинскую впадины. В отдельных разрезах устанавливаются верхние горизонты КВ, свидетельствующие о формировании полных профилей. Состав этих горизонтов позволяет предполагать, что корообразование происходило в теплом влажном климате при относительно хорошем дренаже. На поднятиях и их склонах наблюдаются более мелкие формы рельефа, на которых менее контрастно проявляется общая закономерность приуроченности наиболее мощных КВ к поднятиям.

Похожие палеогеоморфологические особенности развития и распределения характерны и для средне-позднетриасовых КВ, когда в пределах этого же МБАР в мезозойское время структуры формировались в двух различных структурно-формационных зонах, резко отличающихся условиями развития и сохранения элювиальных толщ [35-38]. Одна из них охватывает всю северо-западную половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилуйского наложенного мезозойского прогиба (АВНМП),

являющегося на протяжении длительного времени (норий-ранний лейас) денудационной и только в плинсбахе – денудационно-аккумулятивной поверхностью. Здесь ко времени корообразования были развиты верхнепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения, а также породы трапповой формации (долериты и туфы) нижнего триаса. Только в полосе шириной примерно до 30 км (редко больше по депрессиям и древним водотокам, размывавшим трапповое плато) вдоль бровки северо-западного борта этого же прогиба в то время обнажались терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. Здесь в средне-позднетриасовое время, судя по сохранившимся разрезам полного профиля латеритоподобной КВ, существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Такие профили изучены нами на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя мощностью до 15 м (правобережье нижнего течения р.Малой Ботубии), на траппах нижнего триаса мощностью до 43,5 м (Хатат-Юлегирское междуречье), на кимберлитах мощностью до 15 м (трубка имени XXIII съезда КПСС). Вторая – юго-восточная зона района, совпадающая с центральной частью АВНМП, была неблагоприятной для интенсивного корообразования. Здесь в среднем и позднем триасе обнажались терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. В процессе корообразования разрушенный материал пород субстрата сносился в пониженные участки центральной части прогиба. Синхронность этих процессов подчеркивается отсутствием КВ под глинистыми осадками иреляхской свиты (до 60 м), сохранившимся от размыва в мелких депрессиях. Возможно, что на больших поднятиях в прогибе КВ могла достигать значительной мощности.

В позднем девоне – раннем карбоне на большей части территории Непско-Ботубобинской и Анабарской антеклиз и их склонов, а также почти на всей площади МБАР и Далдыно-Алакитского алмазonoсного района (ДААР) подвергались выветривания *терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя*. Из-за значительно большего эрозионного среза пород в допозднепалеозойское время, чем в дораннеюрское, сохранность средне-позднетриасовых КВ оказалась здесь относительно лучшей, чем позднедевонских-раннекаменноугольных [39-41]. Эти КВ вместе с перекрывающими их отложениями фиксируют поверхности последних циклов денудации описываемых двух глобальных и продолжительных эпох корообразования. Обычно выветриванию на этой территории подверглись плотные серые, светло-серые иногда грязно-серые карбонатные песчанистые алевролиты и известково-доломитовые песчаники, а также отдельные прослои карбонатизированных глин. Нижние части зоны дезинтеграции в таких профилях представлены

раздробленными многочисленными трещинами и микротрещинами желтыми и желтовато-серыми известково-доломитовыми песчаниками и алевролитами. Структурно-текстурные особенности материнских пород здесь обычно сохраняются полностью. Во фракции мельче 0,001 мм породы содержат (рис.1) слабо деградированную гидрослюда политипной модификации  $2M_1$  с полубеспорядоченной структурой, а также триоктаэдрическое хлорит-монтмориллонитовое (ХМСО) и диоктаэдрическое монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование (МГСО). При этом в низах разрезов в существенном количестве присутствует гидрослюда  $1M$ . Для обеих смешанослойных фаз нередко характерно упорядоченное чередование пакетов, унаследованное от исходных пород нижнего палеозоя. В средних частях таких профилей наблюдаются значительные участки (трещины и пустоты выщелачивания первичных карбонатов и триоктаэдрических минералов), заполненные преимущественно прозрачными серовато-желтыми шестоватыми кристаллами гипса, а иногда и алюминита, алунита и кальцита. Триоктаэдрические слоистые силикаты в этих частях разреза существенно уменьшаются, отчего в глинистой составляющей присутствует главным образом гидрослюда  $2M_1$  и МГСО также с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. В темно-коричневых до желтовато-серых глинах верхних частей профилей выветривания этих пород также преобладает МГСО с более высоким содержанием разбухающих пакетов, унаследовавшая от аналогичной фазы из нижележащих отложений упорядоченное чередование слоёв на основе сочетаний  $AB^3$  и  $AB^5$  [14]. Присутствует здесь и примесь гидрослюда  $2M_1$ , характеризующаяся полностью беспорядочной структурой.

В профилях с более глубоким гипергенным преобразованием пород уже в верхних горизонтах зоны дезинтеграции доминируют глинистые образования, а также линзы, желваки и прожилки белых и серовато-белых вторичных образований, состоящих (рис.1) из алунита, алюминита, базалюминита, гипса и кальцита. Нижние части таких профилей представлены мелкозернистыми плохо отсортированными известковистыми алевролитами иногда с прожилками песчаников. В связи с более интенсивным выветриванием пород в этом типе профилей рефлексы глинистых минералов на дифрактограммах характеризуются большей диффузностью.  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  в таких породах, судя по совпадению зон выделения Si, Al, K и Fe на картинах сканирования в характеристических рентгеновских лучах, входят в основном в состав силикатных минералов ( $Fe^{2+}$  в структуру хлорита, а  $Fe^{3+}$  - трехэтажные слои диоктаэдрического типа). Анализ кривых ИКС исходных и прокаленных до 600°C образцов



из нижних частей рассматриваемого типа КВ показал, что  $\text{Fe}^{3+}$  в структуре содержащихся здесь триоктаэдрических минералов находится в октаэдрических позициях. В породах около трещин и выщелоченных пустот встречаются участки выделений более короткостолбчатого, чем в низах профилей, желтовато-серого минерала, диагностируемого как ярозит. Глинистые минералы здесь представлены гидрослюдой  $2M_1$  и МГСО, в структуре которой к верхам этой зоны увеличивается содержание разбухающих пакетов. Хлорит, широко развитый в нижних частях профилей КВ допозднепалеозойского возраста, по данным растровой электронной микроскопии, характеризуется относительно крупными частицами. Гидрослюда  $2M_1$  сложена псевдоизометричными микроблоками (иногда довольно крупными), отличающимися от частиц хлорита жесткостью и большей толщиной по оси  $c$ . МГСО 1М локализуется в виде микроагрегатов, состоящих из более мелких частиц, близких по форме к собственно гидрослуде [6]. Меньшая стабильность смешанослойной фазы определяет последовательное увеличение вверх по разрезу роли Al в октаэдрических позициях её структуры, на что указывает сохранение на ИК-спектрах полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al<sup>VI</sup>-связи с частотой 525-530  $\text{см}^{-1}$  после прокаливания образцов при 550-600°C [5].

Наиболее детально средне-позднетриасовая *кора выветривания на долеритах* изучена нами в пределах юго-восточной окраины ТВС, т.е. в пределах МБАР и ДААР. Трапповое плато, занимающее северо-западную часть МБАР, и развитая на нём площадная остаточная КВ вместе с породами субстрата в послераннеюрское время подверглись интенсивной денудации. Поэтому КВ на долеритах здесь сохранилась от размыва только в понижениях плато или в тектонически опущенных блоках. Мощность КВ на долеритах составляет обычно первые метры, лишь в отдельных разрезах достигая 50 и более метров. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть КВ – зона дезинтеграции. Размеры останцов такой коры обычно небольшие (до 1  $\text{км}^2$ , редко больше). Форма их овальная, неправильная. Кроме площадных элювиальных образований этого типа, в северной части МБАР установлена линейная КВ долеритов (мощностью до 30 м), развитая вдоль зоны тектонических нарушений. Следует при этом отметить, что большинство сохранившихся полей этой КВ располагаются на пониженных участках современных водораздельных пространств траппового плато, имея выход на дневную поверхность, и в меньшей степени – в пределах склонов мезозойских депрессий, где указанные элювиальные толщи перекрыты нижнеюрскими отложениями.

Исходные, не подвергшиеся выветриванию, породы в северной части МБАР и в ДААР представлены разнозернистыми серыми и темно-серыми долеритами, сложенными плагиоклазами (лабрадор-битовнит), моноклинными пироксенами (авгит), ильменитом, магнетитом, оливином, биотитом и стекловатым мезостазисом. Преобладают пойкилоофитовая и интерсертальная структуры, значительно реже офитовая и порфиоровая. Уже в нижних горизонтах зоны дезинтеграции наблюдается разложение плагиоклазов и фемических минералов и формирование по ним железисто-глинистых тонкодисперсных агрегатов. На этом этапе наблюдается существенное перераспределение Si, начальная стадия окисления  $\text{Fe}^{2+}$  и резкое усиление гидратации минералов, ведущее к скоплению в продуктах выветривания адсорбированной и конституционной воды. Вверх по разрезам увеличивается сеть различных макро-, мезо- и микротрещин, выполненных вторичными минералами (кальцитом, иддингситом, гётитом и гематитом). Большинство реликтовых минералов долеритов здесь замещены глинистыми образованиями и гидроксидами железа. На дифрактограммах воздушно-сухого препарата фракции мельче 0,001 мм выветрелого долерита с указанных частей разрезов наблюдается асимметричный рефлекс со значением 13,8 Å, свидетельствующий о многофазовом составе этих образований. После насыщения образцов глицерином на рентгенограммах отмечаются два интенсивных отражения. Первое – со значением 14,1 Å по соотношению интенсивностей рефлексов и величине параметра  $b=9,20$  Å относится к вермикулиту, а второе – 17,7 Å, соответствует разбухающему монтмориллониту ( $b=9,02$  Å), принадлежащему ди-триоктаэдрической разновидности. Образование в нижних горизонтах этой КВ вермикулита связано преимущественно с изменением биотита. Вследствие выщелачивания из биотита К и возникновения в его структуре прослоев из молекул  $\text{H}_2\text{O}$ , координированных Mg, образуется вермикулит с близкими размерами элементарной ячейки в базисной плоскости. Вынос в дальнейшем части Mg из структуры вермикулита и окисление подавляющей массы  $\text{Fe}^{2+}$  ведёт к возникновению монтмориллонита, близкого к ди-триоктаэдрическому  $\text{Mg-Fe}^{3+}$ . О преобладании  $\text{Fe}^{3+}$  свидетельствует исчезновение полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al<sup>VI</sup>-связи с частотой 525-530  $\text{cm}^{-1}$  на кривых ИКС после прокаливании наименее изменённых образцов, особенно из нижней части профилей. По мере преобразования вермикулита в монтмориллонит, последовательно уменьшается параметр  $b$  исходного минерала. При этом монтмориллонит в межслоевых промежутках содержит в основном Mg. Кроме того, в продуктах начального выветривания долеритов широко развит

диоктаэдрический монтмориллонит ( $b=8,93 \text{ \AA}$ ), обогащённый Na в межслоевых промежутках. В виде мономинеральной ( $d=12,40 \text{ \AA}$ ) фазы он нередко заполняет трещины в породе, что обусловлено интенсивным переходом в свободное состояние и частично полным выносом из системы содержащегося в плагиоклазах Ca. Под растровым электронным микроскопом видно, что Na-монтмориллонит представлен близкими к глобулярной форме микроагрегатами размером 30-40 мкм, состоящими из тонких листоватых частиц псевдоизометричного габитуса – ультрамикроблоков. По рентгеноспектральным исследованиям этот монтмориллонит содержит в структуре, наряду с Al, некоторое количество Mg и сравнительно мало Ca. Железа в нем также немного и распределено оно по площади сканирования относительно равномерно так, что не совпадает с зонами выделения других элементов, отчего концентрация его в структуре этого монтмориллонита не наблюдается. Кальций, освобождающийся в это время при частичном разложении плагиоклазов, образует  $\text{CaCO}_3$ . В целом дезинтеграция долеритов на ранних стадиях выветривания на довольно крупные элементы и развитие среди продуктов выветривания в основном гидрофильных минералов (вермикулита и монтмориллонита), как правило, затрудняет перераспределение щелочных земель и кремнезёма, вследствие чего образование каолинита в таких профилях протекает довольно медленно и начинается лишь при определённых концентрациях указанных элементов в элювии. Заметно препятствует его развитию и состав собственно монтмориллонита или  $\text{VMCO}$ . Эти минералы характеризуются существенным замещением  $\text{Al}^{\text{VI}}$  на  $\text{Fe}^{3+}$  и Mg, что подчеркивается также возникновением примеси Ca-Fe-Mg-силикатов в процессе термической обработки фракции мельче 0,001 мм изменённых пород. Последовательность преобразования минералов в КВ долеритов показывает, что возникновение каолинита в значительной мере происходит через стадию наименее структурно упорядоченного  $\text{VMCO}$  после выноса из его структуры фермических элементов. Порядок изменения химического и минерального состава долеритов при выветривании указывает, что последний относится к щелочному типу [8,19].

*Кора выветривания на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва* установлена в разных позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зонах МБАР. Меньшая устойчивость туфов и туфобрекчий в процессах корообразования, по сравнению с вмещающими породами, позволяет наиболее рельефно проследить на них установленную закономерность более интенсивного развития (независимо от типов пород субстрата) и лучшей сохранности КВ в пределах денудационной

поверхности выравнивания, территориально совпадающей с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинам. Так, туфогенные породы трубчатых тел А-48, А-50 и др. на Мирнинском палеоподнятии подверглись выветриванию на значительную глубину. Здесь под нижнеюрскими осадками и траппами вскрыта КВ значительной мощности (до 90 м). В таких разрезах установлены и более зрелые её горизонты. В центральных частях Кюеляхской верхнепалеозойской впадины и АВНМП на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва (А-200, А-220, А-400 и др.) установлены только самые нижние горизонты (зоны дезинтеграции и начального выщелачивания) КВ мощностью в несколько метров. Следует отметить, что в пределах Мирнинского палеоподнятия, наряду с трубками взрыва, выветрелыми на значительную глубину, встречены трубчатые тела (А-88, А-103 и др.) со слабо выраженным корообразованием. Такое положение можно объяснить различной степенью переработки агломератовых туфов и туфобрекчий трубчатых тел гидротермально-метасоматическими процессами как в период их становления, так и в дальнейшем. Чем интенсивнее эти породы подверглись переработке, тем менее устойчивыми они становятся к выветриванию. Ярким примером в этом отношении является трубка А-49, по породам которой, сильно изменённым гидротермально-метасоматическими процессами, в позднедевонское-раннекаменноугольное время весьма интенсивно и на значительную глубину развивалось корообразование. Скважина глубиной около 100 м в центре трубки не вышла из измененных пород. Перекрывается это тело долеритами и нижнеюрской осадочной толщей общей мощностью до 17 м. Поскольку изученный разрез туфов и туфобрекчий прерывается примерно 27-метровой толщей долеритов (глубины 107,8-134,4 м), то для понимания процессов выветривания и особенностей изменения вещественного состава его продуктов нами наиболее детально исследована верхняя (глубины 17,0-107,8 м) часть вскрытого скважиной разреза. Выветрелую часть этого интервала с некоторой долей условности можно разделить на две зоны, связанных постепенным переходом: верхнюю (17,1-48 м) и нижнюю (48-94,2 м). Для характеристики туфов и туфобрекчий нами изучены также породы, залегающие ниже указанного интервала и представленные плотными туфогенными образованиями.

Исходные (материнские) породы (глубина 94,2-107,8 м) в низах трубки представлены зелеными и грязно-зелеными сравнительно плотными туфами и туфобрекчиями (средняя плотность пород до 2,90 г/см<sup>3</sup>, пористость 13-25%). Основная масса пород характеризуется в целом

слабой раскристаллизованностью, реже она стекловатая. Сложены породы сравнительно плотным пирокластическим материалом с мелкими обломками иных пород, кварца, полевых шпатов, биотита и других минералов. Включения (размером до нескольких сантиметров) состоят из обломков терригенно-карбонатных пород, песчаников, алевролитов и траппов. В выветрелых породах данного разреза преобладают псефито-псаммитовые и кристалло-литовитрокластические структуры. Дифракционная картина фракции мельче 0,001 мм образцов из низов разреза и её изменение при различных обработках указывает, что в отличие от исходных долеритов в сравнительно плотных туфогенных образованиях присутствует (рис.2) в основном хлорит, который, судя по значению  $b=9,27 \text{ \AA}$ , относится к Mg-Fe-типу. Некоторое сжатие кристаллической решетки при прокаливании свидетельствует об определённой «дефектности» его структуры. Наличие в слабо изменённых туфах и туфобрекчиях хлорита подчёркивается как присутствием на кривых ДТА дериватограмм эндоэффектов при 550 и 740°C, связанных, соответственно, с разрушением брусито- и талькоподобного слоев в структуре минерала, так и спектром ЯГР, указывающим на преобладание в структуре  $\text{Fe}^{2+}$  ( $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} \approx 2,5$ ). На кривых ИК-спектров в области валентных колебаний ОН-групп также отмечаются две слабые полосы поглощения с частотами около 3400 и 3600  $\text{см}^{-1}$  (соответственно в брусито- и талькоподобных слоях). После насыщения образца глицерином появляется довольно интенсивный рефлекс 17,7  $\text{\AA}$ , указывающий также на наличие во фракции мельче 0,001 мм слабо выветрелых туфогенных образований Mg-Fe-монтмориллонита, который ассоциирует с реликтовой примесью вермикулита, характеризующегося, судя по значению  $d=1,521 \text{ \AA}$ , содержанием в октаэдрических сетках его структуры, наряду с Mg, значительного количества  $\text{Fe}^{3+}$ . Преобладание в низах рассматриваемого профиля этих минералов обуславливает близкий характер кривых ИКС как исходных образцов, так и после их термической обработки. Соответственно, высокое значение квадрупольного расщепления  $\Delta$  для части  $\text{Fe}^3$  (положение  $\text{P}_3$ ) указывает на сильное искажение его октаэдров ( $\Delta \geq 1 \text{ мм/с}$ ). Это может быть связано с окислением  $\text{Fe}^{2+}$  при возникновении вермикулита и диоктаэдрического монтмориллонита. Образующиеся иона  $\text{Fe}^{3+}$  концентрируются в триоктаэдрических участках новообразованных структур. Основной механизм компенсации возникающего в этом случае избыточного положительного заряда связан с появлением  $\text{O}^{2-}$  за счёт депротонизации ОН-групп, что и влияет на форму октаэдров, содержащих ионы  $\text{Fe}^{3+}$ . Ещё одна форма ионов  $\text{Fe}^{3+}$  (положение  $\text{P}_2$ ) также находится в октаэдрической координации, но

в тех участках силикатных слоёв ди-триоктаэдрического монтмориллонита, где в ближайших по отношению к ним тетраэдрах ионы Si замещены на ионы Al, а избыточный (-) заряд компенсируется межслоевыми катионами. В этом случае фиксируются средние по величине значения  $\Delta \sim 0,6-0,8$  мм/с. Отмечается также аналогичное с материнскими породами распределение железа по структурным позициям, характеризующееся существенным увеличением роли его трехвалентной формы ( $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} \approx 1,6$ ). В связи с относительным накоплением в этом случае монтмориллонита, значение  $\Delta$  (положение  $\text{P}_2$ ) несколько снижено, что может быть связано с примесью гидроксидов с более низкими значениями  $\Delta$  (порядка 0,50 мм/с), которые отдельно не выявляются вследствие недостаточного разрешения спектра между значениями 0,60 и 0,50 мм/с. Развитые в изменённых агломератовых туфах и туфобрекчиях (как и в КВ долеритов) триоктаэдрические и ди-триоктаэдрические минералы почти полностью (за исключением следов собственно диоктаэдрической фазы с  $d=12,3$  Å) растворяются в  $\text{CH}_3\text{COOH}$ . Частичное сохранение на дифрактограммах отражений, кратных 7,15 Å, а также присутствие в образце фазы со значением  $b=8,90$  Å указывает на небольшую примесь каолинита [15, 17, 31-33].

Вверх по разрезу зоны дезинтеграции этого разреза наблюдается быстрое окисление и разложение хлорита, который уже на глубине 92,1 м фиксируется под растровым электронным микроскопом в виде локальных выделений в породе. Свидетельством его разрушения служит исчезновение, по данным ЯГР, ионов  $\text{Fe}^{2+}$  и формы  $\text{Fe}^{3+}$  с наиболее высоким  $\Delta$ . При этом ионы железа переходят в трехвалентное состояние (оксиды и гидрооксиды). Образуется гематит, о чём свидетельствует появление в спектре ЯГР шести линий с параметрами  $H_{\text{эф}} \sim 503$  кэ,  $\Delta \sim 0,15$  мм/с,  $\delta \sim 0,17$  мм/с (относительно Pd), что является результатом зеемановского расщепления уровня ядер железа в  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  при действии эффективных магнитных полей. Постепенно исчезают в этой зоне вермикулит и Mg- $\text{Fe}^{3+}$ -монтмориллонит, вместо которых (судя по появлению на дифрактограммах после насыщения образцов глицерином рефлексов 18,0- 19,0 Å и, главным образом, по данным Фурье-преобразования), как и в наиболее выветрелых долеритах, возникает неупорядоченное ВМСО с  $d=1,49$  Å, что указывает на увеличение роли трехвалентных катинов (в том числе Al), в его структуре. Неупорядоченный характер этого смешанослойного образования определяется также почти полной аморфизацией его при прокаливании при 550-600°C либо собственно монтмориллонит или вермикулит дают [8] чёткую дифракционную картину с периодом 9,6-9,8 Å. Это образование полностью растворяется

в 10% растворе HCl и частично в тёплой 5%  $\text{CH}_3\text{COOH}$ . Оно характеризуется исчезновением полосы поглощения Si-O-Al<sup>VI</sup>-связи с частотой 525-539  $\text{см}^{-1}$  после прокаливании образцов при 600°C, что свидетельствует о сохранении в его структуре элементов триоктаэдричности. Из трехвалентных катионов в октаэдрических позициях минерала преобладают ионы  $\text{Fe}^{3+}$ , что подтверждается наличием в центральной части спектра ЯГР дублета линий, обусловленных присутствием ионов  $\text{Fe}^{3+}$  в положении  $\text{P}_2$ . Кроме того, фиксируются входящие в октаэдрические сетки этого же минерала ионы  $\text{Fe}^{3+}$  в положении  $\text{P}_1$  с наименьшим значением  $\Delta$ . Октаэдры, включающие ионы  $\text{Fe}^{3+}$  этой формы, наименее искажены благодаря симметричному окружению только трехвалентными ионами в октаэдрической сетке с ионами  $\text{Si}^{4+}$  в тетраэдрической. Первый дублет ионов  $\text{Fe}^{3+}$  силиката (положение  $\text{P}_1$ ) отражает, вероятно, их вклад в структуру гётита, который, судя по интенсивному рефлексу 4,16 Å на дифрактограммах, присутствует здесь в существенном количестве. Однако из-за высокой дисперсности частиц гётита в мессбауэровском спектре не выявляется сверхтонкая структура  $\text{Fe}^{3+}$ , хотя дублет линий четко фиксируется. Выше по разрезу с повышением содержания гётита этот дублет выявляется по минимальной полуширине спектра ( $\Gamma_1=0,28$  мм/с). Однако в верхах этой КВ содержание гётита несколько сокращается. В этом направлении увеличивается содержание каолинита, который представлен здесь относительно тонкими по оси микроблоками размером не более 2-3 мкм. Интенсивное развитие здесь каолинита сопровождается выделением аморфного кремнезёма [26-28].

*Кора выветривания на туфогенных образованиях* корвунчанской свиты нижнего триаса, по сравнению с площадными остаточными КВ на терригенно-карбонатных породах и долеритах, распространена весьма ограничено. Такие туфогенные породы нижнего триаса сохранились от размыва в виде относительно небольших полей лишь в самой северо-западной части МБАР. На остальной территории траппового плато отмечаются мелкие разобщённые сложных очертаний останцы этих пород, выполняющие отрицательные формы раннетриасового рельефа. Сохранившаяся мощность КВ туфогенных образований корвунчанской свиты обычно составляет первые метры, только изредка достигая до 27 м. Выветрелые породы в таких профилях представлены зеленовато- и желтовато-серыми или коричневыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями. Обломочный материал (включения алевролитов, терригенно-карбонатных пород, долеритов, гравия кремнистых пород и др.) в отдельных местах составляет до половины объёма туфогенных образований. Структура материнских пород преимущественно

кристалло-литовитрокластическая, псефито-псаммитовая, участками до псаммитовой. Цементирующая масса сложена изотропным пепловым материалом (бурой и грязно-бурой окраски) с обломками различных пород (траппов, алевролитов и кварцитов) и некоторых породообразующих минералов (кварца, полевых шпатов и др.). Нередко в этих довольно плотных туфогенных породах отмечаются следы вторичных изменений – ожелезнения, пиритизации и кальцитизации. По мере выветрелости пород изменяется и их окраска. В нижних частях профилей выветривания (т.е. на ранней стадии преобразования пород) по первичным железистым минералам (магнетит и др.), содержащим в основном двухвалентное железо, развиваются (рис.2) псевдоморфозы в виде безводного оксида Fe – гематита. Выше по разрезу он переходит в наиболее устойчивый в гипергенных условиях гидроксид Fe – гётит. При окислении  $Fe^{2+}$  в структуре хлорита и разложении последнего вначале также возникает (рис.2) гематит, который по мере усиления выветрелости пород опять-таки переходит в гётит. Биотит последовательно трансформируется в парагенетическую ассоциацию вермикулита и монтмориллонита. Последний на ранних этапах выветривания в связи с наличием в структуре преимущественно Mg и  $Fe^{3+}$  близок к ди-триоктаэдрическому типу. Детальный анализ изменения форм железа в продуктах выветривания позволил дифференцировать его распределение и соотношение форм с различной валентностью по разрезу и в составе отдельных минеральных фаз. В хлорите  $Fe^{2+}$  находится в двух позициях ( $M_1$  и  $M_2$ ), преобладая в цис-позициях ( $M_1$ ). В свою очередь,  $Fe^{3+}$  в вермикулите и в ди-триоктаэдрическом монтмориллоните также распределён по двум позициям, соответственно  $P_3$  и  $P_2$  [20].

Кора выветривания *на кимберлитовых породах* отмечена на многих трубках СП. Так, в МБАР КВ кимберлитов отмечена на трубках имени XXIII съезда КПСС, Дачная, Таёжная, Амакинская, Интернациональная и Мир. Наиболее химически переработанными являются кимберлиты трубки им. XXIII съезда КПСС [5-7,10-15], по скважинным разрезам которой отмечена более глубокая химическая переработка других кимберлитовых диатремах Якутии. Изученные нами новые разрезы (скв.А-63К и шахта 102) позволили провести комплексные исследования минерального состава кимберлитовых пород в процессе выветривания. Так, исходные, подвергшиеся выветриванию, породы этой трубки представлены серой и голубовато-серой плотной кимберлитовой брекчией (скв.А-63К, глубина 32,9 м; шахта 102, глубина 30 м и ниже). Преобладающая масса породы сложена агрегатами кальцита и серпентина с мелкими рассеянными выделениями магнетита. Количество обломочного материала

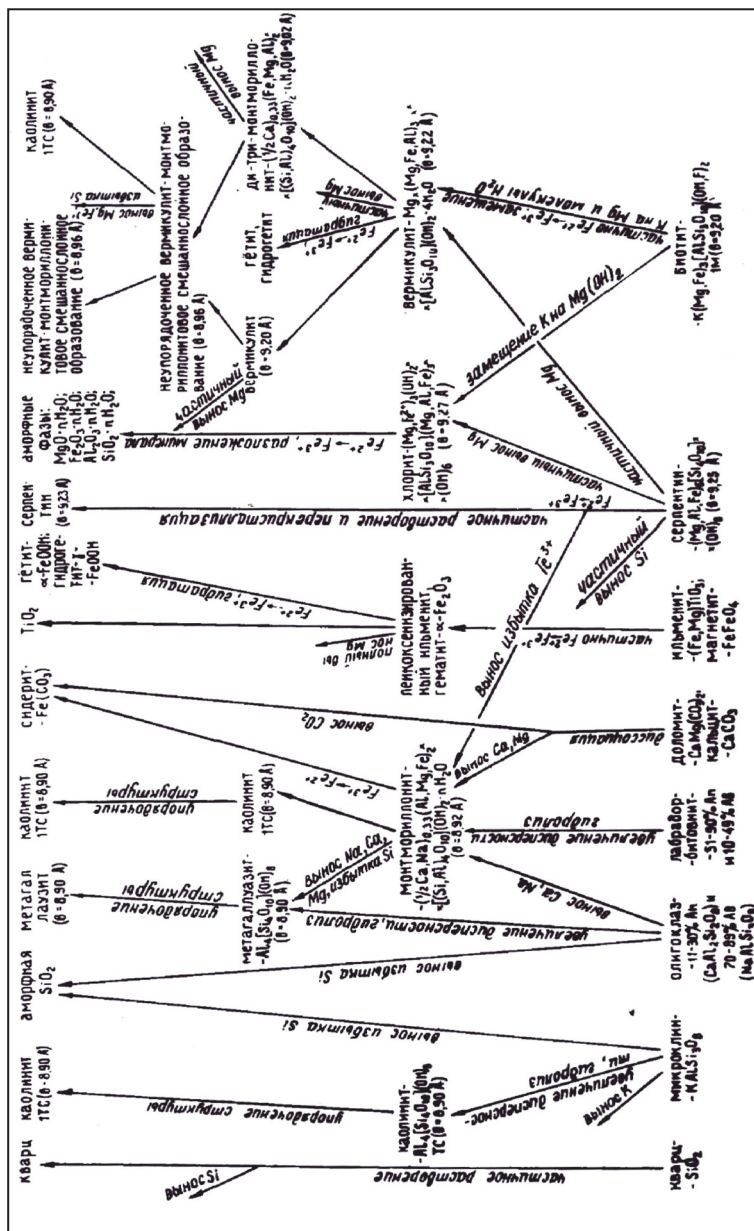


Рис.2. Схема преобразования минералов в коре выветривания туфогенных образований

редко превышает 25% объёма породы. Из слоистых силикатов таких пород установлены (рис.3) пластинчатые серпентины, структура которых состоит из слоёв типа *A* и *B* [7]. Ассоциирует серпентин в таких участках с гидрослюдай, МГСО, хлоритом, вермикулитом и монтмориллонитом. Гидрослюда связана в основном с диоктаэдризацией флогопита и наследует свойственный последнему политип 1М. Выше по разрезу усиливается трещиноватость пород. Трещины выполнены грязно-бурыми (местами до серовато-чёрных) вторичными образованиями. Отдельные прослои сложены сероцветными глинистыми образованиями с большим количеством мелких (мельче 0,1 мм) выделений гидроксидов железа и сидерита. Иногда на фоне сильно изменённых (до глинистого состояния) образований встречаются единичные слабо изменённые псевдоморфозы серпентина. Содержание гидрослюда здесь в целом небольшое, но нередко возрастает количество монтмориллонита, причем вверх по разрезу он становится (рис.3) более поликатионным, так как в составе лабильных межслоевых продуктов относительно возрастает роль Na. Судя по значению  $b$  (8,93 Å), в октаэдрических сетках его структуры присутствует главным образом Al и частично  $Fe^{3+}$ . По всему профилю выветривания монтмориллонит ассоциирует (рис.3) с переменной примесью МГСО, которому здесь свойственна тенденция к упорядоченности, а к верхам приобретает явные элементы разупорядоченности структуры. В этой части профилей присутствует более существенная, чем в неизменённых кимберлитах, примесь Fe-Mg- или близкого к Mg типу хлорита, представленного за счёт частичной деградации смесью разностей как с «нормальной», так и с «дефектной» структурами [13-15]. В ассоциации с ними отмечается (рис.3) примесь серпентина, представленного структурным типом *A* [18]. Это сопровождается уменьшением его параметра  $b$  (с 9,20 до 9,15 Å) вследствие повышения в структуре роли катионов с меньшим ионным радиусом ( $Fe^{3+}$ ). Судя по проявлению в этой зоне (в прослоях с невысоким содержанием хлорита) на кривых ДТА дериватограмм интенсивного эндоэффекта при температуре 540-560°C и экзоэффекта при 900-910°C, а также сохранению на дифрактометрических кривых слабых рефлексов, кратных 7,15 Å после обработки образцов HCl, в этих продуктах выветривания есть примесь каолинита. В продуктах выветривания самих верхних горизонтов описываемых профилей содержится в основном монтмориллонит, ассоциирующий обычно с неупорядоченными МГСО, в межслоевых промежутках которых преобладают Mg и Ca. Значительно увеличивается здесь и отношение интенсивностей рефлексов 10 и 5 Å на дифрактограммах, что указывает на последовательное изменение совершенства структуры

и химизма слюдястых минералов. Соответственно, на кривых ИК-спектров образований самих верхних частей профилей сохраняются полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al<sup>VI</sup>-связи с частотой 525-530 см<sup>-1</sup> после прокаливания образцов при 600°C, которая исчезает в продуктах нижних частей профилей. Это свидетельствует об увеличении по разрезу содержания Al в структуре трехэтажных минералов разбухающего типа. Серпентин сохраняется (рис.3) вплоть до самых верхних частей разреза, а содержание каолинита практически не меняется.

Таким образом, в основных алмазоносных районах СП одновременному выветриванию в позднем девоне - раннем карбоне и среднем – позднем триасе подверглись различные породы, что обусловило специфический характер гипергенных продуктов, возникающих особенно на промежуточных стадиях, в профиле КВ на породах каждого типа. В ряде случаев денудация элювиальных толщ, сформированных на рассматриваемых породах, также происходила в одно и то же время. Поэтому в отдельные участки аккумулятивных бассейнов, за счёт размыва и переотложения продуктов выветривания различных пород, поступал весьма неоднородный материал, характеризующийся для каждой определённой коры специфическими типоморфными особенностями как первичных, так и вторичных минералов. В связи с этим важно установить в разрезах КВ на различных породах главнейшие типоморфные признаки, свойственные индивидуальным разностям первичных и вторичных минералов. Так, присутствующий в терригенно-карбонатных породах триоктаэдрический, в основном раннекатагенетический тонкодисперсный хлорит, образующий цемент в породах и возникающий, в отличие от метаморфических разностей этого минерала, при низких значениях *P* и *T* среды, быстро разлагается в зоне гипергенеза. Поэтому пелитоморфные продукты выветривания этих пород представлены исключительно диоктаэдрическими минералами. На ранних стадиях выветривания это первичные минералы (гидрослюда и МГСО), а на более поздних стадиях и вторичные минералы (в частности, каолинит). О преобладании трехвалентных катионов в октаэдрических позициях структуры указанных минералов свидетельствует параметр *b* их элементарных ячеек (9 Å у разновидностей трехэтажного и 8,9 Å – двухэтажного типа), а также дегидратация их в два этапа (в интервалах около 100-200 и 500-600°C. Особенностью глинистой составляющей КВ терригенно-карбонатных пород, независимо от времени их формирования, следует считать повсеместное присутствие в её составе гидрослюда  $2M_1$  с Al и Fe<sup>3+</sup> в октаэдрических позициях. Весьма характерным минералом в



продуктах выветривания терригенно-карбонатных пород является также МГСО, специфической особенностью которого, наряду с преобладанием в нижних частях разрезов (по отношению к гидрослюде  $2M_1$ ), считается тенденция к упорядоченному чередованию пакетов, унаследованная от предыдущего этапа интенсивного катагенетического преобразования исходных пород. Для верхних частей этого типа КВ характерен и каолинит с полубеспорядочной структурой. Следовательно, присутствие каолинита и гидрослюды  $2M_1$  со значительно разупорядоченной структурой следует считать прямым и наиболее надёжным типоморфным признаком относительно глубокой стадии выветривания терригенно-карбонатных пород. При этом в связи с большей по сравнению со смешанослойной фазой и гидрослюдой  $1M$ , устойчивостью гидрослюды  $2M_1$ , она начинает преобладать над последними, что является дополнительным, кроме парагенезиса с каолинитом, типоморфным признаком для данной стадии выветривания этих пород.

Отличительной особенностью глинистых минералов в слабо изменённых профилях КВ долеритов является сохранение  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита до тех пор, пока в породах фиксируется вермикулит. Это связано с тем, что на первом этапе выноса  $Mg$  из межслоевых промежутков вермикулита монтмориллонитовые слои возникают на поверхности кристаллов исходного минерала, главным образом, со стороны боковых граней. Вследствие этого обе фазы остаются сегрегированными друг от друга и в структурном отношении представляют механическую смесь. Ди-триоктаэдрический тип монтмориллонита одновременно с парагенетической ассоциацией минерала с вермикулитом является надёжным типоморфным признаком продуктов ранней стадии выветривания долеритов. По мере возникновения в верхних частях наиболее изменённых профилей пакетов монтмориллонита в пределах всего объёма кристаллов микроблоки вермикулита распадаются на отдельные слои, сохранившие, несмотря на сопровождающую этот процесс их существенную диоктаэдризацию, реликтовую структуру последнего. Такие слои, неупорядоченно чередуясь с разбухающими пакетами, образуют смешанослойную фазу, присутствие которой в продуктах выветривания основных пород, в связи с совершенно иной природой чередующихся пакетов, является их типоморфным признаком. При резком уменьшении количества вермикулитовых пакетов в структуре смешанослойного образования оно (с одновременным резким увеличением количества дефектов в структуре) всё более приближается к диоктаэдрическому типу, что сопровождается также усилением роли  $Al$  в октаэдрических позициях структуры этой фазы. Данное смешанослойное образование

характеризуется беспорядочным наложением слоёв в структуре и пониженными значениями параметра  $b$  (8,94-8,96 Å) элементарной ячейки. Ему свойственно также слабое разбухание с глицерином после насыщения К, что указывает на относительно высокий заряд силикатных слоёв структуры.

Для нижних горизонтов КВ туфогенных образований трубок взрыва СП наиболее характерными слоистыми силикатами являются вермикулит и низкотемпературных хлорит. Последний, как и хлорит из КВ терригенно-карбонатных пород, быстро разлагается вверх по разрезу. На основе вермикулита здесь, как и в продуктах выветривания долеритов, вначале возникает ассоциация вермикулита и  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита, которые в верхних частях разреза в результате гомотенизации переходят в неупорядоченное ВМСО. Более интенсивное преобразование туфогенных пород трубок взрыва привело к существенно более раннему, чем в долеритах, образованию каолинита. Последний в этом случае формируется в три стадии: по микроклину, средним плагиоклазам (через стадию их монтмориллонитизации) и по ВМСО, причём у слоистых фаз перед этим ухудшается степень совершенства структуры. По данным электронографии и растровой электронной микроскопии, каолинит в этом случае характеризуется в целом беспорядочным наложением слоёв в структуре и нечеткой псевдогексагональной формой кристаллов, особенно при возникновении его по смешанослойной фазе, что характерно для изменённых основных пород. Парагенезис такого каолинита с неупорядоченным ВМСО может служить прямым и весьма надёжным признаком довольно глубокой стадии выветривания этих пород. В исходных туфогенных породах некоторых трубок и корвунчанской свиты средние и основные плагиоклазы преобладают над микроклином, что обусловило появление в продуктах их выветривания каолинита с метагаллузитом. Такую парагенетическую ассоциацию можно использовать в качестве типоморфной как для идентификации основных пород в целом, так и для дифференциации отдельных их разновидностей по продуктам выветривания.

Особый интерес представляет вопрос о типоморфных особенностях продуктов выветривания кимберлитов, в которых в различной степени сохраняются устойчивые минералы этих пород (алмаз, пироп, пикроильменит, хромшпинелиды и др.). Как в плотных, так и в выветрелых кимберлитах нередко отмечаются келифитовые каймы, являющиеся продуктом реакции пироба с расплавом. Внешняя поверхность их обычно покрыта бугорчатыми образованиями, повторяющими рельеф зерна по келифитовой каймой, которая часто имеет радиально-лучистое

строение. Между основанием каймы и поверхностью пироба, как и по трещинам в нем, отмечаются пелитоморфные новообразования, в составе которых преобладает хлорит с незначительной примесью флогопита и кальцита. В глинистой составляющей продуктов выветривания кимберлитов, кроме содержащихся и в легкой фракции серпентина, хлорита и вермикулита, присутствует также монтмориллонит, МГСО и гидрослюда. В октаэдрических сетках структуры разбухающих минералов, судя по  $b=8,93 \text{ \AA}$ , содержатся главным образом  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Al}$ . В нижних и средних частях КВ кимберлитов МГСО характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. К верхам профилей в ней появляются явные элементы разупорядочения структуры и в лабильных межслоевых промежутках, как и в монтмориллоните, преобладают  $\text{Mg}$  и  $\text{Ca}$ . По кристаллохимическим особенностям указанная смешанослойная фаза рассматриваемого типа КВ существенно отличается от аналогичной в изменённых терригенно-карбонатных породах. Это связано с иными природой и химизмом исходного материала, за счёт которых в кимберлитах возникло указанное образование, представленное продуктами диоктаэдризации флогопита и дальнейшей его деградации. Это обуславливает свойственный указанным продуктам высокий отрицательный межслоевой заряд, который наследуется от исходной слюдистой структуры. Такие особенности смешанослойной фазы, характеризующейся специфической неоднородностью слагающих её пакетов, являются важным типоморфным признаком продуктов выветривания кимберлитов. Кроме того, для продуктов выветривания этих пород характерен пластинчатый серпентин, структура которого состоит из слоёв типов *A* и *B*. Серпентин сохраняется вплоть до самых верхов профилей выветривания, где характеризуется политипом *A*. При этом для частиц новообразованного политипа (*A*) вначале характерна округлая глобулярная форма (размер глобул до  $0,5 \text{ мкм}$ ). Глобулы образуются иногда на острых гранях других минералов. Они сочленяются в вытянутые червеподобные сростки длиной в несколько микрометров. Вверх по разрезу профилей выветривания обычно увеличиваются размеры новообразованного серпентина и их сростков. Следует отметить, что морфологические выделения серпентина в породах, не затронутых выветриванием, существенно отличаются от его форм в продуктах гипергенного изменения кимберлитов и родственных им пород. Характерная для этих продуктов выветривания гидрослюда связана в основном с изменением флогопита и наследует свойственный ему политип *1M*, что также является важнейшим её типоморфным признаком.

### *Библиографический список*

1. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко А.А., Горайнов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М., Чепуров А.И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов У и УП разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. № 5. С.79-97.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. № 3. С.366-369.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.М. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. № 2. С.1-13.
4. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. № 3.(9). С.37-55.
5. Гориков А.И., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов А.П., Мохов А.В., Сивцов А.В. Новый упорядоченный смешанослойный минерал лизардит-сапонит из кимберлитов Южной Африки // Доклады РАН. 2002. Т.382. № 3. С.374-378.
6. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г., Серов В.П., Секерин А.П., Галенко В.П., Денисенко Е.П., Барышев А.С., Меньшагин Ю.В., Кошкарёв Д.А. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ. 2003. С.50-84.
7. Зинчук Н.Н. Особенности литолого-минералогических исследований при алмазопроисловых работах на Сибирской платформе // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2018. Т.93. Выпуск 1. С.91-102.
8. Зинчук Н.Н. Коря выветривания как основные поставщики местного материала в мезозойские алмазоносные россыпи // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2018. № 2. С.24-31.
9. Зинчук Н.Н. О литолого-минералогических особенностях древних алмазоносных толщ // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2018. № 3. С.15-23.
10. Зинчук Н.Н. О древних источниках алмазов в россыпях // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2018. № 4. С.44-54.
11. Зинчук Н.Н. Геолого-технологические особенности поисков и разработки кимберлитов // Разведка и охрана недр. 2018. № 10. С.6-15.
12. Зинчук Н.Н. Особенности алмазов из кимберлитов Мирнинского поля (Сибирская платформа) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2019. № 1. С.39-49.
13. Зинчук Н.Н. Об использовании гипергенных образований кимберлитов при алмазопроисловых работах // Отечественная геология. 2020. № 2. С.62-80.
14. Зинчук Н.Н. Особенности флюидных включений в минералах // Вестник Пермского университета. Геология. 2021. Т.20. № 2. С.110-124.
15. Зинчук Н.Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. № 2. С.41-56.
16. Зинчук Н.Н. Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2021. № 3. С.50-61.
17. Зинчук Н.Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторо-

- ждений // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021. № 4. С.35-52.
18. Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазности кимберлитов // Отечественная геология. 2022. № 1. С.36-47.
19. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С.100-120.
20. Зинчук Н.Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2022. № 4. С.38-52.
21. Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. № 4. С.34-49.
22. Зинчук Н.Н. Об особенностях флюидных и гидротермальных включений в некоторых минералах кимберлитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.26. Пермь: ПГНУ. 2023. С.45-64.
23. Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. № 1. С.42-55.
24. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т. Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). М.: Мирнинская городская типография. 2004. 172 с.
25. Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов А.П. Структурно-кристаллохимические преобразования слоистых минералов на разных стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2002. № 1. С.47-60.
26. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д. Стратегия ведения и результаты алмазопроисловых работ // Горный вестник. 1997. № 3. С.53-57.
27. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Горшков А.И. Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 1. С.87-96.
28. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. № 2. С.42-53.
29. Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С.66-72.
30. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдяных минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. № 1. С.53-61.
31. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. № 2. С.53-63.
32. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского университета. Геология. 2001. № 12. С.45-51.
33. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратиферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. № 2. С.57-68.
34. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии.-М.: Недра. 2001.428 с.
35. Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т., Ильяш В.В., Афанасьев Н.С. Алмазность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т.17. 121 с.
36. Савко А.Д., Шевырёв Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли.-Воронеж: ВГУ. 1999. 102 с.

37. Харьков А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов. М. Недра. 1991. 304 с.
38. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. № 5. С.1228-1233.
39. Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Eart Sciences. 2015. Т.465. № 2. P.1297-1301.
40. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vrcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. № 6. P.576-588.
41. Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Jornal of Geochechal Exploration. 2002. Т.76. № 2. P. 93-112.

## TYPOMORPHIC FEATURES OF VARIOUS ROCKS' PRODUCTS OF WEATHERING IN CONNECTION WITH DIAMOND- PROSPECTING WORKS

**N.N. Zinchuk, M.N. Zinchuk**

*nnzinchuk@rambler.ru*

Results of complex research of different in age ancient crusts of weathering on various rocks (terrigenous-carbonate rocks of Lower Paleozoic, dolerites, tuffs and tufogene formations, kimberlites) of the main diamondiferous regions of the Siberian platform indicated that the most important typomorphic indications of clay formations in the studied crusts of weathering are as follows: a) omnipresent dioctahedral hydromica (2M<sub>1</sub>) in the crust of weathering of terrigenous-carbonate rocks and its association in the most mature profiles with kaolinite of relatively ordered structure, than of kaolinite, having been formed at the expense of other rocks; b) constant availability of trappean formation (tuffs, tufogene rocks, dolerites) in sections of crusts of weathering together with di- and trioctahedral montmorillonite, as well as disordered vermiculite-montmorillonite mixed-layered formation, to this or that degree disordered kaolinite, associated in the crust of weathering of tufogene rocks with halloysite (at complete absence of micaceous minerals in the products of weathering); c) the content in the crust of weathering of kimberlites together with polycationic montmorillonite of a significant quantity of trioctahedral chlorite (packets  $\delta$  and  $\delta'$ ), serpentine (structural types A and B) and altered to various degree phlogopite, including related with it hydromica 1M.

*Key words: crusts of weathering, Siberian platform, minerals-neoformations, typomorphism, diamond-prospecting works.*

## ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Анализ поведения глинистых минералов осадочных формаций на различных стадиях седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и метagenеза показал, что в выделенных накапливающихся отложениях осадочных формаций глинистые минералы с учетом их изменения и новообразования на различных этапах осадочного процесса характеризуются специфическими химико-минералогическими и морфолого-генетическими особенностями. Охарактеризованы глинистые минералы и их ассоциации в терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, вулканогенных и галогенных формациях. Особенно детально охарактеризованы глинистые минералы ранних стадий седименто- и диагенеза (частично катагенеза), к которым обычно приурочено большинство древних (верхнепалеозойских и мезозойских) алмазоносных россыпей, по наличию в которых индикаторных минералов кимберлитов обычно проводятся поиски коренных месторождений алмазов с помощью шлихо-минералогического метода. На примере конкретных алмазоносных районах Сибирской платформы показана важность для решения прогнозно-поисковых задач изучения вещественного состава вулканогенной формации и особенностей распределения его материала при формировании разновозрастных коллекторов алмазов.

*Ключевые слова: глинистые минералы, осадочные формации, седиментогенез, диагенез, катагенез, метagenез отложений.*

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.32**

В осадочном чехле земной коры среди слоистых силикатов доминируют глинистые минералы, связанные в основном [5-10, 16] с перетолжением в бассейны седиментации материала кор выветривания (КВ) и в различной степени измененных исходных пород, с поступлением терригенного и вулканического материала из наземных и подводных эруптивных аппаратов. Накопление продуктов их денудации происходит либо в континентальных условиях временными или постоянными водными потоками в локальных водоемах (делювиально-пролювиальные, аллювиальные, болотные, а также пресно- и солоноватоводные озерные осадки), либо в морских бассейнах (мелководные и лагунные осадки, накапливающиеся на участках различной солености, включая глубоководные осадки морей и океанов). КВ возникают [11-15]

при благоприятных соотношениях следующих основных факторов: интенсивности выветривания, глубины возможного корообразования и скорости размыва элювиальных толщ. Интенсивность выветривания резко возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ очень зависит от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит [17-20] вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. На таких водоразделах обычно и формируется мощная КВ, но сохраняется она от размыва только при стечении благоприятных факторов, в первую очередь, в понижениях древнего рельефа денудационной поверхности и в тектонически опущенных блоках. На пенеппене или первичной аккумулятивной равнине дренаж обычно очень слаб, отчего здесь не наблюдается мощных КВ.

Интенсивность гипергенных процессов на планете во многом определяется климатической зональностью. В зонах нивального климата (высокие широты и высокогорные области), где типичны процессы физического выветривания, из главных глинистых минералов, поступающих с континента, накапливаются [21-25] слабо деградированная гидрослюда и Mg-Fe- или Fe-Mg-хлорит. В гумидных умеренных поясах вследствие глубокой деградации слюд развиваются монтмориллонит-гидрослюдистые (MГСО) и вермикулит-монтмориллонитовые смешанослойные образования (ВМСО). В аридных поясах условия возникновения элювиальных продуктов, содержащих диоктаэдрические слоистые силикаты, отсутствуют и вторичные глинистые образования представлены в них лишь слоисто-цепочечными минералами (сепиолит и палыгорскит), гидроталькитами и такими слоистыми силикатами, как сапонит, гекторит и др. Они образуются в осадках осолоненных озер, замкнутых и полужамкнутых лагун окраинных морей и при взаимодействии гидротерм с толеитовыми базальтами рифтовых зон Мирового океана. Только в семиаридных поясах при выветривании кислых пород появляется гидрослюда, а ультраосновных и основных – Al-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонит. В гумидном тропическом поясе резко преобладают процессы химического выветривания, приведшие к образованию монтмориллонита и каолинита (на ультраосновных и основных породах, в том числе и метаморфических) или гидрослюды и каолинита (на средних и особенно кислых породах, включающих древние осадочные и метаморфические аналоги). Дальнейшими продуктами гипергенного изменения всех типов пород являются полуторные оксиды и гидроксиды Fe и Al, а поэтому

на конечных этапах преобразования пород остается ограниченное количество минеральных фаз, включая глинистые минералы. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов должна проводиться с учетом подразделения осадочного чехла земной коры на четыре (сверху вниз) зоны [26-30], соответствующие стадиям: диагенеза (ДГ) – протокатагенеза (ПК<sub>1,3</sub>), ранним подстадиям мезокатагенеза (МК<sub>1,2</sub>), поздним подстадиям (МК<sub>3,5</sub>) – стадии апокатагенеза (АК<sub>1,4</sub>) и метакатагенеза (МГ). При этом стадия ПК и подстадии МК<sub>1,2</sub>, вместе со стадией ДГ, относятся к раннему, а подстадии МК<sub>3,5</sub> и стадия АК – к позднему катагенезу. Три верхние зоны включают собственно осадки и осадочные породы, а четвертая – их метаморфические аналоги. Каждая из этих зон характеризуется различной степенью постседиментационного преобразования отложений, включая содержащиеся в них глинистые минералы. Однако, постседиментационные изменения отложений на фоне общей тенденции последовательной интенсификации их под действием термобарических параметров среды с учетом направленности их, в зависимости от гидрогеохимических условий осадконакопления в главнейших литологических формациях (терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной, вулканогенной и галогенной) характеризуются специфическими особенностями [31-33]. Важнейшей предпосылкой объективного использования результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры (в частности, в отложениях отдельных осадочных формаций) являются не только палеотектонические и палеоклиматические факторы, определяющие закономерности накопления отложений отдельных формаций [34-36], но и исследование достаточно мощных, характерных для каждой формации толщ с необходимым количеством изучаемых объектов, включая и дублирующее число образцов в отдельных частях конкретных разрезов.

Отложения *терригенной формации (или терригенных формаций)* имеют наиболее широкое распространение в осадочном чехле земной коры [37-40]. Наличие в верхней части слагающих конкретный регион легко размокающих в воде глинистых отложений, а также способных к аналогичной дезинтеграции песчано-алевритовых разностей их непосредственно указывает, что они претерпели изменения, соответствующие лишь диагенезу и начальным этапам раннего катагенеза, т.е. относятся к I-ой зоне осадочного чехла земной коры. Это четко сочетается также с присутствием в рассматриваемых отложениях практически неизмененных разновидностей смектита и МГСО с содержанием более 40 % разбухающих слоев, с которыми неупорядочно чередуются подчиненные неразбухающие. Для слюдистых минералов данной

зоны характерна псевдоизометричнопластинчатая форма частиц и отсутствие различия в их морфологии как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях, что указывает [41-43] на их аллотигенное происхождение. Анализ ассоциаций глинистых минералов в соответствующих рассматриваемой зоне отложениях позволяет оценивать климатические условия в предшествующие размыву источников сноса этапы геологического времени. Так, присутствие в накапливавшихся мощных толщах терригенных отложений существенного содержания каолинита непосредственно указывает [44-46] на размыв достаточно зрелых КВ. Это при моно- и олигомиктовом типе обломочного материала указывает, что накопление продуктов, связанных с размывом КВ, в пресных водоемах либо в эпиконтинентальных морях на пассивных континентах Мирового океана можно рассматривать, как одну из основных закономерностей формирования отложений платформенной субформации терригенной формации [47-49]. В случае размыва КВ, сформированных на первично слюдистых породах, содержащих в основном более устойчивую, чем 1М, гидрослюда политипной модификации 2М<sub>1</sub>, последняя наряду с каолинитом также является (рис.1) характерным типоморфным минералом отложений платформенной субформации [50-53]. При этом присутствие в отложениях этой субформации только диоктаэдрических глинистых минералов свидетельствует о накоплении терригенно-аллотигенного материала в пресноводных условиях [15]. В отличие от этого, наличие в рассматриваемых отложениях хлорита как слоистого минерала наиболее ранней генерации, связанного в глинистых разностях с аградационной трансформацией монтмориллонита, а в песчано-алевритовых с развитием в них крустификационного цемента, указывает на приуроченность их к морским бассейнам [8]. Соответственно, преобладание в полимиктовых отложениях гидрослюды 1М и МГСО свидетельствует о размыве активных окраин континентов и накоплении отложений геосинклинальной субформации терригенной формации [10]. При этом сохранность хлорита в этих отложениях может указывать на переотложение слабо измененных гипергенными процессами Fe-Mg-разностей изверженных и метаморфических пород.

В процессе постседиментационного преобразования отложений терригенной формации глинистые минералы, в соответствии с литолого-фаціальным типом накапливавшихся осадков, подвергаются аградационной трансформации. Эти изменения по масштабу отражают степень погружения содержащих их отложений в зоны все более высоких давлений и температур, а направленность процессов зависит от гидрогеохимического характера среды [11-14]. Сравнительно небольшое во II-ой



переходной зоне повышение термобарических параметров среды обуславливает, соответственно, слабое аградационно-трансформационное преобразование разбухающих минералов как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях. Отсюда следует, что выделение этой зоны на основе данных изучения конкретного типа глинистых минералов представляет значительные трудности. Поэтому характерным признаком этой зоны является развитие в песчано-алевритовых отложениях ее определенных разновидностей аутигенных глинистых минералов. Так, в пресноводных отложениях платформенной субформации на ранних этапах мезокатагенеза в проницаемых породах происходит образование вторичного каолинитового цемента, обладающего, в отличие от поступающего из КВ каолинита, высокой степенью идиоморфизма частиц. В свою очередь, развитие в аналогичных породах тонких удлиненных пластинок (т.е. удлиненночешуйчатого монтмориллонита) указывает на морские условия осадконакопления и унаследование их на последующих стадиях постседиментационного преобразования осадков и сформировавшихся из них пород [2, 4-6, 10]. При этом в структурном отношении эта фаза представляет МГСО, содержащее более 40 % разбухающих слоев. Наличие в породах этого цемента, в отличие от бертьеринового, хлоритового и каолинитового, свойственно только поздним этапам подстадий МК<sub>1-2</sub>, на что указывает его закономерная локализация во внутренней части порового пространства, т.е. после развития крустификационного бертьеринового или хлоритового цемента. Такая последовательность выделения в порых песчано-алевритовых пород цемента в виде удлиненночешуйчатого монтмориллонита позволяет использовать его как один из важных типоморфных признаков для выделения раннекатагенетической стадии постседиментационного преобразования отложений морского типа и приуроченности их ко II-ой зоне осадочного чехла земной коры. Снижение в структуре МГСО содержания разбухающих слоев до менее 40 % как в аргиллитах, так и в цементе сильно сцементированных песчано-алевритовых пород указывает, что эта часть разреза соответствует III-ей зоне осадочного чехла земной коры. В аргиллитах глинистые минералы (в том числе со слюдистым типом структуры) представлены в этой зоне, аналогично вышележащим частям разреза, исключительно псевдоизометричными пластинками, т.е. имеют аллотигенный генезис. Свойственную глинистым отложениям всего осадочного чехла земной коры и песчано-алевритовым разностям их в I-ой зоне указанного чехла эту гидрослюду следует рассматривать, как фоновый минерал. Поэтому по морфолого-генетической природе эта разновидность гидрослюды не может быть использована с достаточной

объективностью для подразделения собственно осадочного чехла земной коры на упомянутые выше зоны. В III-ей зоне, одновременно с резким уменьшением содержания разбухающих слоев в структуре МГСО, сопровождающимся адсорбцией ряда минералообразующих катионов, и, что самое главное, К, происходит также последовательное увеличение размеров псевдоизометричных пластинок гидрослюда, обусловленное процессами их частичной рекристаллизации. В то же время наличие в цементе песчано-алевритовых пород морского генезиса удлиненнопластинчатой гидрослюда наряду со снижением количества разбухающих слоев в структуре ассоциирующих с ней МГСО до менее 40 % также является одним из важнейших критериев III-ей зоны, в которой степень постседиментационного преобразования отложений и содержащихся в них минералов соответствуют, в отличие от двух верхних зон, позднему катагенезу. Характерной особенностью указанных смешанослойных образований на рентген-дифрактометрических кривых (рис.1,обр. I-II,а-д) является значение межплоскостного расстояния основного рефлекса этой фазы, равного  $\sim 10\text{--}11 \text{ \AA}$ . В этой зоне четко различается также профиль основного рефлекса рассматриваемой фазы, в зависимости от ее генетической природы. Так, основной рефлекс МГСО со значением около  $10 \text{ \AA}$ , связанного с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов, характеризуется на дифрактограммах плавным снижением его интенсивности в сторону меньших углов  $\Theta$ . Это связано с тем, что при деградации первичных слюд изменение свойственных им микроблоков с наибольшей интенсивностью происходит по их периферии. Центральные части микроблоков изменяются в этом случае в меньшей степени, вплоть до сохранения фрагментов исходной слюды, что определяет присутствие на дифрактометрических кривых таких фаз четко выраженного  $10 \text{ \AA}$ - рефлекса с резким спадом интенсивности его в сторону увеличения углов  $\Theta$ . Это четко указывает на гетерогенность продуктов первичной деградации слюд, частично сохраняющейся, несмотря на интенсивно развивающиеся в III-ей зоне осадочного чехла земной коры аградационные процессы. В отличие от этого аналогичного типа смешанослойная фаза, но связанная с аградацией собственно монтмориллонита связанного, например, с продуктами выветривания бесслудистых изверженных пород [17], характеризуется симметрией основного рефлекса. Такой профиль указанного отражения обусловлен однородной открытостью в структуре исходного монтмориллонита всех межслоевых промежутков. Вследствие этого МГСО, возникающие при аградации монтмориллонита, с учетом некоторого различия заряда отдельных слоев в структуре последнего, следует рассматривать, как

относительно гомогенные структуры. Необходимо иметь в виду, что типоморфный минерал для I-ой зоны отложений терригенной формации – каолинит в нижних частях осадочного чехла земной коры, а именно, начиная с ранних этапов стадии АК, становится неустойчивым. Хотя мелкие пластинки удлиненночешуйчатого монтмориллонита, свойственного II-ой зоне, при трансформационной аградации его в III-ей зоне в удлиненнопластинчатую гидрослюда испытывают существенную регенерацию; последние даже в наиболее древних и, самое главное, испытывавших максимальные погружения отложениях не получают кристаллографически полноценной огранки на концах, типа серошпатокита. Это показывает, что одной из важнейших особенностей накопления и постседиментационного преобразования отложений терригенной формации является относительно невысокая минерализация водной среды (с повсеместным дефицитом К), что способствует сохранению в них каолинита, вплоть до зоны апокатагенеза и метагенеза при накоплении его, соответственно, либо в нормально морских бассейнах, либо в пресных водоемах.

Выяснение особенностей глинистых минералов в отложениях *терригенно-карбонатной и карбонатной формаций* [10-12, 15-17] представляет, по сравнению с отложениями собственно терригенной формации, менее сложную задачу. Это связано с их локализацией либо в виде относительно тонких прослоев, четко выделяющихся в мощных толщах карбонатных пород, либо в существенно обогащенных карбонатным материалом отложениях карбонатного типа. Вследствие более интенсивной аградации диоктаэдрических разбухающих минералов в отложениях рассматриваемых формаций, эту особенность необходимо учитывать при геологической интерпретации результатов их изучения в отложениях этих формаций, чтобы не завышать степень катагенетического изменения содержащих их отложений. В связи с этим при исследовании глинистых минералов в собственно терригенных прослоях отложений этих формаций следует проводить, как показано раньше [16-18] для пластов К-бентонитов, а также другими исследователями [6-9, 17-20], для пластов хлорит-сапонитов, не только в средних их частях, но и периферийных участках. Это позволит путем сравнительного анализа оценить влияние карбонатной среды в краевых частях терригенных прослоев на степень аградации материала в различных диа-метагенетических зонах осадочного чехла земной коры.

Исследование глинистых минералов, кроме рекомендуемого нами для отложений всех формаций первоначального получения рентген-дифрактограмм (рис. 1-4, обр. а-д), в целом, от неориентированных

препаратов, в отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций изучаемые разности пород необходимо обрабатывать на холоде 2 % раствором HCl для разложения карбонатов. В процессе этой процедуры следует учитывать изменение также обменного комплекса как ди-, так и триоктаэдрических смектитов. Кроме аллотигенных глинистых минералов, приуроченных к терригенно-аллотигенным прослоям, большое значение в разрезах отложений этих формаций (особенно в собственно карбонатной) имеет устойчивость в I-ой зоне осадочно-го чехла земной коры слоисто-цепочечных Mg-силикатов. Поэтому для выявления их в реальных разрезах необходимо особенно тщательно исследовать в подошве карбонатных толщ переходные зоны между терригенными и соответствующими карбонатными породами. Важность такой методологии исследования пограничных отложений между карбонатными толщами и терригенными прослоями определяется преобразованием во II-ой зоне слоисто-цепочечных минералов в смектиты, которые в III-ей зоне трансформируются в тальк- и хлорит-сапониты. Являясь специфическими минералами, они во многом способствуют не только реконструкции палеогеографических условий седиментогенеза, но и имеют большое значение в решении ряда вопросов нефтегазовой геологии [8, 15]. Все это показывает, что, в отличие от отложений терригенной формации, основной особенностью накопления и постседиментационного преобразования осадков терригенно-карбонатной и карбонатной формаций является общая повышенная гидрогеохимическая минерализация среды. Отсюда следует, что последний фактор следует рассматривать, как важный типоморфный признак седиментогенеза указанных формаций.

Присутствие в осадочном чехле земной коры мощных толщ Na-и, чаще всего, Са-монтмориллонитовых глин, в ряде случаев в ассоциации с цеолитами [14-16], непосредственно свидетельствует, что содержащие эти минералы отложения относятся к вулканогенной формации. Если в отложениях терригенно-карбонатной и, особенно, карбонатной формаций на относительно более высокую интенсивность аградационно-трансформационных процессов влияет гидрогеохимический характер среды их накопления, то, наоборот, особенности отложений вулканогенной формации в еще большей степени, чем при накоплении отложений терригенной формации, определяются природой исходного материала. Возникая за счет раскристаллизации витрокластического материала различного химического состава при низких термобарических параметрах среды, продукты изменения указанного материала практически не содержат (рис.2-4, обр.а-д) слюду, которая, как весьма



аргументированно показано ранее [11, 17-19], не возникает в гипергенных условиях. В отложениях этой формации однородные толщи монтмориллонитовых глин образуют ценные в промышленном отношении месторождения Na- и Ca-разновидностей, т.е. либо бентонитов, либо флоридинов. Следует при этом иметь в виду, что в соответствии с различной активностью отдельных катионов [20], Na-разновидность монтмориллонита может замещаться кальциевой, как например, в Асканском месторождении Грузии. С отдельными разновидностями монтмориллонитов вулканогенного происхождения, образующихся по кислой витрокластике, ассоциирует высокодисперсный кристобалит, который, например, в значительном количестве присутствует в Огланлинском месторождении Туркмении.

Накопление вулканогенного материала как в пресных водоемах, так и в нормально морских бассейнах определяет раскристаллизацию его уже на ранних этапах литогенеза в виде различного типа смектитов с весьма низким зарядом слоев. Следствием этого является ограниченная способность фиксации ими K и сохранение, вследствие этого, на одинаковых стадиях постседиментационного изменения содержащих их отложений более значительного количества лабильных слоев, чем в продуктах аградации МГСО, связанных с деградацией триоктаэдрических слюд и диоктаэдризацией остаточных продуктов. Это различие, слабо фиксирующееся в I и II-ой зонах осадочного чехла земной коры, особенно четко проявляется в III-ей зоне, обуславливая выделение в толще, содержащей деградированные слюды, прослоев аградированного монтмориллонита в виде характерных «маркеров», которые используются для расчленения и корреляции разрезов [21-23]. Указанное различие в интенсификации адсорбции K этими двумя типами разбухающих минералов можно рассматривать, как основную особенность отложений вулканогенной формации. Это свойство отложений вулканогенной формации имеет важное практическое значение, так как объясняет наблюдающееся в таком случае нарушение общей тенденции последовательного уменьшения разбухающих слоев в структуре минералов из трехэтажных слоев в процессе погружения содержащих их отложений в стратиферу. В связи с этим прослой с аномально пониженным количеством лабильных слоев в структуре МГСО, присутствующие в III-ей зоне осадочного чехла земной коры, однозначно указывают на их вулканогенную природу. Выделение в мощных осадочных толщах таких прослоев позволяет использовать их, как надежные маркеры при расчленении и корреляции фаунистически обедненных отложений.

Отложения галогенной формации приурочены к аридным климатическим условиям к начальным и заключительным этапам соответственно ранней и поздней стадии развития эпиконтинентальных бассейнов лагунного (карабогазского) типа. Они характерны также для начальных этапов ранней стадии развития бассейнов, представляющих зрелые рифтовые части их (красноморского типа) на пассивных окраинах континентов, включая континентальную окраину последних (внутреннюю часть), а также для зон перикратонного опускания и миогеосинклиналей [10, 16]. Глинистые минералы в отложениях этой формации присутствуют в основном в терригенных прослоях. Глинистые разности их, как и в отложениях других формаций, содержат дисперсные минералы, которые, с учетом резко аридного климата при накоплении осадков галогенной формации, отражают характер источников сноса и представляют в этом случае слабо измененный гипергенными процессами материал. Высокая минерализация солеродной среды приводит к еще более значительному, чем при накоплении осадков карбонатной формации, увеличению интенсивности фиксации катионов деградированными минералами. Несмотря на высокую минерализацию водной среды в условиях накопления отложений галогенной формации [8-12], вследствие свойственной I-ой зоне низких термобарических параметров среды, тенденция к более высокой упорядоченности структуры глинистых минералов в отложениях формации проявляется в весьма ограниченных масштабах. Указанная тенденция, учитывая, что слоистые силикаты и алюмосиликаты в рассматриваемой зоне не возникают, проявляется только в несколько более интенсивной фиксации аллотигенными минералами содержащихся в водной среде катионов. Поэтому из аутигенных минералов в этой зоне возникают только гидроталькиты, алюминиты, сульфаты, карбонаты и другие минералы ранней генерации.

Как мы показали на примере изучения отложений терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной и вулканогенной формаций [11-14, 17], глинистые минералы в них как аутигенного, так и аллотигенного генезиса представлены (рис.1-4,обр.а-д) несовершенными в структурном отношении разновидностями. Они характеризуются значительными дефектами, т.е. вакансиями в структуре, которые полностью не заполняются, вплоть до стадии МГ. Это связано с тем, что в пластовых водах и поровых растворах на предшествующих МГ стадиях литогенеза сохраняется дефицит главнейших для структур слоистых силикатов катионов. Поэтому более высокая минерализация среды при накоплении отложений галогенной формации уже в I-ой зоне определяет более интенсивную фиксацию катионов аллотигенными глинистыми

минералами. На поздних этапах стадии ПК в песчано-алевритовых породах кристаллизуется в виде крустификационных каемок хлорит, который, по сравнению с отложениями нормально морских бассейнов, характеризуется повышенной в этом случае магнезиальностью. Главной особенностью отложений галогенной формации уже в I-ой зоне является также отсутствие условий для генерации каолинита. В связи с этим в отношениях рассматриваемой формации каолинит может присутствовать лишь как реликтовая примесь при эпизодической активизации на континенте денудационных процессов, связанных либо с положительными тектоническими движениями в областях источников сноса, либо с понижением уровня водной поверхности в областях осадконакопления. В этом случае в размыв и переотложение могут быть включены полиминеральные, преимущественно ранее накопившиеся осадочные толщи, сложенные в условиях аридного литогенеза, свойственного формированию отложений галогенной формации, слабо измененными гипергенными процессами разностями пород. По мере погружения отложений во II-ую зону и повышения термобарических параметров среды в песчано-алевритовых отложениях начинается интенсивная кристаллизация аутигенных глинистых минералов более поздней, чем хлорит, генерации. Однако, в отличие от отложений терригенной формации, в проницаемых разностях которых, в зависимости от характера водоемов или бассейнов седиментации осадков, т.е. пресноводного или морского типа, соответственно кристаллизуются либо каолинит, либо удлиненночешуйчатый монтмориллонит, а в аналогичных породах галогенной формации возникает только последний минерал.

Наиболее четко особенности аутигенных глинистых минералов в песчано-алевритовых отложениях проявляются в III-ей зоне. Так, развитие в указанных породах удлиненнопластинчатой гидрослюда с пирамидальными окончаниями частиц и высокой степенью совершенства структуры, т.е. сарошпатокита является главнейшим признаком накопления терригенного материала в условиях формирования отложений галогенной формации. Это свидетельствует, что при повышенной в этом случае минерализации пластовых вод и поровых растворов, в совокупности с высокими термобарическими параметрами среды в максимальной степени реализуется свойственная указанному минералу слюдистого типа оптимальная кристаллографическая огранка частиц. Как правило, этот минерал ассоциирует с хлоритом, частицы которого в рассматриваемых фациальных условиях также характеризуются элементами псевдогексагональной огранки. Такая ассоциация глинистых минералов показывает, что в среде минералообразования должны присутствовать

в стехиометрическом соотношении необходимые для их синтеза катионы, а именно: Si, Al, Mg, Fe и K.

Таким образом, приведенные выше особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций являются еще одним дополнительным критерием более объективного выделения их в осадочном чехле земной коры. При этом особенно важное значение имеет в этом случае выделение в каждой формации диа-катагенетических зон с характерными для них типоморфными минералами. Каждый кластер изученных отложений из различных осадочно-природных бассейнов характеризуется своим полем на диаграмме LM/OK. Все кластеры терригенных пород располагаются [49] в поле положительных значений дискриминатора LM и классификатора OK, а терригенно-карбонатных – также и отрицательны. При получении нерастворимых остатков из терригенно-карбонатных пород даже с 2% раствором HCl, кроме карбонатов, может происходить извлечение неустойчивых химических элементов также из структуры слоистых силикатов (особенно триоктаэдрического типа). Поэтому сопоставление химизма разновозрастных отложений из различных осадочно-породных бассейнов для получения геологически содержательных данных следует выполнять с литологически однотипными породами. С учетом этого метод кластер-анализа может быть успешно использоваться для изучения терригенных пород, характеризующихся (в отличие от карбонатных) большим разнообразием химического состава и минералогических особенностей. Важное значение имеют их возраст и связанное с ним одно- или многократное переотложение обломочного материала. Более древние (докембрийские) отложения, залегающие на размытой поверхности фундамента архейских и протерозойских пород, характеризуются лишь однократным процессом переотложения. Интенсивность погружения этих отложений в течение геологической истории на значительные глубины сопровождалось изменением их химического состава (увеличение содержания оксидов Mg, Fe<sup>2+</sup> и K в структуре минералов) под действием постседиментационных процессов (особенно для отложений морских бассейнов). Это определяет расположение ареалов рассматриваемых отложений на LM/OK-диаграмме, при широким в общем разбросе их химического состава, в наименее лейкокрастовой области по оси дискриминатора LM. Более молодые отложений (мезо- и кайнозойские) накапливались большей частью в результате выветривания, денудации и переотложения ранее сформированных древних осадочных толщ. Эти процессы (а также в целом меньшая степень постседиментационного преобразования относительно молодых отложений) определили закономерное смещение ареалов химического состава

однотипных (терригенных) разностей в более лейкократовую область LM/OK-диаграммы. Для этих отложений также характерно и иное направление результативности векторов изменения их химического состава во время формирования пород в сторону повышения их лейкократовости. Результирующие векторы изменения химического состава пород дают возможность проследивать (по их направленности снизу вверх) изменение фациальных условий осадконакопления, т.е. выделять соответственно либо регрессивные циклы седиментогенеза, либо трансгрессивные.

Проведенные исследования показали, что аллотигенные глинистые минералы в отложениях различных осадочных формаций связаны в основном с типом исходных пород в областях сноса, климатом в предшествующее их размытию время и тектоническим строением водосборной территории. В отложениях отдельных формаций они содержатся в различном количестве и лишь нередко отличаются своими ассоциациями. Специфические разновидности аутигенных глинистых минералов характеризуются закономерной приуроченностью к отложениям определенных осадочных формаций. В зависимости от присущих отдельным аутигенным минералам термодинамических свойств они возникают на разных стадиях седименто- и диагенеза. По мере повышения термобарических параметров среды уже возникшие ранее аутигенные глинистые минералы подвергаются последующей трансформации, приводящей к переходу ранней разновидности в фазы, стабильные при более высоких давлениях и особенно температурах. Рассмотренные особенности глинистых минералов в отложениях мощных осадочных толщ могут быть использованы как дополнительный критерий для выделения в разрезах и картирования на площади распространения определенных отложений специфических осадочных формаций. Сравнительный анализ аллотигенных и аутигенных глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций может оказать существенную помощь при палеогеографических реконструкциях условий накопления интенсивно измененных процессами диа- и катагенеза осадочных толщ.

### *Библиографический список*

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С.90-96.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. № 3. С.366-369.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логвинова А.Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. № 2. С.1-13.

4. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М. и др. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. № 12. С.1729-1741.
5. Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Краузе Г.Р., Витык М.О. Условия кристаллизации и изотопная природа серы, углерода и кислорода сульфидно-кальциевой ассоциации в трубке Удачная (Якутия) // Геохимия. 1998. № 3. С.264-270.
6. Братусь М.Д. и др. Газовые компоненты включений в алмазах различных морфологических типов из Якутии // Геохимия. 1991. № 11. С.1586-1595.
7. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. № 3.(9). С.37-55.
8. Горшков А.И., Зинчук Н.Н. и др. Новый упорядоченный смешанослойный минерал лизардит-сапонит из кимберлитов Южной Африки // Доклады РАН. 2002. Т.382. № 3. С.374-378.
9. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г. и др. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный: МГТ. 2003. С.50-84.
10. Зинчук Н.Н. О стратиграфической приуроченности, диагностике и генезисе каолинита в мезозойских терригенных отложениях Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1976. № 12. С.27-35.
11. Зинчук Н.Н. Особенности распределения глинистых минералов в мезозойских алмазоносных отложениях Западной Якутии. 1981. № 10. С.38-44.
12. Зинчук Н.Н. Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазоносных отложениях Западной Якутии // Геология и геофизика. 1982. № 8. С.81-90.
13. Зинчук Н.Н. Глинистые минералы в древних корах выветривания и продуктах их переотложения в континентальных толщах Западной Якутии. М.: МОИП. 1986. С.5-19.
14. Зинчук Н.Н. Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1991. № 7. С.58-66.
15. Зинчук Н.Н. Об основных геолого-поисковых обстановках при прогнозировании кимберлитовых трубок // Наука и образование. 2016. № 4 (84). С.7-15.
16. Зинчук Н.Н. Особенности алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов // Отечественная геология. 2017. № 1. С.105-111.
17. Зинчук Н.Н. Карбонатизация кимберлитов при постмагматических процессах // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2017. № 4. С.63-71.
18. Зинчук Н.Н. Особенности серпентинизации кимберлитовых пород // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2017. № 3. С.66-74.
19. Зинчук Н.Н. Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2018. № 2. С.29-39.
20. Зинчук Н.Н. Об использовании гипергенных образований кимберлитов при алмазопроисловых работах // Отечественная геология. 2020. № 2. С.62-80.
21. Зинчук Н.Н. Особенности флюидных включений в минералах // Вестник Пермского университета. Геология. 2021. Т.20. № 2. С.110-124.
22. Зинчук Н.Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. № 2. С.41-56.
23. Зинчук Н.Н. Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2021. № 3. С.50-61.

24. Зинчук Н.Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021. № 4. С.35-52.
25. Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отеч. геология. 2022. №-1. С.36-47.
26. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С.100-120.
27. Зинчук Н.Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2022. № 4. С.38-52.
28. Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. № 4. С.34-49.
29. Зинчук Н.Н. Об особенностях флюидных и гидротермальных включений в некоторых минералах кимберлитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.26. Пермь: ПГНУ. 2023. С.45-64.
30. Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. № 1. С.42-55.
31. Зинчук Н.Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопоисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023. № 1 (29). С.5-28.
32. Зинчук Н.Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдистых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т.22. № 1. С.32-50.
33. Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. О специфике изучения алмаза при прогнозно-поисковых работах (на примере Сибирской платформы) // Руды и металлы. 2021. № 3. С.59-75.
34. Зинчук Н.Н., Борис Е.И. Средне-позднетриасовые коры выветривания северо-восточной части Ангара-Вилойского прогиба // Советская геология. 1980. № 4. С.113-125.
35. Зинчук Н.Н., Борис Е.И. Обогащенность продуктами выветривания мезозойских отложений Ангара-Вилойского прогиба // Советская геология. 1981. № 7. С.100-108.
36. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Б. Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). М.: МГТ. 2004. 172 с.
37. Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. О специфике термобарических факторов оруденения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.26. Пермь: ПГНУ. 2023. С.65-86.
38. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д. Стратегия ведения и результаты алмазопроисковых работ // Горный вестник. 1997. № 3. С.53-57.
39. Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С.66-72.
40. Зинчук Н.Н., Стегницкий Ю.Б. Особенности коры выветривания кимберлитов северо-востока Анголы // Вестник Воронежского университета. Геология. 2020. № 2. С.6-19.
41. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. № 1. С.53-61.
42. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. № 2. С.53-63.
43. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2001. Т.76. № 1. С.45-53.
44. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Кристаллохимические и структурные особенности глинистых минералов в корях выветривания в зависимости от типа исходных пород // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2001. Т.76. № 3. С.69-79.

45. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратиферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. № 2. С.57-68.
46. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфогенетические разновидности каолинита в корях выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корях выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. № 5. С.19-25.
47. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли. Воронеж: ВГУ.-1999.-102 с.
48. Харьков А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов. М. Недра. 1991. 304 с.
49. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296, № 5. С.1228-1233.
50. Afanas'ev V.P., Zinchuk N.N., Griffin V.L. in el. Diamond prospects in the Southwestern plankt of the Tungusk Sineklise // Geology of ore Deposits. 2005. Т.47. № 1. pp.45-62.
51. Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Eart Sciences. 2015. Т.465. № 2. pp.1297-1301.
52. Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N. Comparative analysis of clay Mineral evolution under the Conditions of humid and arid Lithogenesis // Russian Geology and Geophysics. 2008. N. 10. pp.121-144.
53. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vrcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. № 6. pp.576-588.

## SPECIFIC FEATURES OF ARGILLACEOUS MINERALS IN DEPOSITIONS OF SEDIMENTARY FORMATIONS

**N.N. Zinchuk**

*nnzinchuk@rambler.ru*

Accumulating in deposits of various sedimentary formations argillaceous minerals, taking into account their alterations and new formations at different stages of sedimentary process in each of them, are characterized by specific chemical-mineralogical and morphologic-genetic features. Allothigenous argillaceous ones have background meaning in sediments of sedimentary formations. Argillaceous minerals and their associations in terrigenous, terrigene-carbonate, carbonate, volcanogenous, and halogenic formations were characterized. In specific details argillaceous minerals of early stages of sedimental- and diagenesis (partially katagenesis) were Characterized, to which most of ancient (Upper Paleozoic and Mesozoic) diamondiferous placers are usually confined, by availability in which of kimberlite indicator minerals prospecting of primary deposits of diamonds with the help of heavy concentrate-mineralogical method are performed. The importance for solving of forecast-prospecting tasks of investigating material composition of volcanogegic formation and specific features of its material distribution during formation of different in age collectors of diamonds on specific diamondiferous regions of the Siberian platform is shown.

*Key words: argillaceous minerals, sedimentary formations, sedimentogenesis, diagenesis, katagenesis, metagenesis of sediments.*

**Р.Г. Ибламинов**

Пермский государственный национальный  
исследовательский университет, г. Пермь

## КОЛЛИЗИЯ И ЛИТОГЕННЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПЕРМСКОГО УРАЛА

Рассмотрена связь геологических формаций и полезных ископаемых как естественная парагенетическая ассоциация и симбиоз коллизионных литогенных минерагенетических образований. Показана связь главных минеральных ресурсов Пермского края – солей и нефти с геодинамическими процессами Палеоурала.

*Ключевые слова:* литогенные полезные ископаемые, коллизия, соли, нефть.

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.50**

Литогенными мы называем природные объекты, возникшие в результате протекания процессов литогенеза [Ибламинов, 2023].

Важнейшими тектоническими событиями, которые внесли существенный вклад в геологию и полезные ископаемые Пермского края, явились процессы коллизии, приведшие к закрытию Уральского палеоокеана. Территория претерпела как минимум три коллизионные эпохи: вендскую, каледонскую и герцинскую. Остановимся на последней.

Герцинская коллизионная мегазона Урала формировалась, начиная со второй половины ранней перми до начала юрской эпохи. Коллизия на территории края протекала различно. В Уральском тектоническом блоке, включающем западную часть Тагильского мегаинклинория с корой океанического типа, Центрально-Уральское поднятие с переходной корой, Западно-Уральскую зону складчатости и Предуральский прогиб оба с корой континентального типа, происходили собственно коллизионные процессы. Они включали образование складчатых и надвиговых структур, образование остаточных бассейнов с концентрацией рассолов и сероводородным заражением.

Восточно-Европейский блок территории с корой континентального типа и архейским фундаментом находился в периколлизионном режиме. Здесь имели место спокойные тектонические процессы и обстановки морских бассейнов. Коллизия обусловила регрессивную и эмерсивную обстановки седиментогнеза с преобладанием лагунных, прибрежно-морских и континентальных условий.

Экономику минерального сырья Пермского края определяют минеральные соли, связанные с образованием эвапоритовой формации, и нефть, концентрирующаяся преимущественно в терригенных и органогенных формациях. Открытие месторождений соли и нефти произошло в 20-х гг. XX в. под руководством профессора Пермского госуниверситета П.И. Преображенского.

Согласно концепции тектоники плит, основной причиной горообразования (орогении) является столкновение плит (коллизия). Это может быть коллизия в системе континент – островная дуга, либо в системе континент – континент [Ибламинов, 2015].

Коллизия в системе континент – дуга приводит к аккреции, т.е. к приращению территории континента за счет островных дуг с сохранением океана и его палеотектонических обстановок (рис. 1). Это явление происходит при завершении промежуточных по отношению к циклу Уилсона циклов Бертрана.

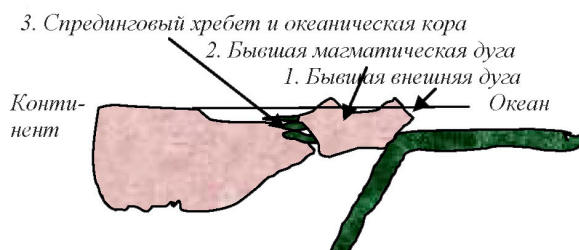


Рис. 1. Коллизия в системе континент – дуга в условиях крутой субдукции

Коллизия в системе континент – континент имеет место при завершении цикла Уилсона, как это происходило при закрытии Уральского палеоокеана в результате столкновения Восточно-Европейского и Казахстанского континентов, приведшего к образованию Уральской герцинской складчатой области (рис. 2)

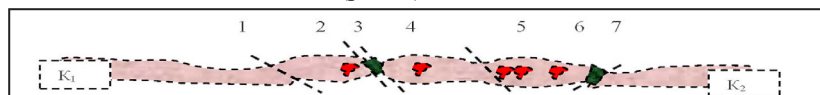


Рис. 2. Схема размещения синколлизийных обстановок: 1 – краевой прогиб; 2 – пассивная окраина континента  $K_1$ , возможны интрузии коллизийных гранитов; 3 – сутурная зона с породами офиолитовой ассоциации (место стыка континентов  $K_1$  и  $K_2$ ); 4 – внешняя дуга активной окраины континента  $K_2$ , возможны интрузии гранитов; 5 – магматическая дуга с породами субдукционной стадии (андезитами, диоритами, гранодиоритами, гранитами); 6 – сутурная зона (место стыка континента  $K_2$  с островной дугой) с породами островодужной офиолитовой ассоциации; 7 – краевой прогиб. Пунктирными линиями показаны зоны разрывных нарушений

Остановимся на специфических полезных ископаемых, типичных для минерагенического облика Пермского региона. К ним относятся соли Верхнекамского месторождения и нефть Волго-Уральского бассейна.

Соли – хемогенные концентраты, осадки из истинных растворов и продукты их преобразования.

Спецификой седиментогенного формирования месторождений химических осадков, является существование подготовительной стадии накопления полезных компонентов в растворенном состоянии и интенсивное осадконакопление по способу «лавиной» седиментации. В.И. Копнин (1987) пришел к выводу об одноактности накопления солей из межкристалльных рассолов, формировавшихся в течение длительного времени существования солеродного бассейна. Одним из главных толчков к началу кристаллизации калийных солей, по его мнению, могли послужить тектонические движения в соседней складчатой области. По способу калийной седиментации солеродные бассейны были им подразделены на бассейны криофильного и термофильного осадконакопления. В бассейнах первого типа осадконакопление осуществлялось в осенне-зимний период в глубоководных условиях, а в бассейнах второго типа – в весенне-летний период в мелководных условиях. К месторождениям, сформировавшимся в криофильных условиях, В.И. Копнин относил Верхнекамское, детально описанное А.И. Кудряшовым (2001) и Эльзасское, а к месторождениям, сформировавшимся в термофильных условиях – Гаурдакское, Саскачеванское и Непское.

Таким образом, образование осадков связано с пересыщением растворов: 1) на испарительном барьере, 2) на низкотемпературном барьере.

Диagenетический ряд включает месторождения ископаемых залежей солей. Положение месторождений в разрезе осадочных толщ определяется тремя главными критериями: литологическим, тектоническим и стратиграфическим.

Литологический фактор обусловлен приуроченностью месторождений к эвапоритовой формации горных пород, состоящей из чередующихся карбонатных, сульфатных и галогенных толщ

Ископаемые эвапориты образуются в бассейнах, которые в свою очередь сами являются пространственной или временной частью более крупных осадочных бассейнов. Так, например, в Волго-Уральском бассейне, прошедшем длительную историю развития (рис. 3), в результате рифтогенеза накопились толщи осадков мощностью около 5 км, в условиях вендского синеклизного режима – до 1,1 км, в условиях периокеанического герцинского цикла – 1,5 км. Тогда как мощность эвапоритовой формации на платформе составляет всего 0,03 км.

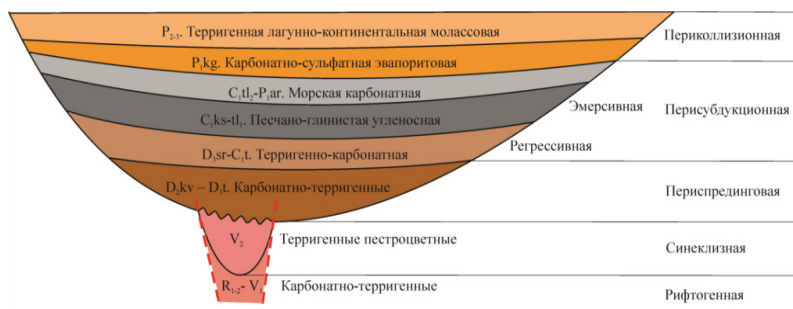


Рис. 3. Модель размещения формаций горных пород в осадочном бассейне (на примере Волго-Уральского бассейна)

Ю.В. Баталин, И.Н. Тихвинский и В.Г. Чайкин [1998] обобщили сведения о тектонических обстановках размещения эвапоритовых формаций и связанных с ними месторождениях солей с геодинамических позиций. Ими показано, что большинство формаций возникает в условиях

- коллизионных режимов в обстановках межгорных трогов и краевых прогибов (Предуральский бассейн с Верхнекамским месторождением, Предкарпатский бассейн, Калушское месторождение),
- субдукционных режимов в обстановке краевого моря,
- режимов активизации платформ в обстановке континентальных рифтов,
- плитных режимов древних платформ в обстановках интракратонных (Припятский прогиб Русской плиты) и перикратонных бассейнов.

Стратиграфический (палеоклиматический) критерий связан с существованием минерагенических эпох соленакопления, главными из которых являются кембрийская, девонская и пермская.

Герцинский цикл (ранний карбон – ранняя юра,  $C_1 - I_1$ , 320 – 175 млн лет назад) отличается наибольшим количеством калиеносных бассейнов (табл. 1, рис. 4). Этому способствовали геодинамические процессы, обусловившие одновременное завершение двух геодинамических циклов: цикла Бертрана и мегацикла Уилсона, которые привели к образованию суперконтинента Пангея, значительная часть которого располагалась в аридной климатической зоне.

Остановимся на геодинамических условиях и причинах существования минерагенических эпох калиенакопления.

Таблица 1

*Распределение калиеносных бассейнов по циклам Бертрана и геологическим периодам (использованы данные Э.А. Высоцкого и др., 1988)*

| Цикл                      | Период                   | Бассейн   | Количество |
|---------------------------|--------------------------|---|------------|
| Байкальский               | Вендский, кембрийский    | Соляной Кряж, Восточно-Сибирский  | 2          |
| Каледонский               | Силурийский              | Мичиганский   | 1          |
|                           | Девонский                | Элк Пойнт-Саскачеванский, Морсовский, Припятско-Донецкий, Эдавейл, Тувинский                              | 5          |
| Герцинский                | Каменноугольный          | Юго-востока Канады, Скалистых гор   | 2          |
|                           | Пермский                 | Припятско-Днепровский, Волго-Уральско-Предуральско-Прикаспийский, Среднеевропейский, Амазонский, Пермский | 5          |
|                           | Триасовый                | Среднесредиземноморский   | 1          |
| Киммерийский и Альпийский | Юрский                   | Южно-Евразийский  | 1          |
|                           | Меловой                  | Южно-Атлантический, Индо-Синийский  | 2          |
|                           | Палеогеновый, неогеновый | Средиземноморский   | 1          |
| Современные бассейны      | Четвертичный             | Африкано-Аравийский, Цайдамский   | 2          |

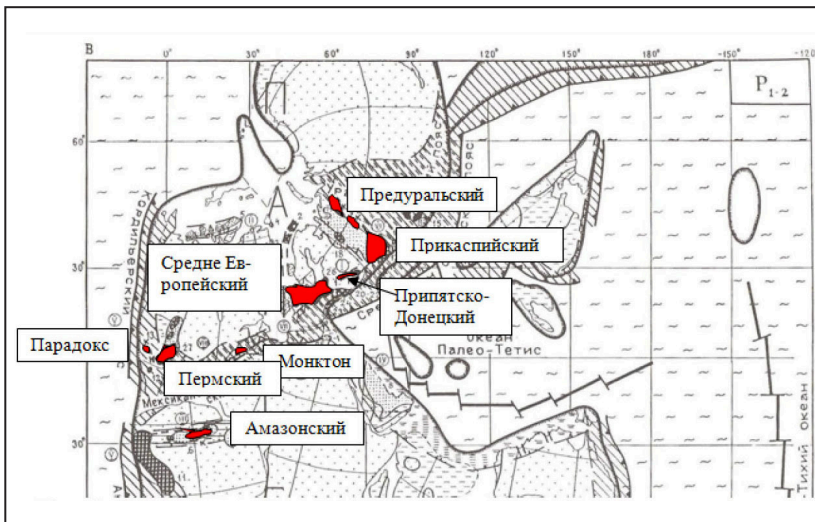


Рис. 4. Калиеносные бассейны герцинского цикла (показаны красным, картографическая основа Г.А. Беленицкой, 2000)

Таким образом, первым фактором, определяющим закономерности размещения эвапоритовых формаций, является глобальная геодинамика, приводящая в движение континенты и группирующая их в период формирования мега- и суперконтинентов в приэкваториальных областях. Второй фактор – региональная геодинамика – обеспечивает благоприятные палеотектонические обстановки зарождения, существования и закрытия соленосных бассейнов, обстановки внутриконтинентальных и межконтинентальных рифтов, синеклизные и др. Региональная геодинамика определяет не только тектонику бассейнов и постседиментационные изменения продуктивных пластов, но и первичный состав осадков.

Существуют два минеральных типа калийных бассейнов и месторождений: сульфатно-хлоридные и хлоридные. Большинство сульфатно-хлоридных бассейнов были достаточно простыми с одной главной ванной соленакопления, их формирование шло относительно быстрыми темпами, что характерно для рифтов (рис. 5). Всё это обусловило быструю «лавиновую» хемогенную седиментацию с выпадением из морской

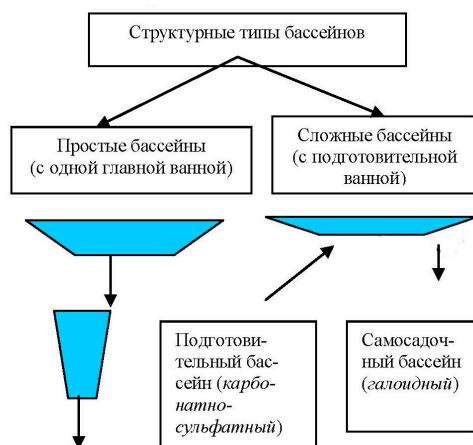


Рис. 5. Структурно-тектонические разновидности солеродных бассейнов [Ибламинов, 2013]

воды в нижних частях разреза наряду с сульфатом кальция сульфатов калия и магния. После выпадения сульфатов происходило накопление хлоридных солей.

Бассейны второго типа с хлоридными калийно-магниевыми солями присутствуют во всех тектонических циклах, но преобладают в каледонском и киммерийском. Все месторождения с хлоридным типом солей являются составными частями более крупных мелководных бассейнов.

Они имеют достаточно сложное строение, обусловленное присутствием нескольких суббассейнов.

Проанализируем развитие Восточно-Европейского (Волгоуральско-Предуральского) эвапоритового бассейна. Здесь в карбоне – ранней перми ( $C_1tl_2-P_{1ar}$ ) накапливалась морская карбонатная формация. При этом её терригенно-известняковая субформация ( $C_1tl_2-C_2$ ) в верхнем карбоне сменилась известняково-доломитовой ( $C_3-P_{1ar}$ ) (табл. 2). Последнее свидетельствует, во-первых, о начале перехода платформы в периколлизионный режим, а во-вторых, о постепенном смещении Волго-Уральского бассейна в аридную зону. Затем в кунгурское время на платформенной части бассейна в условиях регрессивной периколлизионной обстановки образуется сульфатно-карбонатная субформация эвапоритовой формации ( $P_{1k}$ ), а непосредственно в Предуральском прогиба во второй половине кунгурского века накапливается верхняя галогенная субформация эвапоритовой формации.

Таблица 2

*Осадочные формации и субформации Волгоуральско-Предуральского бассейна в периколлизионной обстановке*

| Возраст           | Формация            | Субформации условий                      |            |             |
|-------------------|---------------------|--|------------|-------------|
|                   |                     | платформы                                | прогиба    | орогена     |
| $P_{1k}$          | Эвапоритовая        | Сульфатно-карбонатная                    | Галогенная | Терригенная |
| $C_1tl_2-P_{1ar}$ | Морская карбонатная | $C_3-P_{1ar}$ . Известняково-доломитовая |            |             |
|                   |                     | $C_1tl_2-C_2$ . Терригенно-известняковая |            |             |

Наличие в позднем карбоне – ранней перми на обширной территории Волго-Урала синеклизного платформенного подготовительного бассейна обусловило изменение к концу кунгурского времени состава рапы в сторону уменьшения гидрокарбонатов кальция и магния, сульфатов кальция и увеличения концентрации хлоридов натрия, калия и магния. Попадание подготовленной таким образом рапы в конечные впадинные ванны обусловило специфику состава солей Предуральского суббассейна.

В условиях сложно построенных бассейнов, которые вначале развиваются как синеклизные, а затем переходят в глубоководные типа предгорных (или соединяются с ними), галогенез начинается в мелководных синеклизных бассейнах с накопления карбонатов и гипса. Наличие мелководного подготовительного бассейна и связанного с ним более позднего по времени образования суббассейна конечного стока обеспечивает в последнем преимущественно хлоридное соленакопление. Такие бассейны И.Н. Тихвинский (2000) предложил называть «тупиковыми».

**Нефть** образует *собственно биохимические месторождения*. Концентрация полезных ископаемых происходит по следующей схеме.



*Диагенетический ряд* включает ископаемые месторождения горючего газа, образующегося при температурах диагенеза 10–20°C и на глубинах менее 150 м. *Катагенетический ряд* образуют месторождения нефти и газа.

Наличие месторождений нефти и газа в осадочном чехле определяется двумя главными факторами: литологическим и тектоническим.

Литологический фактор выражается в присутствии формаций горных пород, благоприятных для нефтегазонакопления. Среди нефтегазовых минерагенических формаций целесообразно выделять нефтегазоносные, нефтегазогенерирующие и нефтегазосодержащие.

По литологическому составу формации могут быть терригенными и карбонатными. Терригенные нефтегазоматеринские формации характеризуются преобладанием в составе слагающих их горных пород тонкодисперсных глинистых минералов, содержание которых тесно связано с содержанием в них органического вещества. Из карбонатных формаций повышенное содержание органического вещества имеют хемогенные и фитогенные (водорослевые) известняки.

Влияние коллизии на формирование нефтяных месторождений можно оценить данными Ф. Соукинса [Sowkins, 1990]. Он обратил внимание на концепцию формирования полезных ископаемых в результате миграции подземных вод в направлении от края континента под действием коллизионных процессов. Согласно этой концепции, тектонически смещенные рассолы могли мигрировать на сотни километров от своего первоначального залегания, чем и объясняется зональное расположение месторождений, связанных с подземными водами. Ближе к складчатой области располагаются залежи горючих газов, которые на удалении от нее сменяются залежами нефти и далее – полиметаллов. Такая зональность известна на восточной окраине Северо-Американской платформы. Миграцией подземных вод объясняют образование расположенных там, в районе рек Миссисипи и Миссури, месторождений полиметаллических руд, залегающих в карбонатных породах.

### *Библиографический список*

1. Баталин Ю.В., Тихвинский И.Н., Чайкин В.Г. Вещественно-геодинамическая систематизация и эволюция галогенных формаций // Отечественная геология. 1998. № 5. С. 17 – 21.
2. Беленицкая Г.А. Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ // Осадочные бассейны России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. Вып. 4. 72 с.
3. Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З. Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.
4. Ибламинов Р.Г. Минерагеодинамика калийного литогенеза // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: материалы VII Всеросс. Литологического совещания (Новосибирск, 28 – 31 октября 2013 г.). В 3 т. / Росс. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ; Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. Новосибирск: ИГиТ СО РАН, 2013. Т. I. С. 354 – 358.
5. Ибламинов Р.Г. Минерагения (основы минерагеодинамики): учебное пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. 322 с.
6. Ибламинов Р.Г. Литогенные месторождения полезных ископаемых // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / отв. ред. И.И. Чайковский; Перм. гос. нац. исслед. ун-т; Горный ин-т УрО РАН. Пермь, 2023. Вып. 26. С. 94–107. 14 с.
7. Копнин В.И. Строение калиеносных ассоциаций и условия морского хлоридного калийнакопления // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 44 – 69.
8. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. / ГИ УрО РАН. Пермь, 2001. 429 с.
9. Тихвинский И.Н. Калийные соли //Фанерозойские осадочные бассейны России: проблемы эволюции и минерагении неметаллов / ЗАО «Геоинформмарк». М., 2000. С. 180–212.
10. Sowkins F. J. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. 2-d Revised. Springer-Verlag. Berlin, 1990. 461 p.

## COLLISION AND LITHOGENIC MINERALS THE PERMIAN URALS

**R.G. Iblaminov**

*riaminov@psu.ru*

The relationship of geological formations and minerals as a natural paragenetic association and symbiosis of collisional lithogenic mineragenic formations is considered. The connection of the main mineral resources of the Perm Region – salts and oil - with the geodynamic processes of the Paleoural is shown.

*Key words: lithogenic minerals, collision, salts, oil.*

УДК 551.24:552.23

**И.Я. Илалтдинов, Г.Ю. Пономарева,  
И.В. Бадьянова, Е.М. Томилина**  
Пермский государственный национальный  
исследовательский университет, г. Пермь

## РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ЗАКАЗНИКА «ПРЕДУРАЛЬЕ»

Изучение геологического строения и литолого-фациальный анализ отложений заказника «Предуралье» позволили выделить разрывные дислокации, приуроченные к Суксунскому разлому. Рентгенофлуоресцентный и рентгенофазовый анализы рыхлых отложений в зоне разлома Клеповского Лога указывают на процессы выщелачивания, гидролиза и аутигенного минералообразования в виде гидроксидов железа, иллита в результате воздействия низкотемпературных гидротермальных растворов.

*Ключевые слова: разрывные дислокации, петрохимический модуль, иллит.*

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.59**

Авторами получен новый материал по геологическому строению района, широко известного компактным расположением разрезов «классического кунгура» и верхней части артинского яруса. В геологической литературе укрепилось представление о стратотипе кунгурского яруса, расположенном в бассейне р. Сылвы в окрестностях г. Кунгура (от г. Кунгура до с. Усть-Кишерть), описанном А.А. Штуkenбергом в 1898 г. Такое же представление о стратотипе имеется в сводке Г.Н. Фредерикса (1932), в работе Н.П. Герасимова и Е.И. Тихвинской (1934) «Классический разрез кунгурского яруса». Участок, охваченный современными исследованиями, включает часть территории заказника Предуралье от Межевого лога на западе до Клеповского лога на востоке.

Заказник «Предуралье» расположен в северной части Уфимского вала на востоке Русской плиты Восточно-Европейской платформы (ВЕР). Уфимский вал располагается напротив Среднего Урала, представляет собой новейшую тектоническую структуру сводового типа. Он хорошо выражен в рельефе новейших структур краевой части Восточно-Европейской платформы. Основными геоморфологическими элементами заказника являются глубоко врезанная (более 100 м) каньонообразная долина р. Сылвы и приподнятая холмисто-увалистая равнина с абсолютными высотами поверхности до 240–250 м. На склонах обнажается

приуральский отдел пермской системы в составе двух ярусов – артинского и кунгурского. Артинский ярус в «Предуралье» представлен окремненными известняками камайской свиты саргинского горизонта. Кунгурский ярус на территории заказника «Предуралье» выделяется в составе саранинского, филипповского и иренского горизонтов. Саранинский горизонт представлен породами рифогенно-аккумулятивного комплекса в составе сылвенской и шуртанской свит. Филипповский горизонт ложится на неровный палеорельеф кровли саранинского горизонта. Филипповская свита обнажается в виде петропавловской и усть-каменской пачек. Иренская свита иренского горизонта обнажается в виде небольших пятен к северу от долины р. Сылвы.

К Уфимскому валу приурочены границы зон наибольшей сейсмичности, которые характеризуют его высокую современную мобиль-

ность, связанную с движениями Новейшего Урала [4]. Характер границы сочленения Уфимского вала и Предуральского прогиба известен как Суксунский разлом (рис. 1).

Суксунская дислокация проявляется как мощная зона сближенных нарушений взбросовой кинематики с восточной вергентностью, дополнительно нарушенной сериями северо-восточных сколовых сдвигов. Современные Уральские горы сформировались в плиоцен-чет-

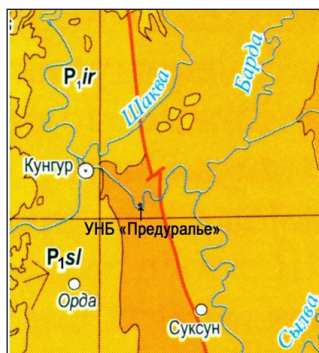


Рис. 1. Положение Суксунского разлома (фрагмент геологической карты Пермского края по Б.К. Ушкову, 2000)

вертичное время. Динамика этого этапа связана с напряжениями сжатия и является отдаленным эхом взламывания платформ вокруг Альпийско-Гималайского пояса [6]. Цитируемая на рисунке 1 геологическая карта – единственная, на которой показаны особенности строения Суксунского разлома на территории заказника Предуралье и в его окрестностях: наличие сдвига и биогермные массивы, вдающиеся в область развития кунгурских песчаников.

В рамках настоящего исследования мы изменили положение Суксунской дислокации, переместив ее на восток, исходя из следующих представлений. Б.И. Чувашов [8] на основании литолого-фациального анализа отложений зоны сочленения Уфимского вала и Сылвенской впадины отметил в Камне Лобач значительное пространственное

сближение разнотипных пород. На правом берегу р. Сылвы между с. Усть-Кишерть и Камнем Лобач обнажаются биогермы сылвенской свиты саранинского горизонта кунгурского яруса (Грибушино, г. Кленовая, к. Лобач и др.). В устье р. Таз вскрыты турбидитовые песчаники кошелевской свиты иренского горизонта кунгурского яруса [9]. Этот факт позволил нам поместить Суксунский взброс и его сдвиговую компоненту между К. Лобач и устьем р. Таз (рис. 2).

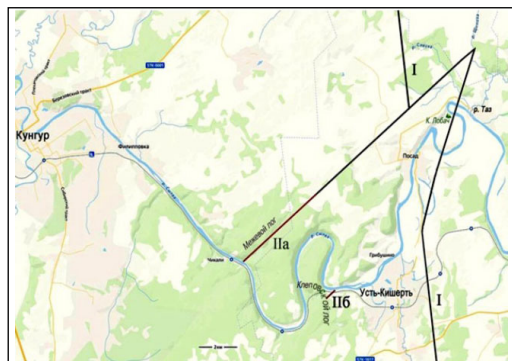


Рис. 2. Схема разрывных дислокаций района работ («Предуралье»): I – положение Суксунского разлома с учетом данных Б.И. Чувашова (1984, 1990) и Б.К. Ушкова (2000); II – сдвиги, установленные авторами и рассматриваемые в настоящей работе: IIa – Межевой, IIb – Клеповской

На территории заказника «Предуралье» авторами зафиксированы два тектонических нарушения взбросовой природы небольшой амплитуды (рис. 2). Положение первого связано с Межевым логом, крупнейшим в среднем течении р. Сылвы. Оно установлено литолого-фациальным методом [5]. В устье Межевого лога наблюдается пространственное сближение разнотипных и разновозрастных пород. На его правом склоне прослеживаются рифогенные породы сылвенской свиты саранинского горизонта кунгурского яруса нижней перми. В его левом склоне обнажаются около 10 м окрепших известняков с остатками кремневых губок камайской свиты саргинского горизонта артинского яруса и 7 м нетипичных для «классического» кунгура глинистых и битуминозных известняков и мергелей дивьинской свиты. Эти породы залегают моноклинально с падением на восток. Обращает на себя внимание, что северо-восточное простираание Межевого лога совпадает с направлением сдвиговой компоненты Суксунского разлома, и Межевой лог следует считать ее продолжением (рис. 2). Карбонатные породы правого берега р. Сылвы настолько трещиноваты, что в них не видна слоистость. Трещиноватость фиксируется по скважинам до глубины 50–60 м.

Вторую сдвиговую разрывную дислокацию можно непосредственно наблюдать в Клеповском лого в 3,5 км к западу от с. Усть-Кишерть. Разлом визуализируется не только как поверхность сместителя, но и как

На территории заказника «Предуралье» авторами зафиксированы два тектонических нарушения взбросовой природы небольшой амплитуды (рис. 2). Положение первого связано с Межевым логом, крупнейшим в среднем течении р. Сылвы. Оно установлено литолого-фациальным методом [5]. В устье Межевого лога наблюдается пространственное сближение разнотипных и разновозрастных пород. На его

целое геологическое тело, состоящее из нескольких смещенных блоков с разными углами и азимутами падения. В основании разреза залегают расланцованные светлые желтовато-серые глинистые известняки шуртанской свиты саранинского горизонта кунгурского яруса. В породах многочисленны зеркала скольжения. Они перекрыты блоком доломитов усть-каменской пачки филипповской свиты. Первично белые доломиты покрыты охристо-желтыми гидроксидами железа. В северной части этого участка (субмеридиональный фрагмент Клеповского лога) белые доломиты находятся в ненарушенном залегании.

Тектонические разрывные нарушения, составляющие один из процессов физического и механического выветривания, приводят не только к дроблению пород в зоне разлома, но и к повышению проницаемости толщи осадочных пород и как следствие к процессам химического выветривания, проявляющимся через гидролиз, гидратацию, окисление, выщелачивание, синтез новых минералов [7].

Проба, отобранная в разломной зоне доломитов Клеповского Лога, представлена охристо-светло-коричневым рыхлым материалом с обломками вмещающей породы. Исследование химического состава фракции менее 0,05 мм пробы по данным рентгенофлуоресцентного анализа показало, что материал представлен сильно ожелезненным дезинтегрированным доломитом с содержанием основных породообразующих окислов (% мас.): CaO (28,69), MgO (10,93), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10,72), SiO<sub>2</sub> (7,77), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,80) (табл. 1). Потери при прокаливании составили 38,01 % мас., что соответствует содержанию CO<sub>2</sub> – 24,046 % мас.

Таблица 1

*Химический состав фракции менее 0,05 мм по данным рентгенофлуоресцентного анализа*

| Компонент                      | % мас. |
|--------------------------------|--------|
| CaO                            | 28,69  |
| MgO                            | 10,93  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,72  |
| SiO <sub>2</sub>               | 7,77   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,80   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,52   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,14   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,13   |
| SO <sub>3</sub>                | 0,08   |
| MnO                            | 0,05   |
| Na <sub>2</sub> O              | <0,01  |
| ППП                            | 38,01  |

Согласно химической классификации осадочных пород и их аналогов по Я.Э. Юдовичу, М.П. Кетрис [11] осадочные образования с содержанием  $\text{CO}_2$  более 20% относятся к типу карбонатолиты. Соотношение  $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})=1,3$ , что соответствует диапазону от 2 до 0,8 и указывает на принадлежность исследуемой пробы к классу кальциево-(железо)-магневых (доломитовые и/или анкеритовые породы) карбонатолитов.

Анализ химического состава пробы на основе расчета петрохимических модулей показал, что по большинству модулей: алюмокремниевому, нормированной щелочности, титанового, проба относится к хемотипу нормокарбонатолитов. Лишь по железнному модулю она попадает в хемотип суперкарбонатолиты с диапазоном  $\text{ЖМ}=3,01-7,00$ , при  $\text{ЖМ}$  в пробе равным 3,68. По щелочному модулю проба ( $\text{ЩМ}=0,02$ ) относится к хемотипу гипокарбонатолиты, характеризующихся весьма низким содержанием окислов натрия и калия  $\text{ЩМ}<0,10$ .

Гидролизатный модуль (ГМ) предназначен для количественной оценки двух важнейших гипергенных процессов – выщелачивания и гидролиза. При инфильтрации метеорных вод выносятся не только щелочи, но и отчасти кремнезем. Величина  $\text{ГМ}=1,76$  в исследованной пробе имеет повышенное значение относительно типичного значения для карбонатных осадков  $\text{ГМ}=0,39$ , что косвенно свидетельствует о выносе щелочей, кремнезема [12]. При этом в нерастворимом остатке остаются преимущественно гидроксиды железа, что находит отражение в повышенном значении железного модуля ( $\text{ЖМ}=3,68$ ) и минимальном значении щелочного модуля ( $\text{ЩМ}=0,02$ ).

Данные химического анализа пробы подтверждаются результатами рентгенофазового анализа основанного на явлении дифракции рентгеновских лучей от кристаллической решетки минералов. Основным минералом является доломит с содержанием 83,1 % мас., с существенной долей гетита 8,8 % мас. (табл. 2, рис. 3).

Таблица 2

*Минеральный состав фракции менее 0,05 мм пробы по данным дифрактометрического анализа*

| Минерал | мас. % |
|---------|--------|
| Доломит | 83,1   |
| Кальцит | 3,0    |
| Кварц   | 2,3    |
| Альбит  | 1,1    |
| Гетит   | 8,8    |
| Иллит   | 1,7    |
| Сумма   | 100,0  |

Глинистые минералы в изученной пробе на 100 % мас. представлены иллитом. Иллит диагностируется по пикам 10,0 и 5,0 Å, которые не меняют своего положения при обработке ориентированных препаратов.

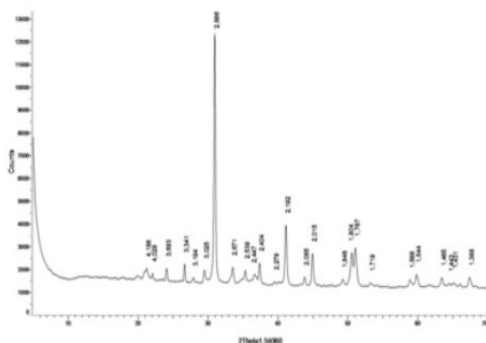


Рис. 3. Дифрактограмма пробы «Клеповской Лог»

В данном образце пик иллита на 10,0 Å в воздушно-сухом ориентированном препарате и после обработки почти идеальный, симметричный.

Иллит в современной классификации обозначен как группа минералов, твердый раствор, образуемый минералами, которые пока неизвестны. Иллит

традиционно встречается среди глин, являющихся продуктами выветривания слюдяных (мусковитовых) сланцев, гнейсов, кварц-серицитовых пород, а в некоторых случаях, как продукт изменения при превращении полевого шпата в каолинит [1]. В нашем случае продуктом изменения являются доломиты усть-каменской пачки филипповской свиты, не содержащие мусковита, подвергающегося гидролизу с образованием гидромусковита (иллита). В некоторых случаях образование иллита связывают с низкотемпературными гидротермальными процессами, где он присутствует в зонах гидротермальных изменений, как аутигенный минерал, что вполне согласуется с тектонической активностью, проявленной в виде сдвиговой разрывной дислокации в доломитах в Клеповском Логу [2,10].

О повышенном содержании гидроксидов железа в рыхлом материале исследованной пробы свидетельствует анализ тяжелой фракции, представленной на 95% агрегатами гидроксидов железа (лимонит). После кипячения в соляной кислоте нерастворимый остаток был исследован методом оптико-минералогического анализа, в котором доля оксидов и гидроксидов железа составляет более 26,4 % мас. Среди минералов тяжелой фракции нерастворимого остатка установлены (мас. %): эпидот (18,0), гематит (16,2), доломит (15,4), магнетит (14,5), слюды (гидрослюда?) (14,5), гетит (6,8), гидрогетит (3,4), циркон (2,6), хлорит (1,7), пирит (0,9), роговая обманка (0,9).

Таким образом, химический и минеральный состав охристо-светло-коричневого рыхлого материала с обломками вмещающей породы косвенно свидетельствует о процессах выщелачивания, гидролиза и аутигенного минералообразования гидроксидов железа и возможно иллита в результате низкотемпературной гидротермальной проработки отложений в зоне сдвиговой разрывной дислокации в доломитах Клеповского Лога.

*Библиографический список:*

1. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: Госгеолиздат, 1951. 542 с.
2. Горбунов Н.Н., Цюрупа И.Г., Шурыгина Е. А. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 187 с.
3. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
4. Мустафин Ш.А. К новейшей тектонике Уфимского плато // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы VIII Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. С. 92–95.
5. Пономарева Г.Ю., Филимонова Т.В., Коссовая О.Л. и др. Учебно-научная база «Предуралье»: тектоника, палеотектоника, стратиграфия, палеонтология / Геология Предуралья (геология, геохимия и геофизика УНБ «Предуралье»): монография. Перм. гос. нац. исслед. ун-т, Пермь, 2017. С. 12–71.
6. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
7. Фролов В.Т. Литология. Кн.1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
8. Чувашиов Б.И. О характере сочленения Русской платформы и Предуральского прогиба // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 111–120.
9. Чувашиов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990 г. 412 с.
10. Штрюбель Г., Циммер З. Минералогический словарь. М.: Недра, 1987. 494 с.
11. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных пород. Сыктывкар: Науч. докл.; Вып. 148, 1986. 34 с.
12. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

## DISRUPTIVE DISLOCATIONS OF THE PREDURALYE NATURE RESERVE

**I.Ya. Ilaltdinov, G.Yu. Ponomareva, I.V. Badyanova, E.M. Tomilina**  
*Ilaltdinov@psu.ru*

The study of the geological structure and lithological-facies analysis of the deposits of the Pre-Ural reserve made it possible to identify fault dislocations associated with the Suksun fault. X-ray fluorescence and X-ray phase analyzes of loose sediments in the Klepovsky Log fault zone indicate processes of leaching, hydrolysis and authigenic mineral formation in the form of iron hydroxides and illite as a result of exposure to low-temperature hydrothermal solutions.

*Key words: fracture dislocations, petrochemical module, illite.*

УДК 553.7

**Ю.А. Килин, И.И. Минькевич, В.Д. Бывальцев**  
Пермский государственный национальный  
исследовательский университет, г. Пермь

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ЛЕЧЕБНЫХ ГРЯЗЕЙ СУКСУНСКОГО ПРУДА

Лечебные минеральные грязи имеют большое практическое значение в бальнеологии. Термин лечебная грязь согласно международной терминологии понимаются пелоиды (*pelos* – с греч. грязь, *ил*), к которым относятся торфы, глины и другие естественные образования, употребляемые для грязелечения. Суксунский пруд, питающийся водами рек Суксунчик, Киселевка и Сандушка, принимает воды повышенной минерализации (до 2 г/дм<sup>3</sup>) с наличием в водах сероводорода, который оседает на дно, и под воздействием, которого, иловые отложения Суксунского пруда преобразуются в лечебные грязи. Грязи – тёмно-серые и чёрные иловые низкоминерализованные среднесульфидные гидрокарбонатные кальциевые пелоиды. Лечебный фактор - минерализация, ионно-солевой состав, органически активные компоненты.

*Ключевые слова:* лечебная грязь, Суксунский пруд, иловые отложения, пелоиды

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.66**

Пруд образовался в 1729 году в результате сооружения заводской плотины на реке Суксун. При этом была затоплена обширная долина реки Суксун и ее притоков (р. Киселевки и р. Сандушки) и большая часть Киселевского болота, 35% занимавшего эту долину (рис.).

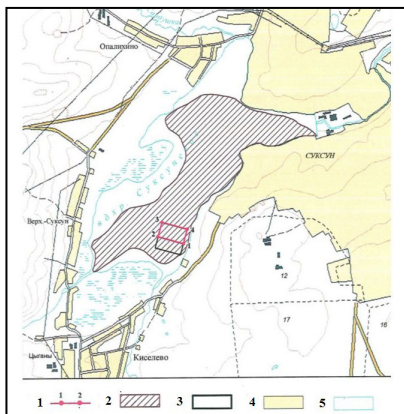


Рис. Схема расположения участка недр Суксунского месторождения лечебных грязей. Масштаб 1:25 000.

*Условные обозначения:* 1 - границы и угловые точки участка недр; 2 - месторождение лечебных грязей «Суксунский пруд»; 3 - горный отвод; 4 - населенные пункты; 5 - водоем.

Основным источником питания пруда являются воды рек Суксунчик, Сандушка и Киселевка, последние с водами повышенной минерализации (до 2,5 г/дм<sup>3</sup>). По ионному составу вода Суксунского пруда относится к сульфатно-гидрокарбонатному магниевно-кальциевому типу с минерализацией 0,5 г/дм<sup>3</sup>. Аналогичный состав воды имеет река Суксунчик. Большую часть донной поверхности пруда покрывает слой иловой грязи, имеющий достаточные для практического использования мощность и запасы.

Информация по лечебным грязям Суксунского района имеется в работе Г.А. Максимовича, Н.М. Чистякова [1]. В работе приведены характеристики грязей Суксунского пруда, даны рекомендации по их использованию. Впервые грязеразведочные работы на Суксунском пруду были проведены в 1965 г. Специальной комплексной гидрогеологической партией конторы «Геоминвод» Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии Министерства здравоохранения СССР, г. Москва. Расчетные геологические запасы лечебных грязей Суксунского пруда были подсчитаны в количестве 1186500 м<sup>3</sup> на площади 1,7 км<sup>2</sup>, эксплуатационные – 903630 м<sup>3</sup> на площади 0,86 км<sup>2</sup>. Также определены эксплуатационные запасы первоочередного участка – 371700 м<sup>3</sup> на площади 0,41 км<sup>2</sup> [3,4].

Суксунский пруд, питающийся водами рек Суксунчик, Киселевка и Сандушка, принимает воды повышенной минерализации (до 2 г/дм<sup>3</sup>) с наличием в водах сероводорода, который оседает на дно, и под воздействием, которого, иловые отложения Суксунского пруда становятся лечебными грязями. Нагрузки на воды пруда и его речек компонентами азотной группы (NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>) не отмечено.

В пойме Киселевки имеются многочисленные родники с деби́тами от 0,2 до 10 м<sup>3</sup>/с. Вода родников гидрокарбонатно-сульфатная-магниево-кальциевая с минерализацией около 1,4-2,0 г/дм<sup>3</sup>. Это связано с тем, что кунгурский водоносный комплекс, питающий родники залегает здесь выше базиса эрозии. Положение известняков и мергелей с линзами гипсов кунгурского яруса выше современного базиса эрозии, и это способствуют накоплению в них трещинно-карстовых вод [2].

Некоторые родники кунгурского горизонта содержат сероводород в количествах от 5 до 35 мг/дм<sup>3</sup>. Воды с содержанием сероводорода в стоячих водоемах (прудах) могут накапливаться сероводородные торфы и илы (такими являются Киселевское торфяное месторождение, месторождение лечебных грязей «Суксунский пруд»).

В разрезе донных отложений пруда можно выделить четыре четко выраженных горизонта: на размытой поверхности пермских известня-

ков залегают аллювиальные глины черного цвета, выше их залегает пласт хорошо разложившегося торфа, перекрытый слоем илесто-глинистых отложений темно-серого цвета, на которых залегает пласт черной иловой грязи, основные показатели илов и торфа приведены в таблице.

**Черные илы** являются верхним слоем грязевой залежи и почти повсеместно покрывают дно пруда. Средняя мощность грязевой залежи 1,27 м, максимальная у плотины 4,6 м [3,4]. Это, вероятно, объясняется либо выходом подземных вод, содержащих значительное количество сульфатов и сероводорода, способствующих формированию темноцветных илов с высоким содержанием гидроксида железа, либо приносом на участок со стоком биогенных элементов, стимулирующих развитие органической жизни и во многом связанных с ней процессов сульфатредукции [3].

По площади пруда наблюдается нарастание мощности грязевой залежи в южной его части, что не совпадает с современным рельефом дна в общем плоского, постепенно углубляющегося к центру и, по-видимому, может быть объяснено первоначальным рельефом долины р. Суксун, в которой впоследствии образовался пруд. В северной, центральной и восточной частях пруда мощность грязевой залежи 1,0 м. У западного и северного берегов пруда грязевая залежь постепенно выклинивается и опесчанивается. Полоса опесчанивания в среднем составляет 50 м, увеличиваясь до 200-300 м в устьях рек Суксунчик, Киселевки и Сандушки. Черные илы представляют собой мягкую, однородную по цвету массу, с включением небольшого количества растительных остатков и мелкозернистого песка, несколько разжиженную в поверхностном пятисантиметровом слое (табл.).

Формула ионного грязевого состава (черные илы):

$$M_{2,2} \frac{HCO_3 62SO_4 36}{Ca 57Na 29}$$

**Темно-серые илы** подстилают черные, их средняя мощность составляет 0,62 м, достигая максимума 2,5 м на отдельных участках пруда, примерно в тех же местах, что и для черных илов. В северной части пруда в толще темно-серых илов встречаются прослойки илов других цветовых оттенков: черных, серых, оливковых - мощностью до 2-5 см (табл.). Однако, эти прослойки, как правило, не выдержаны по площади и имеют локальный характер распространения. Под слоем темно-серого ила на дне Суксунского пруда залегает пласт хорошо разложившегося торфа, затопленного после образования Суксунской плотины.

Формула ионного грязевого состава (тёмно-серые илы):

$$M_{2,4} \frac{SO_4 46 HCO_3 43}{Ca 49 Na 28 Mg 22}$$

**Торфяная залежь** по своим внешним признакам представляет собой темно-бурую, плотную, пластичную массу, с сильным запахом сероводорода. Мощность торфяной залежи 2-3 метра. Торф занижает большую часть донной поверхности пруда.

Поверхность пласта торфа покрыта сохранившимися полуразложившимися растениями – торфообразователями, снизу торф подстилается аллювиальными глинами, заполнявшими коренное ложе долины р. Суксунчик и р. Киселевки. Несмотря на хорошую степень разложения и сравнительно высокое (для торфа) содержание сероводорода, его эксплуатация в настоящее время невозможна, так как он перекрыт мощным слоем илистых отложений пруда (табл.).

Формула ионного торфяного отжима:

$$M_{1,9} \frac{HCO_3 96 SO_4 14}{Ca 56 Na 40}$$

**Аллювиальные глины** выстилают мощным покровом (8-12 м) озеровидную впадину. Это плотные темно-серые, серые, реже черные глины с включением большого количества щебня и обломков горных пород. С бальнеологической точки зрения аллювиальные глины инте-реса не представляют.

В результате современного опробования 2021 г проведенного АО «КамНИИКИГС» в пяти точках, выявлено, что физико-химические показатели во всех точках имеют очень близкие значения, причем не зависимо, это черные грязи, либо темно-серые грязи, либо смешенная проба. Представленная проба донных отложений темно-серой, почти черной окраски, мягкой консистенции, со слабосероводородным запахом. Влажность пробы составила 53,3 %, содержание зольных компонентов 83,6 %. Минеральные включения размером более 5 мм в пробе отсутствуют, показатель засоренности частицами размером более 0,25 мм не превышает нормируемого значения для иловых сульфидных грязей (3 %), составляя 1,7%. По характеру обнаруженные включения представлены мелким песком и растительным материалом. Объемный вес грязи (1,44 г/дм³) и показатель сопротивление сдвигу (2146 дин/см²) удовлетворяют норме для сульфидно-иловых лечебных грязей (1500-4000 дин/см²). Соотношение определяемых подвижных форм железа (FeO/Fe₂O₃ 345/39) свидетельствует о преобладании в грязи восстановительных условий,

Таблица

*Основные показатели илов и торфа (1966, 1976 гг.)*

| Общие свойства                                      | Черные илы                                    | Серые илы   | Торф                                     |
|---|---|---|--|
| Влажность, %  | 48,63   | 34-64   | 70-80                                    |
| Объемный вес, г/см <sup>3</sup>                     | 1,48  | 1,39  | -  |
| Сопротивление сдвигу, дин/см <sup>2</sup>           | 1839,4  | 1,716,8   | 5000-8000                                |
| Теплоёмкость, кал/г град                            | 0,58  | 0,59  | -  |
| Удельный вес г/см <sup>3</sup>                      | 1,25-1,68                                     | 1,35-1,52   | 1,1-1,15                                 |
| Зольность, %  | -   | -   | 40-50                                    |
| Сульфиды в 100г сырой грязи, %                      | 0,24  | -   | -  |
| Засоренность частицами >0,25 мм                     | 0,4   | 0,13  | 0,25-4,0                                 |
| Характеристика засоренности                         | Мелкий песок, растительные остатки, карбонаты | Мелкий песок, растительные остатки, карбонаты           | Растительные остатки, раковины моллюсков |
| Состав грязевого раствора                           | HCO <sub>3</sub> -Ca                          | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Ca                  | SO <sub>4</sub> -Ca                      |
| Минерализация грязевого раствора, г/дм <sup>3</sup> | 1,5-2,5                                       | 1,5-2,5   | 1,9-2,5                                  |
| Состав твердой фазы, %                              | Силикатный -31<br>Карбонатный -9              | Силикатный -60<br>Карбонатный -30-40<br>Гипс- менее 0,5 |  |
| Сероводород в 100г сырой грязи, мг                  | 100   | 20  | 30-60                                    |
| pH грязевого раствора                               | 7,0-8,0                                       | 7,5-8,2   | 8,0                                      |

способствующих развитию процессов сульфатредукции и накоплению сульфидов железа. Реакция среды грязи близка слабощелочной (pH 7,3), выделенный центрифугированием грязевой отжим - щелочной реакции (pH 8,4). По ионно-солевому составу отжим сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, представленный в виде формулы имеет следующий вид:

$$M_{1,75} \frac{HCO_3 62 SO_4 36 Cl_2}{Ca 63 Mg 23 (Na + K) 14} \text{ pH } 8,4$$

Значение удельной теплоемкости (0,63 кал/г град) в пределах нормы (0,5 - 0,8).

Содержание растворенных солей в составе жидкой фазы грязи составило 0,09%, твердая фаза представлена карбонатами кальция (10,07%) и магния (до 0,9%), фосфатами кальция (0,04%). В составе гидрофильного коллоидного комплекса определены сульфиды железа до 0,384% (на сырую грязь), в том числе сероводород до 0,149%, содержание органических веществ - 3,8 %, в том числе углерод органический - 2,17% (на сухое вещество). Растворимые 10% соляной кислотой компоненты коллоидного комплекса грязи определены в виде оксидов: алюминия (1,24%), железа (0,45%), фосфора (0,019%).

### **Выводы:**

1. Формирование месторождения лечебных грязей Суксунского пруда связано с разгрузкой трещинно-карстовых сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевых вод под торфяную залежь. Минерализация воды до 2,0 г/дм<sup>3</sup> с содержанием сероводорода до 100 мг в 100 г сырой грязи.

2. Накоплению лечебных грязей способствует гидрологический режим и водно-солевой баланс Суксунского пруда.

3. Значительное количество сульфатов и сероводорода, способствующих формированию темноцветных илов с высоким содержанием гидроксидов железа, а также привнесом биогенных элементов, стимулирующих развитие органической жизни и, во многом связанных с ней, процессов сульфатредукции.

4. По результатам выполненных анализов и в соответствии с требованиями методических документов Минздрава РФ донные отложения месторождения лечебных грязей «Суксунский пруд» в основном соответствуют критериям низкоминерализованных среднесульфидных иловых минеральных лечебных грязей и могут применяться для лечения заболеваний костно-мышечной, нервной систем, коллагенозы, болезней сердечно-сосудистой системы, органов дыхания, пищеварения, печени и желчевыводящих путей, болезней обмена веществ и др.

### *Библиографический список*

1. Максимович Г.А., Чистяков Н.М. Лечебные грязи Суксунского района Молотовской области//Ученые Зап. Молотовского государственного университета. Том XI, вып.2. 1957. С.55-58.
2. Минькевич И.И., Нуриев И.С., Шестов И.Н. Минеральные воды. Уч.пособие. Казанский университет. Казань. 2012.127 с.
3. Отчет о грязеразведочных работах на Суксунском пруду Пермской области. М., Геоминвод, 1974.
4. Оценка перспектив использования месторождений минеральных вод и лечебных грязей Пермского края для развития санаторно-курортного дела. Пермь, АО «КамНИИКИГС», 2014.

## FEATURES OF THE FORMATION OF MINERAL MEDICINAL MUD SUKSUN POND

**Yu.A. Kilin, I.I. Minkevich, V.D. Byvaltsev**

*iks-org@mail.ru*

Therapeutic mineral muds are of great practical importance in balneology. The term therapeutic mud, according to international terminology, refers to peloids (pelos – from Greek mud, silt), which include peats, clays and other natural formations used for mud treatment. The Suksunsky pond, fed by the waters of the Suksunchik, Kiselevka and Sandushka rivers, receives water of high mineralization (up to 2 g/ dm<sup>3</sup>) with the presence of hydrogen sulfide in the waters, which settles to the bottom, and under the influence of which, the silt deposits of the Suksunsky pond are transformed into therapeutic mud. Muds are dark gray and black silt low-mineralized medium-sulfide hydrocarbonate calcium peloids. The healing factor is mineralization, ion-salt composition, organically active components.

*Key words: therapeutic mud, Suksun pond, silt deposits, peloids.*

**И.С. Копылов**

Пермский государственный национальный  
исследовательский университет, г. Пермь

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ФИТОСФЕРЫ НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Проведены геохимические исследования приповерхностной литосферы и фитосферы на западе Сибирской платформы. Результаты спектрального анализа по почвогрунтам (660 проб) и растительности (1300 проб) показывают на сложное распределение микроэлементов в зависимости от различных природных и техногенных факторов. Установлены различные аномалии в почвах по 11 микроэлементам (Mn, Ni, Ti, Zr, Cu, V, Pb, P, Ba, Sr), из них 8 комплексных аномалий в районах Юрубченского и Оморинского нефтегазовых месторождений. Геохимическое поле микроэлементов в фитосфере имеет сложную мозаичную структуру, выделены многочисленные мелкие аномалии по разным элементам.

*Ключевые слова:* геохимические методы поисков месторождений нефти и газа, экологическая геохимия, приповерхностная литосфера, фитосфера, геохимические аномалии, Сибирская платформа.

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.73**

**Введение.** Западная часть Сибирской платформы (в адм. отношении – Красноярский край) с точки зрения нефтегазоносности, изучена крайне неравномерно. Наиболее интенсивно геологоразведочные работы велись в восьмидесятые годы XX в. примерно до 1992 г. В этот период были открыты все основные наиболее крупные месторождения нефти [1, 12]. В этот же период проводились геохимические поиски нефти и газа (ГПНГ), на разных стадиях изучения (региональной, прогнозно-рекогносцировочной, оценочной), включающих: гидрогазобиохимические, литогазогеохимические, битуминологические и др. съемки [2, 7].

Геохимические исследования по компонентам приповерхностной литосферы и фитосферы относятся к опытно-методическим лито-фито-геохимическим исследованиям, которые обычно проводятся в комплексе; специализированных работ проведено крайне мало. Сущность фитогеохимических исследований при работах на нефть и газ, заключается в изучении распределения химических элементов в зольных остатках растений путем их систематического опробования с целью выявления и локализации аномальных участков концентрации и рассеивания этих элементов [3, 15].

Опыт применения фитогеохимического метода на месторождениях-эталопах (на нефтегазоносных площадях Восточной и Западной Сибири) указывает на его хорошую сходимость с результатами традиционных геохимических методов, а совместная интерпретация геохимических аномалий повышает достоверность нефтегазоперспективного прогнозирования [16, 17].

**Методика и результаты.** На западе Сибирской платформы в пределах Байкитской антеклизы литогеохимические и фитогеохимические исследования входили в общий комплекс ГПНГ и региональных геоэкологических исследований, проводимых Северной ГПП «Енисейнефтегазгеология». Методика проведения этих работ, критерии оценки перспектив нефтегазоносности, описание результатов исследований по различным геохимическим показателям, а также характеристика геолого-геохимических условий приведены в наших работах [4-9].

Оценка состояния приповерхностной литосферы и фитосферы проведена путем лито- и биогеохимического опробования грунтов и растительности с последующим спектральным анализом. Площадь изучения составила более 20 тыс. км<sup>2</sup>. В центральной части Байкитской антеклизы (Камовский свод, Юрубчено-Тохомская зона нефтегазонакопления) территория значительно подвержена техногенному воздействию (пробурено более 200 глубоких скважин). Для анализа возможного влияния нефтегазопроисковых и разведочных скважин на растительность и почвогрунты проводилось комплексное опробование на промплощадках скважин и на фоновых участках. При этом в основном, пробы отбирались не на самих площадках, где на сильно загрязненных участках у скважин заведомо были бы высокие значения микроэлементов, а на границе промплощадок примерно в 100 м от скважин.

На отдельных промплощадках проводилось детальное опробование. Так, литогеохимический мониторинг на промплощадке скважины Юр-65 во время ее бурения в 1992 г. (60 проб) показал на сильную загрязненность почв тяжелыми металлами на самой площадке. Анализ содержания нефтепродуктов в грунтах показывает повышенное их содержание на всех изученных площадках скважин. На участках скважин Юр-8, Юр-10, Юр-20, Юр-25 содержания нефтепродуктов в грунтах превышают фон в 2-3 раза, а на скважине Юр-5 (промысловый участок) – в 20 раз.

Результаты спектрального анализа по почвогрунтам (660 проб) и растительности (1300 проб) показывают на сложное распределение микроэлементов в зависимости от различных природных и техногенных факторов (таблицы 1 и 2).

Таблица 1

*Сравнительный анализ содержания микроэлементов в почвах и грунтах на  
фоновых и техногенных участках (n 10<sup>-3</sup>%)*

| Эле-<br>менты | Min-max<br>среднее      |                              | ПДК<br>и<br>ОДК | Кларк<br>почв:<br>по А.П.Ви-<br>ноградову,<br>1962<br><br>по<br>Л.Н.Овчин-<br>никову,<br>1990 | Эле-<br>менты | Min-max<br>среднее       |                              | ПДК<br>и<br>ОДК | Кларк<br>почв:<br>по А.П.Ви-<br>ноградову,<br>1962<br><br>по<br>Л.Н.Овчин-<br>никову,<br>1990 |
|---------------|-------------------------|------------------------------|-----------------|---|---------------|--------------------------|------------------------------|-----------------|---|
|               | Фоновые<br>точки        | Пром-<br>площадки<br>скважин |                 |   |               | Фоно-<br>вые<br>точки    | Пром-<br>площадки<br>скважин |                 |   |
| Pb            | <u>0,3-5,0</u><br>0,8   | <u>0,3-3,0</u><br>1,0        | 3*              | 1<br>4  | Ba            | <u>20,0-100</u><br>49,0  | <u>20,0-100,0</u><br>73,0    | 62,5<br>****    | 50<br>50  |
| Cu            | <u>2,0-10,0</u><br>3,6  | <u>3,0-6,0</u><br>4,0        | 6,6**           | 2<br>3  | Be            | <u>0,1-0,6</u><br>0,15   | <u>0,1-0,3</u><br>0,15       | 1***            | 0,6<br>0,6  |
| Zn            | <u>4,0-10,0</u><br>7,6  | <u>4,0-10,0</u><br>8,1       | 11**            | 5<br>8,4  | Sr            | <u>10,0-100</u><br>16,0  | <u>10,0-40,0</u><br>21,0     | 60***           | 30<br>38  |
| Co            | <u>0,2-3,0</u><br>0,9   | <u>0,2-3,0</u><br>1,0        | 5***            | 1<br>1,3  | Zr            | <u>10,0-40,0</u><br>17,0 | <u>10,0-40,0</u><br>15,0     | 30***           | 30<br>30  |
| V             | <u>2,0-20,0</u><br>8,0  | <u>4,0-20,0</u><br>9,0       | 15*             | 10<br>15  | Nb            | <u>0,8-1,0</u><br>0,7    | <u>0,8-1,0</u><br>0,8        | -               | -<br>-  |
| Cr            | <u>1,0-20,0</u><br>9,4  | <u>1,0-20,0</u><br>10,4      | 38<br>****      | 20<br>-   | B             | <u>1,8-8,0</u><br>2,4    | <u>2,0-5,0</u><br>3,4        | -               | 1<br>-  |
| Ni            | <u>1,0-8,0</u><br>2,8   | <u>1,0-8,0</u><br>4,0        | 4**             | 4<br>11   | P             | <u>60,0-80,0</u><br>57,0 | <u>60,0-80,0</u><br>60,0     | 20*             | 80<br>73  |
| Ti            | <u>200-1000</u><br>538  | <u>200-1000</u><br>587       | 500<br>***      | 460<br>420  | Y             | <u>1,0-8,0</u><br>3,0    | <u>1,0-8,0</u><br>3,0        | -               | -<br>5  |
| Mn            | <u>20,0-200</u><br>69,0 | <u>30,0-200,0</u><br>91,0    | 150*            | 85<br>85  | Yb            | <u>0,2-0,6</u><br>0,3    | <u>0,2-0,6</u><br>0,3        | -               | -<br>-  |
| Ga            | <u>0,2-2,0</u><br>1,0   | <u>0,6-2,0</u><br>1,1        | 1***            | -<br>2,3  | La            | <u>3,0-5,0</u><br>3,4    | <u>3,0-5,0</u><br>3,2        | -               | -<br>-  |
| Mo            | <u>0,1-0,3</u><br>0,1   | <u>0,1-0,3</u><br>0,1        | 1***            | 0,2<br>0,2  | Sc            | <u>1,0-4,0</u><br>1,7    | <u>1,0-4,0</u><br>1,3        | -               | -<br>-  |
| Sn            | <u>0,1-0,3</u><br>0,17  | <u>0,1-0,3</u><br>0,17       | 30<br>****      | 1<br>1  | Li            | <u>1,0-2,0</u><br>1,5    | <u>1,0-2,0</u><br>1,5        | -               | 3<br>-  |

\* Методические указания по оценке степени опасности загрязнения почвы химическими веществами. Минздрав СССР, М., 1982

\*\* Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) тяжелых металлов и мышьяка в почвах.

\*\*\* Ильин В.Б. Тяжелые металлы в системе почва-растение. АН СССР. Новосибирск, 1995.

\*\*\*\* Зарубежные нормы. СП111-102-97. Инженерно-экологические изыскания для строительства. М.:ПНИИИС Госстроя России, 1997.

Таблица 2

Сравнительный анализ содержания химических элементов в растительности по двум уровням ( $n \cdot 10^{-3} \%$ )

| Элементы | Min-max<br>среднее          |                              | Коэф. биол. погл.,<br>верхний уровень<br>нижний уровень | Кларк растений в золе по А.П.Виноградову, 1962 | Элементы | Min-max<br>среднее          |                              | Коэф. биол. погл.,<br>верхний уровень<br>нижний уровень | Кларк растений в золе по А.П.Виноградову, 1962 |
|----------|-----------------------------|------------------------------|---|--|----------|-----------------------------|------------------------------|---|--|
|          | Нижний уровень<br>(n = 620) | Верхний уровень<br>(n = 647) |   |  |          | Нижний уровень<br>(n = 620) | Верхний уровень<br>(n = 647) |   |  |
| Pb       | <u>0-430</u><br>3,4         | <u>0-50</u><br>1,5           | <u>1,7</u><br>3,7                                       | 1  | Be       | <u>0-1,0</u><br>0,5         | <u>0-0,2</u><br>0,2          | <u>0,1</u><br>0,3                                       | 0,2  |
| Cu       | <u>0-100</u><br>6,5         | <u>0-30</u><br>5,6           | <u>1,5</u><br>3,8                                       | 20   | Sr       | <u>0-600</u><br>52,8        | <u>0-1000</u><br>61,5        | <u>3,2</u><br>2,8                                       | 30   |
| Zn       | <u>0-500</u><br>35,5        | <u>0-500</u><br>90,7         | <u>11,3</u><br>4,5                                      | 90   | Zr       | <u>0-30</u><br>8,6          | <u>0-30</u><br>8,1           | <u>0,5</u><br>0,5                                       | -  |
| Co       | <u>0-10</u><br>0,3          | <u>0-10</u><br>0,1           | <u>0,1</u><br>0,3                                       | 1,5  | B        | <u>0-80</u><br>15,4         | <u>0-80</u><br>17,5          | <u>5,8</u><br>5,1                                       | 40   |
| V        | <u>0-20</u><br>2,1          | <u>0-15</u><br>0,8           | <u>0,1</u><br>0,2                                       | 6,1  | P        | <u>100-1000</u><br>702      | <u>100-1000</u><br>859       | <u>14,8</u><br>12,1                                     | 7000   |
| Cr       | <u>0-600</u><br>4,4         | <u>0-50</u><br>2,3           | <u>0,2</u><br>0,4                                       | 25   | K        | <u>900-12000</u><br>7630    | <u>900-12000</u><br>9500     | -   | 3000   |
| Ni       | <u>0-600</u><br>1,4         | <u>0-20</u><br>1,4           | <u>0,5</u><br>0,5                                       | 5  | Na       | <u>800-3000</u><br>1420     | <u>100-3000</u><br>1160      | -   | 2000   |
| Ti       | <u>0-800</u><br>105         | <u>0-400</u><br>43           | <u>0,1</u><br>0,2                                       | 100  | Ca       | <u>4000-12000</u><br>7980   | <u>10000-12000</u><br>9920   | -   | 3000   |
| Mn       | <u>0-1000</u><br>233,8      | <u>0-1000</u><br>327,3       | <u>4,3</u><br>3,1                                       | 750  | Mg       | <u>1000-12000</u><br>3070   | <u>2000-12000</u><br>4100    | -   | 7000   |
| Mo       | <u>0-10</u><br>0,4          | <u>0-10</u><br>0,2           | <u>2,1</u><br>3,3                                       | 2  | Al       | <u>200-10000</u><br>2010    | <u>300-10000</u><br>1220     | -   | 1400   |
| Sn       | <u>0-10</u><br>0,3          | <u>0-10</u><br>0,2           | <u>1,2</u><br>1,8                                       | 0,5  | Fe       | <u>100-3000</u><br>1220     | <u>100-3000</u><br>1130      | -   | 1000   |
| Ba       | <u>0-600</u><br>150,5       | <u>0-600</u><br>154,3        | <u>2,6</u><br>2,6                                       | 10 n   | Si       | <u>6000-10000</u><br>7040   | <u>5000-10000</u><br>3370    | -   | 15000  |

Для анализа генетических особенностей и структуры геохимических полей применялись корреляционный анализ и системный анализ геохимических данных, основанный на установлении пространственных визуальных и статистических связей выделенных геохимических полей между собой, геологическими, структурно-тектоническими условиями площади и техногенными объектами (скважинами). Для определения влияния факторов на распределение микроэлементов и установления связей между группами микроэлементов пробы почв были сгруппированы на совокупности по ландшафтам, гипсометрии, литологии. Вероятно в силу того, что пробы отбирались с учётом условий однородной среды, эти факторы не оказали существенного влияния на распределение элементов. Но коэффициенты парной корреляции по элементам показывают

различные связи между ними. Корреляционным анализом по почвам установлено несколько групп элементов со значительными положительными связями между собой: Ti-Cr-Ba-Y; Ti-Cr-Ba-Mn; Ti-Y-Zn-P; Pb-Cu-Cr; Pb- Zn и др. Подобные ассоциации элементов установлены в других регионах, например в Приуралье и Урале [10, 11].

Пространственно точки с повышенными содержаниями элементов группируются в несколько аномалий. Установлены различные аномалии с превышением ПДК или ОДК по 11 микроэлементам (Mn – до 1,3 ПДК, Ni – до 2 ПДК, Ti – до 2 ПДК, Zr – до 1,3 ПДК, Cu – до 1,5 ПДК, V – до 1,3 ПДК, Pb – до 1,7 ПДК, P – до 4 ПДК, Ba – до 1,7 ПДК, Ga – до 2 ПДК, Sr – до 1,6 ПДК). Многие аномалии имеют небольшую площадь или зафиксированы по отдельным точкам, другие представляют обширные поля Ti, Ba и др. (с превышением фона по ПДК). Пространственное сочетание аномальных полей также различно. Одни аномалии изолированы, другие создают комплексные аномальные участки. Наиболее крупные комплексные аномалии выделяются по Pb, Cu, Cr, на отдельных участках к ним добавляются Ti, Ba, Mn, Co. При этом 8 комплексных аномалий по микроэлементам в почвах с площадями 100-400 км<sup>2</sup> установлены в районах Юрубченского и Оморинского месторождений; 10 аномалий, уступающих им по размеру (30-200 км<sup>2</sup>), установлены в фоновом районе – в верхнем и среднем течении р. Камо.

Фитогеохимическое опробование производилось по двум уровням: нижнему (в основном – мох, реже – трава) и верхнему (основном – ель, реже – береза, пихта). Анализ распределения малых элементов не показал существенных различий между растительными видами на каждом из уровней пробоотбора. Известно, что растения способны избирательно поглощать из среды и накапливать (в золе) те или иные элементы. Эта способность характеризуется коэффициентом биологического поглощения (Кб), который представляет собой отношение содержаний микроэлементов в золе растений к их содержаниям в почве [13, 14]. Средние валовые содержания микроэлементов в растениях ландшафтов рассматриваемой территории и коэффициенты их биологического поглощения показывают на различную интенсивность биологического поглощения (табл. 2), по средним значениям которого (по верхнему уровню) микроэлементы образуют следующий ряд:  $P > Zn > B > Mn > Sr > Ba > Mo > Pb > Cu > Sn > Zr > Ni > Cr > Ti = V = Co = Be$ . Полученные данные позволяют отнести P и Zn к элементам сильного биологического накопления ( $K_b = n \div 10 n$ ); B, Mn, Sr, Ba, Mo, Pb, Cu, Sn – к элементам среднего биологического захвата ( $K_b = n$ ); Zr, Ni, Cr, Ti, V, Co, Be – к элементам слабого и очень слабого биологического захвата ( $K_b = 0, n \div 0,0 n$ ). Это

соответствует в целом положению этих микроэлементов в рядах биологического поглощения А.И. Перельмана [14]. Сравнительный анализ распределения микроэлементов по разным уровням растительности показал, что Pb, Cu, Cr, Ti, Mo, Zr, V, Co, Sn, Ag, Be, Na, Al, Fe, Si имеют более высокие содержания в нижнем уровне растительности; P, Zn, Mn, Sr, B, K, Ca, Mg характеризуются более высокими содержаниями в верхнем уровне растительности; Ba и Ni имеют близкие средние концентрации по обоим уровням. Геохимическое поле микроэлементов в фитосфере имеет сложную мозаичную структуру; выделены многочисленные мелкие аномалии по разным элементам. Но все аномалии по обоим уровням растительности группируются в две крупные зоны повышенных содержаний: первая (площадью около 2500 км<sup>2</sup>) охватывает техногенные районы Юрубченского и Оморинского месторождений, вторая (площадью около 1000 км<sup>2</sup>) – охватывает фоновый участок в верховье р. Тайги.

Генетическая природа аномалий, как литогеохимических, так и фитогеохимических, вероятно, комплексная. Отмечаются более высокие средние значения содержания микроэлементов на промплощадках скважин по сравнению с фоновыми участками, однако эти различия, в целом, не очень существенны. Выше уже отмечалась сильная загрязненность тяжелыми металлами некоторых промплощадок действующих скважин на момент обследования. С другой стороны, наблюдается приуроченность некоторых аномалий к зонам тектонических нарушений глубинных разломов и локальным поднятиям. Значительную роль в перераспределении микроэлементов играют лесные пожары, довольно частые в летнее время. Поэтому, в целом не исключая антропогенного влияния на формирование аномалий, главную контролирующую роль на рассматриваемой территории играет природный фактор, обусловленный геодинамическими, структурно-тектоническими, ландшафтно-геохимическими и биогеохимическими (миграционными) процессами.

**Заключение.** В результате анализа распределения химических элементов для изученной территории установлено, что наиболее высокое содержание относительно фона и экологически опасными являются следующие элементы (по классификации ИМГРЭ, 1999): 1 класса опасности – P (фон 2,9 ПДК и аномалии до 4 ПДК, но близки к кларковым содержаниям), Zn (фон 0,7 ПДК, аномалии не выходят за пределы ПДК), Pb (фон 0,3 ПДК, аномалии до 1,6 ПДК); 2 класса опасности – Ni (фон 0,8 ПДК, аномалии до 2 ПДК), Cu (фон 0,6 ПДК, аномалии до 1,5 ПДК); 3 класса опасности – Ba (фон 0,9 ПДК), V (фон 0,6 ПДК), Mn (фон 0,5 ПДК), Sr (фон 0,3 ПДК), аномалии по этим элементам не превышают

1,3-1,6 ПДК. Обращают на себя внимание нелимитируемые элементы (с неустановленным классом опасности) – Ti и Ga - они имеют высокий фон 1,0- 1,1 ПДК и аномалии до 2 ПДК. Далее следуют Cr, Co, Mo, и другие элементы с невысоким содержанием.

Проведенные лито-фитогеохимические исследования на нефтегазоносных площадях Байkitской антеклизы показывают на неоднозначную трактовку полученных результатов для нефтегазоперспективного прогнозирования. Необходимо продолжать опытно-методические работы по этим методам на опорных участках с учетом структурно-тектонических, неотектонических, ландшафтно-геохимических и ландшафтно-геодинамических факторов.

#### *Библиографический список*

1. Варламов А.И., Ефимов А.С., Кригин В.А. Ресурсный потенциал и перспективы развития сырьевой базы Восточно-Сибирской нефтегазоносной мегапровинции // В сборнике: Геология и геофизика - 2022: наука, производство, инновации. Мат-лы II Межд. науч.-практ. конф. Тверь, 2022. С. 150-153.
2. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений / О.В. Барташевич, Л.М. Зорькин, С.Л. Зубайраев и др. М.: Недра. 1984. 300 с.
3. Колмогорова Л.Г., Стадник Е.В. Фитогеохимические исследования в нефтегазоносных районах и возможность комплексной интерпретации // Геол., методы поисков и разведки месторождений нефти и газа: Обзор / ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-развед. работ (ВИЭМС). 1989. 52 с.
4. Копылов И.С. Биогеохимические показатели, аномалии и их нефтегеологическое значение (Тунгусский бассейн) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2021. № 24. С. 106-112.
5. Копылов И.С. Битуминологические показатели перспектив нефтегазоносности на западе Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 133-140.
6. Копылов И.С. Газогеохимические показатели нефтегазоносности в надсолевом комплексе на западе Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2023. № 26. С. 129-133.
7. Копылов И.С. Геоэкология нефтегазоносных районов юго-запада Сибирской платформы. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т. 2013. 166 с.
8. Копылов И.С. Гидрогазогеохимические показатели нефтегазоносности Тунгусского бассейна // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2023. № 26. С. 122-128.
9. Копылов И.С. Гидрогеохимические показатели зоны гипергенеза Тунгусского бассейна и их нефтегеологическое значение // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 141-147.
10. Копылов И.С. Литогеохимические закономерности пространственного распределения микроэлементов на Западном Урале и Приуралье // Вестник Пермского университета. Геология. 2012. №. 2 (15). С. 16-34.
11. Копылов И.С. Эколого-геохимические закономерности и аномалии содержания микроэлементов в почвах и снежном покрове Приуралья и города Перми // Вестник Пермского университета. Пермь. 2012. №. 4 (17). С. 39-46.

12. Кринин В.А., Порозов И.И. Зональность распределения углеводородов и нефтегазоносность осадочного чехла западной части Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 2020. № 4. С. 29-44.
13. Ландшафтно-геохимические основы фонового мониторинга природной среды / М.А.Глазовская, Н.С.Касимов и др. М.: Наука, 1989. 264 с.
14. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. 2- изд. М.: Высшая школа, 1975. 392с.
15. Стадник Е.В. Новые прямые методы геохимических поисков нефти и газа. Вып. 7 (66), М., ВНИИОЭНГ, 1984. 52 с.
16. Сурнин А.И. Фитогеохимический прогноз перспектив нефтегазоносности локальных площадей на малоизученных территориях Байкитской НГО // Гео-Сибирь. 2007. Т. 5. С. 47-50.
17. Сурнин А.И., Литвинова И.В., Малков Д.С., Малкова М.С. Применение фитогеохимического метода для оценки нефтегазоносности площадей глубокого бурения (результаты опытно-методических работ на эталонных месторождениях Иркутской области) // Гео-Сибирь. 2008. Т. 5. С. 35-39.

## GEOCHEMICAL RESEARCH OF SURFACE LITHOSPHERE AND PHYTOSPHERE IN THE WEST OF THE SIBERIAN PLATFORM

**I.S. Kopylov**

*georif@yandex.ru*

Geochemical research of the near-surface lithosphere and phytosphere in the west of the Siberian Platform were carried out. The results of spectral analysis of soils (660 samples) and vegetation (1300 samples) indicate a complex distribution of microelements depending on various natural and man-made factors. Various anomalies in soils for 11 microelements (Mn, Ni, Ti, Zr, Cu, V, Pb, P, Ba, Sr) were established, of which 8 complex anomalies were found in the areas of the Yurubchenskoye and Omorinskoye oil and gas fields. The geochemical field of microelements in the phytosphere has a complex mosaic structure; numerous small anomalies in different elements have been identified.

*Key words: geochemical methods for searching for oil and gas deposits, environmental geochemistry, near-surface lithosphere, phytosphere, geochemical anomalies, Siberian platform.*

**О.В. Коротченкова, И.И. Чайковский**  
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

## НОВАЯ НАХОДКА УГЛЕФИЦИРОВАННОЙ ДРЕВЕСИНЫ В СОЛЯХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Исследование ствола углефицированного дерева, обнаруженного в солях Верхнекамского месторождения показало, что его вынесло в бассейн в период поступления с суши мутьевых потоков, прервавших калийную седиментацию. С пресным ( $\text{HCO}_3\text{--Ca}$ ) составом вод связана кристаллизация здесь глауберита. Диагенетические процессы проявились в образовании желваков ангидрита и сульфатредукционного пирита. Формирование жильного силвина, выполняющего контракционные трещины в углефицированной древесине, связывается со складчатостью. Наиболее высокое значение коэффициента сухости газов в углефицированной древесине говорит о том, что она и является источником метана. Следовательно, вмещающие силвиниты Верхнекамского месторождения, более богатые тяжелыми углеводородами, унаследовали свой газовый состав преимущественно от органического вещества животной (сапропелевой) природы.

*Ключевые слова:* Верхнекамское месторождение солей, углефицированная древесина, связанные газы в солях

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.81**

**Введение.** Находки углефицированной древесины в соляных отложениях – явление относительно редкое в силу климатических и химических особенностей накопления последних (аридный климат, засоление почв вблизи эвапоритового бассейна), поэтому их изучение представляет, прежде всего, научный интерес. А поскольку весь флористический материал, присутствующий в соляных породах практически полностью углефицирован, он может генерировать и сорбировать газово-жидкие флюиды.

За всю историю разработки Верхнекамского месторождения солей древесные углистые остатки фиксировались неоднократно и первые публикации относятся к середине прошлого века. Размер находок в опубликованных данных варьирует от первых сантиметров до 40 см (диаметр целого ствола), длина – от первых сантиметров (фрагменты) до 5,5 м (ствол, зафиксированный в обеих стенках выработки). Они приурочены к разным стратиграфическим уровням (снизу вверх): от подстилающей каменной соли (ПДКС), в том числе ниже маркирующего горизонта (МГ), и до пласта А–А'.

Очередная находка была обнаружена весной 2023 г. на руднике БКПРУ-4 при вскрытии пласта КрI–КрII. Фрагменты, встреченные в обеих стенках выработки, имеют в среднем диаметр 8–13 см (восточная стенка) и 25–30 см (западная) с учетом прожилкования.

**Методика исследования.** В настоящей работе приводятся результаты изучения фрагмента ископаемой древесины из восточной стенки, блок размером 25×40×10 см, любезно предоставленного геологами ПАО «Уралкалий».

Были изучены минеральный состав, структурно-текстурные особенности древесины и вмещающей ее породы, определено содержания в них связанных газов.

Предварительно было выполнено макрофотографирование образца. Минералого-петрографические исследования проводились с помощью стереомикроскопа Stemi 508 и сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 LMN (Tescan) с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20 при напряжении 20.0 kV в режиме обратнорассеянных электронов (BSE) («ГИ УрО РАН», г. Пермь), для улучшения токопроводящих характеристик поверхность препарата напылялись углеродом.

Определение компонентного состава связанных газов производилось в ЦКП «Центр изучения свойств геоматериалов» ПНИПУ (г. Пермь) с помощью газового хроматографа 450-GC («Varian, Inc», США), аналитик к.т.н. О.В. Иванов.

**Минералого-петрографические исследования.** В исследованном образце наблюдается волнистый контакт пластов КрII и КрI–КрII (корж 1) (рис. 1 а). В его строении принимают участие следующие породы (снизу вверх).

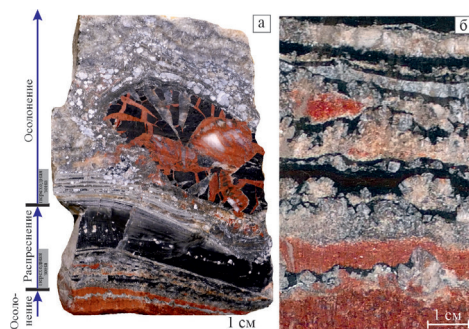


Рис. 1. Общий вид образца (а) и детали строения силвинита и галопелит-галитовой слоистой породы (б)

1. Фрагмент пласта Кр II представлен *силвинитом* красным микрозернистым с элементами ориентированной структуры слоистым

(видимая мощность пласта 0–3 см, 2 годовых слоя) (рис. 2). Порода сложена зернами сильвина часто белесыми с красной каймой оксидно-железистого красящего вещества (микрочастицы гематита); присутствует примесь зерен галита бесцветного. Слоистость породы подчеркивается тонким темно-серым галопелитовым слойком с включениями мелких и средних идиоморфных кристаллов галита бесцветного, которые часто облекаются частицами галопелита (рис. 1 б). Порода сформировалась на стадии сильвиновой садки.

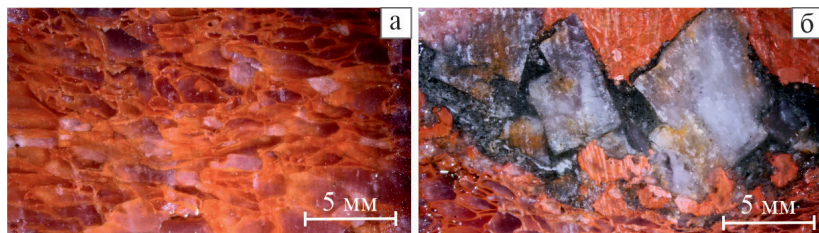


Рис. 2. Детали строения сильвинита: а – ориентированная структура, видны включения галита и красная кайма в сильвине; б – галопелитовый прослой с включениями идиоморфного галита, заметна пятнистая окраска галита

2. Выше залегает слой серой *галопелит-галитовой слоистой породы* мощностью 3–5 см – тонкое ритмичное чередование темно-серого галопелитового материала и желтовато-бесцветного пятнистого агрегата галита (рис. 1 б) с микро-мелкозернистой структурой, причем очень часто для мелких кристаллов галита характерен идиоморфизм. Локально в галитовых слойках наблюдаются включения микрокристаллов сильвина красного. Интервал представляет собой переходную зону и характеризует начальную стадию распреснения бассейна – постепенную смену накопления сильвинового осадка галопелит-галитовым.

3. Далее следует темно-серый *галопелитовый прослой* мощностью 3–5 см с субсогласными включениями псевдоморфоз по глаубериту (рис. 3 а). Порода имеет доломит-глинистый состав (~40 и 60 % соответственно) пелитоморфную структуру и микрослоистую текстуру за счет периодического обогащения хлоридными минералами и органическим веществом (рис. 3 б). На микроуровне в ней выявлены рассеянные (~5 %) кристаллы пирита микронной размерности, углефицированный растительный детрит и терригенные алевроитовые зерна.

Ромбовидные псевдоморфозы по глаубериту желтовато- или красновато-белые размером от первых миллиметров до 8 мм имеют полиминеральный состав – призматические кристаллы ангидрита и ромбэдри

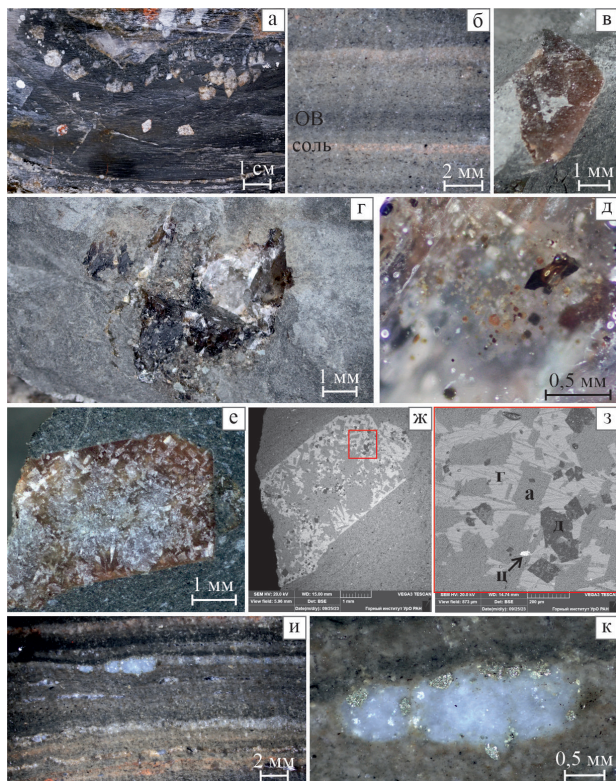


Рис. 3. Детали строения доломит-глинистого прослоя: а – включения псевдоморфоз по глаубериту; б – микрослоистая текстура породы; в – псевдоморфоза по глаубериту; г, д – включение галита с примазками битуминозного вещества и ГЖВ в галите; е–з – полиминеральный состав псевдоморфозы (а – ангидрит, г – галит, д – доломит, ц – целестин), заметна желтоватая окраска галита; и–к – сульфатный материал в кровле прослоя и пирит по периферии желвака ангидрита

доломита размером 0,1–0,2 мм «сцементированы» галитом, реже сильвинном; выявлены также редкие микрокристаллы целестина (рис. 3 в, е–з).

Порода осолонена – галит и сильвин, кроме послойного обогащения, визуализируются в интерстициях пелитовых частиц, а также выполняют поры в частицах растительного детрита. Присутствуют редкие относительно крупные включения галита (рис. 3 г) размером до первых сантиметров с примесью битуминозного вещества – характерный запах, темно-коричневые смолистые примазки, а также газово-жидкие кристаллографические включения в самом галите (рис. 3 д). Вблизи таких галитовых включений наблюдаются полимиктовые песчаные зерна.

В кровле прослая зафиксированы признаки постепенного осоложения бассейна – рассеянные послойные включения округлых желваков ангидрита размером первые миллиметры (рис. 3 и). По периферии желваков локализованы микрокристаллы пирита (рис. 3 к) (диагенетическая сульфатредукция). Вблизи контакта с вышележащей солью отчетливо заметно расслоение породы и «залечивание» галитом желтоватым с образованием согласных прожилков мощностью до 5–7 мм.

В целом интервал отражает практически полное прекращение кристаллизации хлоридных солей и накопление карбонатно-терригенного материала с периодическим привнесом континентальных вод (растительный детрит, кристаллизация глауберита). Признаки эвапоритового процесса выявлены лишь в кровле прослая. Расслоение и прожилкование в кровле слоя связаны с постдиагенетическими (соскладчатыми) преобразованиям толщи.

4. Вышезалегающий слой представлен каменной солью перистой серой мелко-среднезернистой среднеслоистой с тонкими темно-серыми прослойками галопелита и рассеянными (1 %) желваками ангидрита округлыми до овальных размером до 1 см и редкими псевдоморфозами глауберита, аналогичными вышеописанным.

Большую часть слоя занимает фрагмент углефицированного дерева, «разбитый» сильвиновыми бесцветно-бело-красными и галитовыми серо-бесцветными прожилками на сектора и сегменты (максимальный размер (радиус) сектора около 8 см). Именно в результате интенсивного прожилкования и произошло «выпячивание» древесного фрагмента из нижележащего галопелитового в вышележащий слой каменной соли с разрывом облегающих его галопелитовых слоев (кровли галопелитового слоя). Прожилки выполнены параллельно-шестоватым агрегатом, а их мощность варьирует от волосовидных до 8 см. В галите и сильвине присутствуют фрагменты углистого материала, в агрегате сильвина отмечаются редкие микровключения галита синего. Вдоль контактов галита и сильвина с углем, а также в самих хлоридах наблюдаются скелетные кристаллы и метакристаллы пирита (рис. 4 в–е).

Заметно, что над стволом дерева количество ангидритовых желваков увеличено (рис. 1 а), что обусловлено сорбционными свойствами древесины, которая при формировании осадка насыщалась сульфатсодержащим рассолом, а на стадии диагенеза за счет собирательной кристаллизации здесь происходило образование желваков. По периферии дерева, особенно в нижней части, также наблюдаются прожилковые галит и сильвин.

Углистый материал имеет отчетливую древесную структуру (рис. 4 а), в которой просматриваются трахеиды с округлыми и овальными порами; заметны локальные пластические и хрупкие деформации. Выявлены тонкодисперсные включения пирита (рис. 4 б), часто локализованные вдоль волокон древесины, а поры часто выполнены галитом и сильвином.

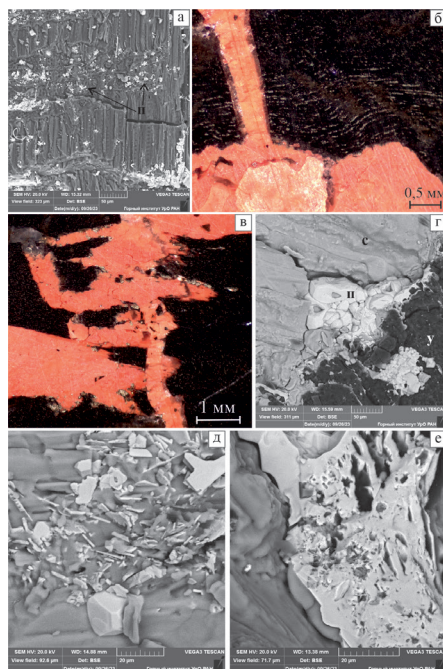


Рис. 4. Детали строения углефицированной древесины: а – видны древесная структура и тонкорассеянный пирит (п); б – пирит локализованный вдоль пластично деформированных волокон древесины; в–г – включения пирита на контакте сильвина (с) и угля (у); д–е – морфология пирита в хлоридах (скелетные кристаллы и метакристаллы)

На некоторых участках на внутренних стенках трахеид (смоляной ход?) были выявлены скопления углистых шариков размером от субмикронных до 50 мкм проблематичной природы (компонент самого дерева (смола)?, бактериальный материал?, особенности углефикации?) (рис. 5).

По предварительным данным находку можно отнести к голосеменным растениям, возможно, кордаитовым, которые были распространены в пермском периоде (устное сообщение палеоэксиколога лаборатории палеоботаники Ботанического института РАН к.б.н. М.А. Афонина). Более ранние находки были определены как *Dadoxylon kenderlykense* Zalesky [1].

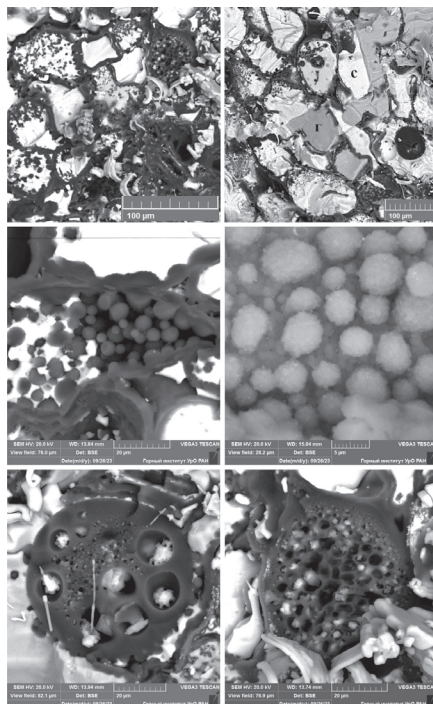


Рис. 5. Детали строения проблематичных образований в структуре древесины. Поры в древесине частично выполнены галитом (г) и сальвином (с)

**Исследование газового состава пород.** Состав связанных газов был определен в сальвините красном (пласт Кр II), галопелитовом прослойке, сальвине жильном (секущем древесный остаток) и в самом углестом материале. Все пробы имеют углеводородно-азотный состав, что в целом характерно для пород Верхнекамского месторождения [3], но можно отметить и некоторые локальные особенности в распределении отдельных компонентов (рис. 6).

Сопоставление проанализированных пород показало, что по коэффициенту сухости газов ( $C_1/(C_{1-5})$ ) они могут быть выстроены в следующий ряд: сальвинит (0,27) → галопелит (0,34) → сальвин жильный (0,40) → углефицированная древесина (0,65). Подобное распределение может говорить о том, что углефицированная древесина и является источником метана. Она присутствует в виде рассеянного детрита в галопелитовом материале и она же насыщала растворы, из которых формировалась жильная минерализация. Унаследованность последней от

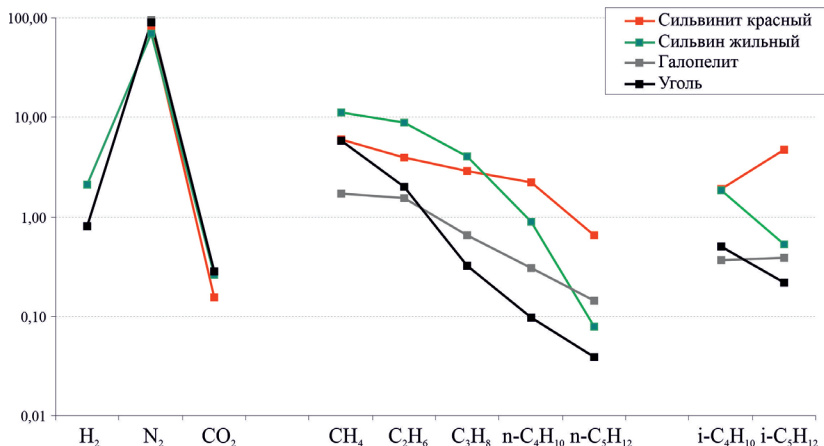


Рис. 6. Состав связанных газов в исследованных породах (об. %)

древесины подтверждается также повышенным содержанием углекислого газа, который формировался за счет бактериального разложения органического вещества.

**Результаты исследования.** Поступление ствола дерева в бассейн соленакпления происходило на стадии крупного [4] распреснения эвапоритового бассейна, когда с суши в виде взвеси привносились значительные массы глинистого материала. Об этом же свидетельствует присутствие глауберита [2].

Образование желваков ангидрита и рассеянного в углефицированной древесине пирита связывается с диагенетическим преобразованием осадка.

Формирование жильного сильвина в ранее сформировавшихся контракционных трещинах древесины и деформации прилегающих прослоев могли происходить во время складчатого катагенеза.

Относительная обогащенность метаном углистого материала, а также содержащего растительный детрит галопелита и жильного сильвина, позволяет предполагать, что он формировался за счет термального преобразования древесного материала. Следовательно, вмещающие сильвиниты, более богатые тяжелыми углеводородами, унаследовали свой газовый состав преимущественно от органического вещества животной (сапропелевой) природы.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания (рег. № НИОКТР 124020500052-9 (Процессы рудообразования и гипергенной трансформации эвапоритов Пермского Предуралья).*

### *Библиографический список*

1. Иванов А.А., Шишуков Н.Г., Сапрыкин Ф.Я. Древесные остатки в ископаемых соляных залежах // Сов. геология. 1963. № 8. С. 107–111.
2. Коротченкова О.В. Новые данные о глауберите Верхнекамского месторождения солей // Горное эхо. 2023. № 2 (91). С. 10–14. DOI:10.7242/echo.2023.2.2
3. Чайковский И.И., Иванов О.В. Новые данные по геохимии газов калийных месторождений // Вестник Пермского университета. Серия Геология. 2014. Вып. 4(25). С. 56–65.
4. Чайковский И.И., Корочкина Е.О. О крупном перерыве калийной седиментации в Соликамском палеобассейне // От анализа вещества – к бассейновому анализу. Материалы 13 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2020. С. 289–291.

### A NEW FIND OF CARBONIZED WOOD IN SALT OF THE VERKHNEKAMSKOE DEPOSIT

**O. V. Korotchenkova, I. I. Chaikovskiy**

*korotchenkova@mi-perm.ru*

A study of carbonized wood found in the salts of the Verkhnekamskoe Deposit showed that it was carried into the basin during the period when turbidity currents arrived from the land, interrupting potassium sedimentation. The crystallization of glauberite here is associated with the sweet ( $\text{HCO}_3\text{--Ca}$ ) composition of the waters. Diagenetic processes manifested themselves in the formation of nodules of anhydrite and sulfate-reduced pyrite. The formation of vein sylvite, which composes contraction cracks in carbonized wood, is associated with folding. The highest value of the gas dryness coefficient in carbonized wood indicates that it is a source of methane. Consequently, the host silvinites of the Verkhnekamskoe Deposit, richer in heavy hydrocarbons, inherited their gas composition mainly from organic matter of animal (sapropelic) nature.

*Key words: Verkhnekamskoe Deposit, carbonized wood, gases in salts.*

УДК 549.21.211(234.852)

**Б.М. Осовецкий**

Пермский государственный национальный  
исследовательский университет, г. Пермь

## РОЛЬ МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ ПРИ ПОИСКАХ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ НА УРАЛЕ

Минералы-спутники алмазов кимберлитового происхождения (пиропы, хромшпинелиды, пикроильменит и др.) часто встречаются в кайнозойских россыпях алмазов и промежуточных коллекторах раннего девона и раннего силура на западном склоне Урала. В данной статье автор на основе представления о нахождении их источников питания (кимберлитов) на восточной окраине Волго-Уральского щита обосновывает необходимость использования минералов-спутников как индикаторов степени алмазоносности россыпных отложений на стадии поисков.

*Ключевые слова: алмаз, поиски, россыпи, минералы-спутники, Западный Урал.*

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.90**

**Введение.** О минералах-спутниках алмазов в россыпях и отложениях промежуточных коллекторов на западном склоне Урала имеются многочисленные литературные источники с участием большого количества исследователей, представляющих различные научные коллективы и организации (А.А. Кухаренко, Ю.В. Шурубор, Ю.Р. Беккер, Н.Б. Бекасова, Б.М. Келлер, В.К. Гаранин, С.П. Пьянкова, В.Н. Повонская, В.А. Ветчанинов, О.О. Соколова, Л.И. Лукьянова, Т.В. Харитонов, Э.С. Щербаков, И.А. Малахов, И.И. Чайковский, В.А. Езерский, В.Н. Анфилов, О.Б. Наумова, А.М. Чумаков, И.А. Эсмонтович, И.И. Казаков, Ю.Г. Пактовский, А.Г. Попов и др.). Результатами этих исследований являются, в частности, детальное описание таких характерных для уральских россыпей минералов-спутников, как хромистые пиропы, хромшпинелиды, пикроильмениты. Наиболее вероятными коренными источниками этих минералов считаются алмазоносные дунит-гарцбургиты и другие породы кимберлитового ряда.

Минералы-спутники уральских алмазов, относящиеся к группам гранатов, ильменита и шпинели, являются представителями большого разнообразия минеральных видов, многие из которых не имеют отношения к кимберлитам, особенно алмазоносным. Для идентификации тех разновидностей,

которые относятся к алмазному парагенезису, требуется применять современные методы аналитических исследований с обязательным проведением микрозондового анализа и расчетом минерального состава. Далеко не все опубликованные данные о минералах-спутниках уральских алмазов отвечают этим требованиям.

Целью настоящей статьи является анализ результатов некоторых работ по изучению химического состава хромистых пиропов, высокомагнезиальных хромшпинелидов и пикроильменитов, результаты которых могут быть использованы при поисках алмазоносных россыпей на территории западного склона Урала. Обсуждаются также проблемы разработки прогнозно-поискового комплекса на россыпные алмазы данной территории с включением исследований минералов-спутников алмаза.

Гранаты. Минералы группы гранатов постоянно присутствуют в составе тяжелой фракции аллювиальных отложений западного склона Урала. В частности, в тяжелой фракции аллювия Нижневишерской терригенно-минералогической подпровинции их среднее содержание оценивается в 5% [4].

В минеральных видах группы гранатов, которая отличается особенно большим разнообразием химического и соответственно минерального состава, для оценки их принадлежности к алмазоносным кимберлитам решающее значение имеет доля хноррингитового минерала –  $\text{Mg}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$ .

В качестве примера ниже рассмотрены результаты детально изученных (при участии автора статьи) с применением микрозондового анализа геохимических особенностей 70 зерен гранатов в месторождениях Рассольнинское, приуроченном к песчаникам колчимской свиты нижнего силура, и Волынка [2]. Размер зерен гранатов варьировал от 40 мкм до 1 мм и более. Морфологически зерна представлены искаженными или правильными кубоидами с резорбированной поверхностью.

В этих месторождениях, наряду с преобладающими по количеству гранатами некимберлитового парагенезиса (пироп-альмандины,grossуляр-пироп-альмандины, уваровит-альмандин-пиропы и пироп-альмандин-спессартины), установлено присутствие хромистых пиропов, для которых наиболее вероятными источниками питания являлись алмазоносные кимберлиты. Такие гранаты представляют алмаз-пироповую фацию глубинности (150–200 км) и обычно являются спутниками кимберлитовых алмазов в породах ультраосновного ряда.

Хромистые пиропы данных объектов представлены одинаковой хноррингит-пироповой ассоциацией минеральных компонентов. Они заметно различаются по окраске с отчетливым разделением на две группы: фиолетовые и красные разновидности. Различие окраски этих групп

пиропов обусловлено заметным изменением доли кноррингитового минала, которая в целом варьирует в пределах от 5 до 30%. При этом доля пиропового минала в каждом зерне, как правило, превышает 50% (табл.).

Таблица

*Средний минальный состав хромистых пиропов  
Рассольнинского месторождения, %*

| Группа     | Пироп | Кнор-<br>рингит | Аль-<br>мандин | Уваро-<br>вит | Спес-<br>сартин | Андра-<br>дит | Число<br>зерен |
|------------|-------|-----------------|----------------|---------------|-----------------|---------------|----------------|
| Фиолетовые | 55,98 | 25,34           | 5,70           | 2,06          | 0,65            | 10,27         | 15             |
| Красные    | 70,89 | 13,73           | 5,28           | 1,52          | 0,52            | 8,06          | 10             |

Следует подчеркнуть, что доля кноррингит-пироповых гранатов в общей совокупности их зерен составляет около 36%, т.е. достаточно велика.

Хромшпинелиды. Хромшпинелиды также являются довольно распространенными минеральными компонентами шлихов, отмытых из аллювиальных отложений западного склона Урала. Например, в тяжелой фракции аллювия Косьвинской терригенно-минералогической провинции их содержание достигает 5% [4].

Их источниками питания, в частности, являются породы Сарановской группы месторождений. Средний минальный состав хромшпинелидов руд этого месторождения определен нами в следующем соотношении (%): феррохромит – 40,6; шпинель – 28,2; пикрохромит – 19,3; магнетит – 7,5; остальные – менее 2 [5]. Соответственно, во многих водотоках западного склона Урала хромшпинелиды в составе тяжелой фракции аллювия также отличаются преобладанием феррохромитового минала. Однако, для территории Якутской кимберлитовой провинции установлено, что в хромшпинелидах кимберлитов и соответственно аллювия преобладающим миналом обычно является пикрохромит [9].

Аналогичная специфика минального состава хромшпинелидов была подтверждена и для алмазоносных россыпей территории западного склона Урала [2]. В частности, изучен минальный состав 41 зерна хромшпинелидов из отложений Рассольнинского месторождения. Размер этих зерен обычно 1,0–0,5 мм, морфология – в основном октаэдрические кристаллы. По химическому составу среди них преобладали подгруппы высокотитанистых среднеглиноземистых алюмохромитов и субферри-алюмохромитов, но присутствовали и другие, что является следствием размыта пород различных источников питания.

Минальный состав изученных зерен хромшпинелидов очень разнообразен. К хромшпинелидам алмазной ассоциации отнесены только 8 кристаллов с преобладанием пикрохромитового минала. Их средний

минальный состав (%) следующий: пикрохромит – 75,0; шпинель – 11,9; магнетит – 7,2; феррохромит – 6,0. В химическом составе этих хромшпинелидов содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  превышает 63%, а  $\text{MgO}$  – более 20%.

Резкое отличие минального состава этой группы хромшпинелидов изученной алмазоносной россыпи от такового, характерного для хромшпинелидов рудных месторождений Урала, позволяет надежно использовать их в поисковой практике на россыпные алмазы. При этом необходимо учитывать, что доля пикрохромитовых хромшпинелидов в общей совокупности их зерен составляет только около 20%.

Ильмениты. Минералы этой группы также являются обычными компонентами тяжелой фракции аллювия на западном склоне Урала. В частности, их среднее содержание в составе тяжелой фракции аллювия Средней-Винской подпровинции составляет 5% [4].

Из минералов группы ильменита при оценке алмазоносности территории обязательным является присутствие его магнезиальной разновидности – пикроильменита, в составе которого индикаторным миналом является гейкилит ( $\text{MgTiO}_3$ ). Одно из детальных исследований минального состава пикроильменитов в породах Волынской россыпи и Рассольнинского участка (такатинская и колчимская свиты) выполнено уральскими учеными [3]. Ими установлено, что доля ильменитового минала в пикроильменитах колеблется в широких пределах – от 28,4 до 77,5%, гейкилитового – от 6,5 до 41,3%.

Особенностью пикроильменита данных россыпных объектов является также присутствие и иногда даже преобладание (до 63,8%) армолколитового минала –  $(\text{Mg,Fe})\text{Ti}_2\text{O}_5$ . Последний был впервые обнаружен в породах Луны. Обычно он присутствовал как включение в центральной части зерен ильменита, что свидетельствовало о начальной фазе кристаллизации при очень быстром охлаждении расплава. Армолколит в дальнейшем был найден и в кимберлитах.

Интересна также находка на территории западного склона Урала зерна пикроильменита следующего состава (мас. %):  $\text{TiO}_2$  – 49,27;  $\text{FeO}$  – 32,34;  $\text{MgO}$  – 14,14, для которого характерно преобладание гейкилитового минала (48,51%) над ильменитовым (33,66%) [8].

Использование минералов-спутников при поисках россыпей алмазов на Урале. Присутствие на западном склоне Урала в россыпных алмазоносных отложениях кайнозойского возраста и породах промежуточных коллекторов минералов-спутников алмаза, имеющих кимберлитовое происхождение, является надежно установленным фактом. Однако из этого факта многими исследователями был сделан неправильный вывод о нахождении в непосредственной близости от мест их находок алма-

зоносных кимберлитов. Значительные материальные затраты в течение длительного периода были потрачены впустую: проведенные полевые работы не подтвердили это предположение. Основное нарушение законов поисковой практики при этом заключалось в переносе поисковых методов, разработанных и успешно применяемых для платформенных областей, на территорию складчатой области западного склона Урала. После получения отрицательных результатов поисковых работ на кимберлиты была допущена вторая грубая ошибка: предложена ложная гипотеза о присутствии на западном склоне Урала некоторых нетипичных алмазонасных коренных пород.

На западном склоне Урала создалась ситуация, необычная для поисковой практики: сначала в россыпи обнаруживались алмазы, а потом – минералы-спутники. К тому же исследователи отмечали редкость находок минералов-спутников, которые обнаруживались в меньшем количестве, чем сами алмазы [7].

В решении проблемы использования минералов-спутников алмаза в поисковой практике на западном склоне Урала мы исходим из представления о том, что их коренные источники (алмазонасные кимберлиты) имеют предположительно докембрийский возраст и располагаются на значительной глубине в пределах соседней территории восточной окраины Волго-Уральского щита [6]. В течение длительного геологического времени на них формировалась мощная кора выветривания, которая размывалась водными потоками в раннедевонское и раннесилурийское время. Реки текли с запада на восток, при этом минералы-спутники транспортировались и отлагались вместе с алмазами в прибрежно-морских и аллювиальных фациальных обстановках. В результате сформировались соответствующие промежуточные коллекторы алмазов (колчимский и такатинский), которые в свою очередь в дальнейшем стали источниками питания кайнозойских россыпей в палеодолинах.

Некоторые сложности возникают при интерпретации ураганных содержаний минералов-спутников в алмазонасных отложениях западного склона Урала. Такие скопления минералов-спутников приурочены к небольшим линзам или прослоям. Размеры их часто не превышают одного метра по протяженности. Именно такие находки ранее трактовались как наиболее достоверное доказательство присутствия поблизости кимберлитового тела или другого первоисточника. Однако детальным опробованием окружающих пород было надежно доказано, что минералы-спутники в них полностью исчезали с удалением на небольшое расстояние от места ураганной находки.

Мы предлагаем рассматривать такие находки как результат приноса водными потоками в раннем девоне или силуре на территорию западного склона Урала небольших обломков кимберлитов в составе крупнообломочного материала. Их дезинтеграция с высвобождением минералов-спутников происходила уже в породах промежуточного коллектора. Данная интерпретация позволяет также объяснить присутствие в тех же линзах слабоустойчивых к процессам выветривания минералов кимберлитового происхождения (например, хромдиопсида, оливина).

Наилучшим ответом на вопрос о том, каким образом следует использовать находки минералов-спутников алмазов (хромистых пиропов, хромшпинелидов, пикроильменита) в отложениях разного возраста на западном склоне Урала, является следующий: работы по выявлению минералов-спутников необходимо проводить на поисковой стадии, и такие находки следует рассматривать как дополнительное свидетельство алмазонности пород.

Опробование отложений на минералы-спутники на западном склоне Урала должно быть заложено в прогнозно-поисковом комплексе работ на россыпные алмазы. Наибольший экономический эффект может быть достигнут в случае выполнения таких работ на нескольких поисковых объектах, из которых только некоторые с учетом данных о минералах-спутниках должны быть рекомендованы для проведения разведочных работ.

При разработке соответствующей части прогнозно-поискового комплекса, помимо решения вопросов о количестве, объеме поисковых проб и методах их полевой обработки, необходимо детально описать особенности лабораторных методов. При этом следует учитывать, что к минералам-спутникам алмазов на западном склоне Урала относится только некоторая часть крупных зерен гранатов, ильменита и хромшпинелидов. Для их идентификации необходимо использовать современные методы электронной микроскопии с обязательным микрозондовым анализом.

Следует учитывать также присутствие среди минералов-спутников сильно измененных разновидностей. В частности, в отложениях колчимской и такатинской свит обнаружены сильно измененные хромшпинелиды с экстремально высокими содержаниями пикрохромитового минала (от 55,2 до 80%) [3]. Многие зерна пикроильменита сильно лейкоксенизированы.

Пока дискуссионными остаются вопросы о возможности использования в поисковой практике на западном склоне Урала таких редких минералов, как муассанит, армолколит, флоренсит.

В качестве минералов-спутников алмазов на западном склоне Урала могут быть использованы также мелкие алмазы, которые нередко являются осколками крупных кристаллов. В частности, они могут быть ис-

пользованы в поисковой практике для разбраковки россыпей с промышленными и непромышленными содержаниями алмазов. С этой целью в свое время были выполнены тематические исследования с целью установления соотношения количества мелких и крупных зерен алмазов на примере россыпей Ново-Колчимской и Вогульской депрессий [1]. Эти россыпи оказались слабоалмазоносными, что подтверждается и результатами по мелким алмазам, которых в пробах общего объема 48 м<sup>3</sup> было обнаружено всего 8 зерен (размером от 0,08 до 0,41 мм). Ранее было установлено, что в высокоалмазоносных отложениях обычно для обнаружения одного мелкого алмаза требовалось изучить пробу объемом порядка 2 м<sup>3</sup>. При аналогичных исследованиях в бассейне р. Акчим были отдельно изучены на мелкие алмазы алмазоносные и неалмазоносные отложения. В первых было обнаружено 7 мелких кристаллов размером от 0,12 до 0,5 мм, во вторых мелкие алмазы вообще отсутствовали.

**Заключение.** Исследования минералов-спутников алмазов рекомендуется включить в состав прогнозно-поискового комплекса (ППК) как составная часть минералогического блока. С этой целью предлагается отбирать на стадии поисков выборочно пробы из керна поисковых скважин. При их классификации на ситах предлагается выделить классы частиц размером 2,0–1,0 мм для просмотра и отбора зерен минералов-спутников, а также 0,25–0,1 мм – для разделения навески в бромформе с последующим изучением минерального состава аллотигенной части тяжелой фракции и выделения индикаторной минеральной ассоциации.

Важность выполнения таких работ становится очевидной, если вспомнить историю открытия Сюезвской россыпи алмазов в районе, где в течение нескольких десятилетий при поисковых работах находились алмазы с непромышленными содержаниями. Следует подчеркнуть, что минералогические исследования при поисковых работах там были выполнены и показали высокую степень разубоживания отложений обломочным материалом местных пород, но эти результаты не были приняты во внимание.

Находки минералов-спутников на поисковой стадии работ могут служить дополнительным индикатором степени алмазоносности отложений, учитывая значительное количество на западном склоне Урала ранее обнаруженных россыпных объектов с непромышленной алмазоносностью.

Исследования представляют собой обобщение собственных материалов, полученных с использованием различных источников финансирования (грантов, тематических работ и т.д.), совместных исследований с сотрудниками Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, наряду с использованием ряда литературных источников.

### *Библиографический список*

1. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Мелкие алмазы Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1996. 128 с.
2. Макеев А.Б., Осовецкий Б.М., Черепанов Е.Н., Наумов В.А. Минералы-спутники алмаза месторождений Рассольнинское и Волынка // Геол. рудн. месторожд. 1999. Т.41, № 6. С. 527-545.
3. Малахов И.А., Бушарина С.В. Состав типоморфных минералов-спутников алмазов в разновозрастных терригенных породах Красновишерского района на Северном Урале как индикатор их происхождения // Известия Уральской гос. горно-геол. академии. Вып. 10. С. 33-43.
4. Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССТК, 2004. 292 с.
5. Осовецкий Б.М. Прецизионные методы исследования минералов // Пермь: ПГНИУ, 2021. 156 с.
6. Осовецкий Б.М., Пактовский Ю.Г., Понов А.Г., Чуйко В.А. Источники питания и история формирования уральских россыпей алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. 2023. Вып. 26. С. 196-206.
- Пактовский Ю.Г., Понов А.Г. Девонский коллектор алмазов Урала // Литосфера, т. 23, № 4. 2023. С. 683-700.
7. Силаев В.И., Чайковский И.И., Харитонов Т.В., Филиппов В.Н., Хазов А.Ф. К проблеме атипичных и нетрадиционных минералов-спутников алмаза (на примере Урала) // Сыктывкар, 2009. 65 с.
8. Хмельков А.М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования // Новосибирск: АРТА, 2008. 252 с.

## ROLE OF MINERAL-INDICATORS UNDER PROSPECTING OF DIAMOND PLACERS IN THE URALS

**B.M. Osovetsky**

*opal@psu.ru*

The mineral-indicators of kimberlite diamonds (pyropes, chromeshpinelides, microilmenite, and others) are very often met in the Cenozoic placers and intermediate collectors in the western slope of the Urals. The author of the article supposes the presence of their mother rocks (kimberlites) in the eastern frontier areas of the Volga-Urals Shield. So mineral-indicators may be used as indicators of diamond quantity in placers during their prospecting.

*Key words: diamonds, placers, mineral-indicators, the Western Urals.*

УДК 552.08:552.54 (470.13)

**Т.В. Павленко, К.В. Дементьева, Е.Е. Лебединцева**  
Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть», г. Пермь

## ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НА КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА НИЖНЕФАМЕНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЧОРО- КОЛВИНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

На основе аналитики результатов фильтрационно-емкостных свойств, петрографического изучения пород в шлифах в комплексе с сканирующими электронно-микроскопическими исследованиями и рентгенодифрактометрическим методом изучены вторичные изменения карбонатных отложений и степень их влияния на коллекторские свойства нижнефаменных рифогенных отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. В изученных породах определена значительная неоднородность пустотного пространства. Выявлено, что существенная вариативность коллекторских свойств и сложная конфигурация пустотного пространства обусловлена процессами перекристаллизации, доломитизации, выщелачивания, кальцитизации, сульфатизации и трещинообразования.

*Ключевые слова: известняк, доломит, перекристаллизация, выщелачивание, доломитизация, пористость, проницаемость.*

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.98**

Карбонатные породы широко распространены в осадочной оболочке и имеют важное экономическое значение как вмещалища ценных полезных ископаемых. В комплексе исследований карбонатных отложений – их состава, структурных и текстурных особенностей, условий образования и т.д. – изучение их постседиментационных изменений представляет собой большое практическое значение.

Образовавшиеся в результате диагенетических процессов карбонатные породы, достигают физико-химического равновесия, но не представляют собой устойчивую систему. Под действием термобарических и геохимических факторов они преобразуются, приобретая новые признаки и свойства [8]. Эти изменения, включающие растворение карбоната кальция, перекристаллизацию, доломитизацию, выщелачивание оказывают существенное, а часто и определяющее, влияние на формирование и сохранение коллекторских свойств пород.

Одним из основных объектов добычи углеводородов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (НГП) является

доманиково-турнейский преимущественно карбонатный нефтегазоносный комплекс (НГК), сложенный известняками, глинистыми известняками с подчиненным количеством мергелей и доломитами. Нефтеносность комплекса часто определяется зонами распространения верхнефранских рифовых барьеров и карбонатных банок, а также выявлена, в нижнефаменских мелководно-шельфовых пластах облекания рифов [3, 7].

Объектом исследования являлись рифогенные отложения задонского и елецкого горизонтов нижнего отдела фаменского яруса доманиково-турнейского НГК. В тектоническом отношении район исследований охватывает Лайский вал и примыкающую к нему Лодминскую перемышку в южной части Денисовского прогиба. Согласно нефтегазогеологическому районированию, территория относится к Лайско-Лодминскому нефтегазоносному району (НГР) Печоро-Колвинской нефтегазоносной области (НГО).

Отложения задонского и елецкого горизонтов Печоро-Колвинской НГО характеризуются значительной неоднородностью литологического состава и пустотного пространства как по разрезу, так и площади. Детальное исследование данных отложений представляет особую важность для установления условий формирования рифогенных толщ, являющихся перспективными для поиска углеводородов. Таким образом, цель данной работы изучить постседиментационные изменения нижнефаменских рифогенных отложений и определить характер их влияния на коллекторские свойства.

Рифогенные нижнефаменские отложения Печоро-Колвинской НГО изучены по керну и представлены преимущественно известняками микробиальными, биокластово-пелоидными, в разной степени доломитизированными, участками практически полностью замещенными вторичными доломитами.

Согласно литолого-петрографическим исследованиям все изученные породы были разделены на 4 литологические группы:

*ЛТ-1. Известняки пелоидные, биокластово-пелоидные (грейнстоуны, рудстоуны)* [10]. Породы сложены преимущественно пелоидами, интракластами. Генезис пелоидов преимущественно микробиальный (водорослевый), порода образована в результате взламывания и перетложения микробиальных матов [1, 9]. Доломит замещает кальцит в фенестральных полостях, в центральных частях полостей инкрустации, залечивает трещины, рассеян отдельными идиоморфными кристаллами по породе, запечатывает поры и каверны. Кальцитизация заключается в образовании полостей инкрустации, параллельных напластованию.

*ЛТ-2. Известняки микробиальные (байндстоуны).* Основная масса породы представлена сгустками и комочками с четкими и расплывчатыми очертаниями, удлинённой и изометричной формы, сложенными

пелитоморфным кальцитом. Сгустки и комочки являются продуктами жизнедеятельности цианобионтов (синезеленых водорослей), первичная структура которых не сохранилась [1, 9]. В постседиментационный период известняки подвергались значительным вторичным изменениям: перекристаллизации/кальцитизации, доломитизации (участками до прослоев вторичных доломитов), сульфатизации, стилолитизации, трещиноватости и выщелачиванию. Микробиальные известняки формируют основную часть разреза изученных отложений.

*ЛТ-3. Известняки микрозернистые (вакстоуны, мадстоуны).*

Порода сложена микрозернистым, участками тонко-микрозернистым кальцитом, в котором неравномерно распределены органические остатки. Глинистый материал (в единичных случаях до 20 %), заполняет стилолитоподобные трещинки и концентрируется в многочисленные микрослойки. На участках породы, обогащенных глинистым материалом, встречаются терригенные, полуокатанные зерна кварца и полевых шпатов алевритовой размерности (до 10 %).

*ЛТ-4. Вторичные доломиты, развивающиеся по породам различных литотипов.* Структуры доломитов кристаллические разномасштабные, средне- и крупно-среднезернистые, редко – мелко-среднезернистые. Породы пористо-кавернозные, часто трещиноватые.

В образцах, отнесенных к ЛТ-1 (79 образцов) (рис. 1), по данным рентгенодифрактометрического метода, преобладает кальцит (54,3-99,6 %, среднее – 89,5 %), в меньшем количестве определен доломит (0,4-45,7 %, среднее – 9,8 %), содержание глинистых минералов в ряде образцов достигает 14,5 %, содержание терригенной примеси до 7,0 %.

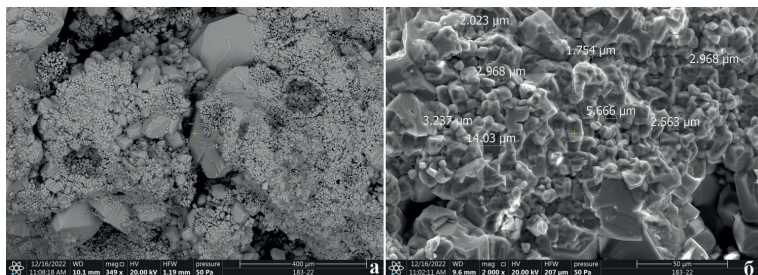


Рис. 1. Электронно-микроскопические снимки поверхности образца, глубина 3880,24 м, ЛТ-1. Известняк микробиальный доломитистый тонко-микрозернистый кавернозный: а – тонко-микрозернистый кальцитовый матрикс с многочисленными кристаллами доломита, с развитой системой сообщающихся микрокаверн, выполненных кристаллами кальцита и доломита; б – порово-пустотное пространство породы

Породы группы ЛТ-2 (280 образцов) (рис. 2) сложены преимущественно кальцитом (46,0-100 %, среднее – 88,4 %), содержание доломита имеет подчиненное значение (0,0-54,0 %, среднее – 11,4 %).

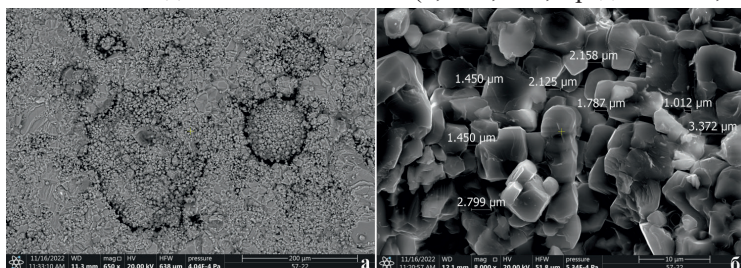


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки поверхности образца, глубина 4594,13 м, ЛТ-2. Известняк доломитистый микробактериальный тонко-микрозернистый: а – микрозернистый кальцитовый матрикс с многочисленными кальцисферами; б – порово-пустотное пространство породы в виде мелких межзерновых изометричных и анизометричных микропор

Глинистые минералы по данным анализа отсутствуют, что указывает на биогенную природу кварца, который в единичных образцах достигает 9,5 %.

В породах ЛТ-3 (рис. 3) (5 образцов) преобладает кальцит (59,8- 98,5 %). Содержание доломита значительно меньше, чем в породах ЛТ-1 и ЛТ-2 (1,5-11,3 %). Глинистые минералы, обнаруженные в ходе анализа, составляют 3,0-17,7 %. Содержание терригенной компоненты, представленной кварцевыми зернами, достигает 9,2 %.

Породы ЛТ-4 (96 образцов) (рис. 4) сложены преимущественно доломитом (51,3-100 %, среднее – 90,7 %), со значительным содержанием кальцита в ряде образцов (0,0-48,3 %, среднее – 8,8 %). Глинистые минералы по данным анализа не превышают 0,1 %, содержание кварца достигает 5 %.

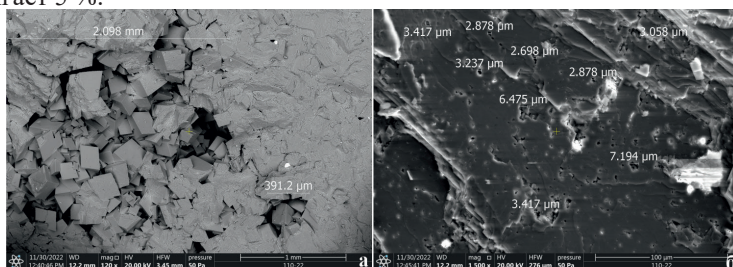


Рис. 4. Электронно-микроскопические снимки поверхности образца, глубина 3686,91 м, ЛТ-4. Доломит вторичный разномасштабный кавернозный: а – кристаллический доломит с развитой системой сообщающихся изометричных и вытянутых микрокаверн, выполненных кристаллами доломита; б – порово-пустотное пространство породы в виде микропор растворения на границах кристаллов

Изученные нижефаменские отложения характеризуются значительной неоднородностью пустотного пространства, в связи с чем их фильтрационно-емкостные свойства существенно варьируют. Открытая пористость изменяется от 0,3 до 19,7 % при среднем значении 3,3 %. Порядка 80 % изученных образцов относятся согласно классификации коллекторов В.Н. Кобрановой [6] к категории низкопористых (рис. 5). Микробиальные известняки (ЛТ-2), преобладающие в изученных разрезах скважин, также характеризуются невысокими емкостными характеристиками и, в целом, по значениям коэффициента пористости немного уступают доломитам (ЛТ-4), пустотное пространство которых представлено вторичной пористостью – кавернами, трещинами, порами растворения. Проницаемость изученных отложений варьирует от 0,01 до  $4000 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> при среднегеометрическом значении равном  $0,5 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Породы в большинстве своем практически не проницаемые и полупроницаемые (рис. 5). Порядка 15 % изученных отложений относятся к категории проницаемых коллекторов: в основном данным образцам соответствует повышенная пористость, представленная порами и кавернами. В ряде случаев отложениям с низкими емкостными параметрами соответствуют высокие значения проницаемости, что связано с развитием трещиноватости в данной группе пород.

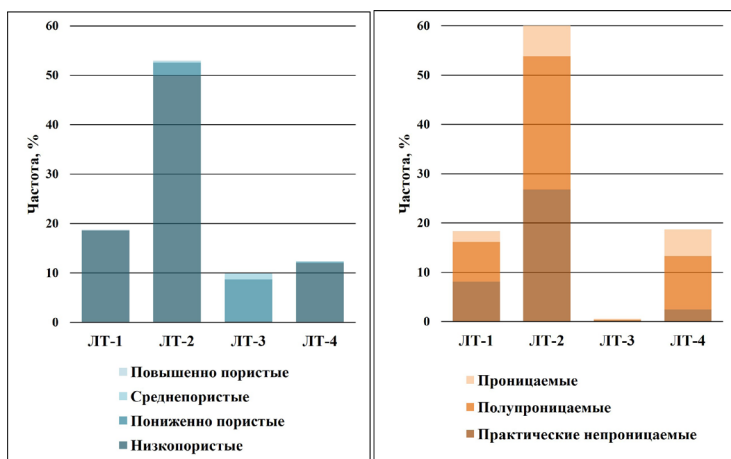


Рис. 5. Распределение пород на группы по данным открытой пористости и проницаемости в соответствии с литотипами (по классификации В.Н. Кобрановой)

Зависимость газопроницаемости от открытой пористости (рис. 6) определяет сложную связь между параметрами, что объясняется

многообразием типов пустотного пространства изученных коллекторов. Коэффициент корреляции не высокий, но явно выражена тенденция: увеличение проницаемости коллекторов с ростом емкостной составляющей.

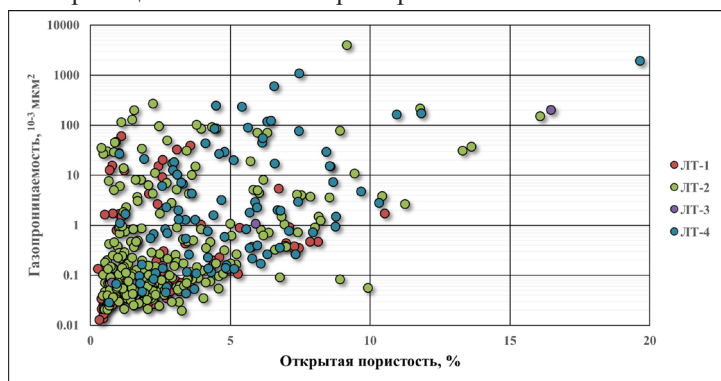


Рис. 6. Зависимость газопроницаемости от открытой пористости в соответствии с литотипами

Таким образом, в карбонатных породах задонского и елецкого горизонтов наблюдаются следующие постседиментационные изменения: перекристаллизация, доломитизация, выщелачивание, кальцитизация, сульфатизация и трещинообразование, оказавшие влияние на фильтрационно-емкостные характеристики нижедевонских отложений и определившие сложную конфигурацию пустотного пространства. Процессы, приведшие к данным изменениям пород, происходили взаимосвязано.

*Перекристаллизация* широко распространена в изученных карбонатных породах. Этот процесс может происходить при сохранении минерального состава пород, а также при их доломитизации или кальцитизации. Перекристаллизация, не связанная с изменением химического состава породы, весьма часто наблюдается во всех выделенных литотипах (рис. 1-3, а). Степень перекристаллизации материала при этом неоднородна. Перекристаллизация, не являясь самостоятельным процессом, всегда сопровождает выщелачивание и приурочена к местам реализации последнего (рис. 1-3, а) [8]. Сама по себе перекристаллизация оказывает неоднозначное влияние на коллекторские свойства пород, в одно время она закупоривает первичную пористость, но при этом может увеличивать ёмкостную составляющую, действуя совместно с выщелачиванием, что приводит к увеличению коллекторских свойств.

Процесс *выщелачивания* известняков, заключающийся в формировании в них кавернозности, обусловлен выносом части

цементирующего органические остатки зернистого кальцита и одновременно его перекристаллизацией с укрупнением зерен (рис. 3 а) [5]. Как уже отмечалось ранее, выщелачивание приводит к увеличению емкостной составляющей и, как итог, – к росту фильтрационных характеристик.

*Вторичная доломитизация* известняков осуществляется в результате воздействия на них магнийсодержащих вод и замещения ионов кальция ионами магния. В результате кальций либо выносятся из системы, либо соединяется с сульфат-ионом и образует парагенетический с доломитом гипс или ангидрит [4].

Анализ зависимостей значений коэффициента открытой пористости и газопроницаемости от содержания доломита в изученных карбонатных породах показал, что связь отсутствует. Однако отмечается небольшая тенденция: с возрастанием количества доломита пористость породы увеличивается (рис. 7). Анализ распределения пористости и проницаемости в соответствии с содержанием доломита (рис. 8) для всех литологических образований позволяет отметить, что наиболее высокими коллекторскими свойствами обладают доломиты (содержание  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  – более 90 %) и слабо доломитизированные микробийные известняки (содержание доломита не превышает 10 %). Степень доломитизации оказывает влияние на пористость, но оно не является определяющим [5].

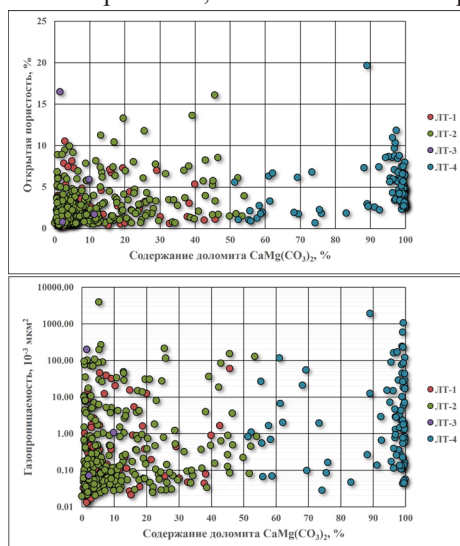


Рис. 7. Сопоставление открытой пористости и газопроницаемости с доломитовой составляющей

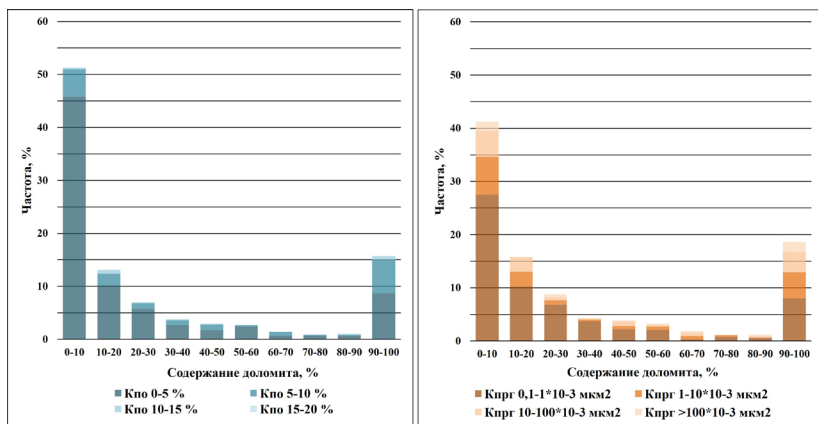


Рис. 8. Распределение пород по пористости и проницаемости в соответствии с содержанием доломита

Как и любой другой постседиментационный процесс, *образование макро- и микротрещин* проявляется избирательно, что детерминировано различными прочностными свойствами карбонатных пород. Наиболее подвержены трещиноватости «карбонатные породы нацело перекристаллизованные» [2]. В меньшей степени трещиноватость проявляется в органогенных известняках, сохранивших свои первоначальные структурные особенности. Трещиноватость сама по себе вносит незначительный вклад в общую емкость коллектора, но она оказывает существенное влияние на фильтрационные характеристики и дает «почву» для развития других вторичных процессов, в итоге приводящих к увеличению ёмкости.

Таким образом, проведенные исследования показали, что фильтрационно-емкостные характеристики изученных верхнедевонских отложений обусловлены такими вторичными процессами, как перекристаллизация, доломитизация, выщелачивание и трещинообразование, определившими сложную конфигурацию пустотного пространства и оказавшими весомый, но часто разнонаправленный вклад в формирование коллекторского потенциала продуктивных отложений.

#### Библиографический список

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч.2. Карбонатные породы. Под ред. А. В. Хабакова. М.: Недра, 1968. 700 с.
2. Багринцева К.И. Трещиноватость осадочных пород. М.: Недра, 1982. 256 с.

3. Белонин М.Д. и др. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения. СПб.: Недра, 2004. 396 с.
4. Беляева Н.В. и др. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров. СПб.: Наука, 1998. 54 с.
5. Жемчугова В.А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. 232 с.
6. Кобранова В.Н. Петрофизика. М.: Недра, 1986. 392 с.
7. Кушнарева Т.И. Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М.: Недра, 1977. 135 с.
8. Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. Под ред. О.М. Петрова. М.: Наука, 1980. 102 с.
9. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР. 1958. 170 с.
10. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks: Simp. Amer. Assoc. Petrol.
11. Geol. Mem. / Ed. W.E.Ham, 1962.V.1. P. 108-121.

STUDY OF THE INFLUENCE POST-DEPOSITION CHANGES  
ON THE RESERVOIR PROPERTIES LOWER FAMENIAN  
CARBONATE SEDIMENTS THE PECHORO-KOLVA OIL-AND-  
GAS BEARING REGION

**T.V. Pavlenko, K.V. Dementieva, E.E. Lebedintseva**

*tatyana.pavlenko@pnn.lukoil.com*

Based on the analysis of the results of permeability and porosity, petrographic study of rocks in sections in combination with scanning electron microscopic studies and X-ray diffractometry, post-deposition changes in carbonate deposits and the degree of their influence on the reservoir properties of the Lower Famienian reefs deposits of the Timan-Pechora oil and gas province were studied. A significant heterogeneity of the void was determined in the studied rocks. It was revealed that the significant variability of reservoir properties and the complex configuration of the void is due to the processes of recrystallization, dolomitization, leaching, calcitization, sulfatization and fissuring.

*Key words: limestone, dolomite, recrystallization, leaching, dolomitization, porosity, permeability.*

**Ю.Г. Пактовский**

Пермский государственный национальный  
исследовательский университет, г. Пермь

## ЛЁССОВИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛМАЗОНОСНОЙ РОССЫПИ ЮЖНАЯ РАССОЛЬНАЯ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

В статье описаны лёссовидные отложения северо-западных блоков месторождения Южная Рассольная, где ранее была установлена промышленная алмазоносность силурийского промежуточного коллектора. В этих отложениях полевыми геологами отмечены «журавлики» (лёссовые куколки, дутики). В статье изучены: 1) гранулометрический состав лёссовидных отложений с помощью двух методов: ситового анализа и лазерного дифракционного анализатора Analysette 22 MicroTec plus; 2) минеральный состав тяжелой фракции лёссовидных и подстилающих отложений – с помощью количественного минералогического анализа; 3) количественный валовый минеральный состав и соотношение глинистых минералов в пелитовой фракции – с помощью рентгеновского порошкового дифрактометра D2 Phaser («Bruker», ФРГ).

Отмечены некоторые особенности в процессе пробоподготовки для научного исследования лёссовидных отложений (обязательная диспергация), а также своеобразные минеральные агрегаты, состоящие из минералов легкой фракции (кварц, полевые шпаты) и похожие на «перекати-поле», включающие в свой состав также и тяжелые аллотигенные минералы, которые транспортируются ветром и, по-видимому, на значительные расстояния при отсутствии земной растительности или водных преград. В результате проведенного исследования сделан вывод, что описанные лёссовидные отложения на изучаемой территории не имеют прямой связи с алмазоносностью.

*Ключевые слова:* Пермский край, силур, гранулометрия, минералогия, рентгенофазовый анализ, лёсс, журавлики, алмазоносные россыпи.

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.107**

В северо-западных блоках месторождения Южная Рассольная непосредственно под покровными суглинками залегают выведенные на поверхность алмазоносные отложения, образованные за счет выветривания силурийского промежуточного коллектора. Несколько лет назад здесь геологами В.А. Чуйко и В.А. Синкиным были найдены отпрепарированные в стенке добычного карьера некие ожелезненные природные образования, которые их заинтересовали. В 2023 г. мы со студентами-геологами кафедры минералогии и петрографии посетили это место и отобрали из слоя, содержащего эти образования, литологическую

пробу (ЛП1), а из подстилающих этот слой отложений – еще одну пробу (ЛП2). Исходя из геологического строения месторождения, мы отнесли нижний слой (проба ЛП2) к верхней части толщи 1 силурийского коллектора алмазов [7, 8]. Перекрывающий алмазоносную силурийскую толщу слой, встреченный только в районе Л-55, потребовал дополнительного исследования.

Литологически этот перекрывающий слой представлен комковатыми, пористыми отложениями, которые в сухом виде растираются в тончайший порошок между пальцами, твердых частиц песчаной размерности не ощущается; во влажном виде – превращаются в «липкую грязь» [6], или «плавун» [1].

Но при гранулометрическом рассеве пробы 1 выявились песчаные и алевритовые гранулометрические классы (табл. 1), хотя никаких зерен песчаной размерности изначально в пробе не наблюдалось.

Таблица 1

*Гранулометрический состав проб ЛП1 и ЛП2 из верхней части толщи 1 по данным ситового отсева, г и %*

| № пробы | Масса навески исходная, г | Масса навески конечная, г | Гранулометрические классы, г |         |          |          |          |           |        |          |          |
|---------|---------------------------|---------------------------|------------------------------|---------|----------|----------|----------|-----------|--------|----------|----------|
|         |                           |                           | 2,0-1,0                      | 1,0-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | 0,1-0,05 | 0,05-0,01 | -0,01  | Сумма, г | Сумма, % |
| ЛП1     | 235,60                    | 100,92                    | 4,25                         | 3,00    | 1,54     | 8,88     | 24,67    | 54,31     | 134,68 | 231,3    |          |
|         | %                         |                           | 1,84                         | 1,30    | 0,67     | 3,84     | 10,66    | 23,48     | 58,22  |          | 100      |
| ЛП2     | 215,62                    | 91,44                     | 14,12                        | 7,44    | 21,49    | 35,70    | 3,60     | 7,95      | 124,18 | 214,5    |          |
|         | %                         |                           | 6,58                         | 3,47    | 10,02    | 16,64    | 1,68     | 3,71      | 57,90  |          | 100      |

Парадоксальность ситуации разрешилась, когда при просмотре гранулометрических классов под бинокулярным микроскопом обнаружилось, что эти как бы песчаные зерна состоят из мельчайших частиц пелитовой размерности, сцепленных в некое шарообразное целое, в «глобули», достаточно устойчивые, чтобы не распасться. Это нюанс необходимо учитывать, имея дело с «коварными» лёссовидными отложениями, в поле выглядящими как алеврит или даже песок.

Для выяснения гранулометрического состава этих отложений проведено гранулометрическое исследование пробы ЛП1 с помощью

лазерного дифракционного анализатора гранулометрического состава Analysette 22 MicroTec plus (с блоком диспергирования в жидкости Wet Dispersion Unit), аналитик И.В. Бадьянова (Центр коллективного пользования ПГНИУ). Данные представлены в таблице 2.

По преобладанию алевритовой фракции в составе (табл. 2) эти отложения можно назвать глинистым алевритом, по физическим свойствам – лёссом, однако, поскольку отложения не обладают всеми признаками лёсса [2, 6], правильнее их назвать лёссовидными. Например, отложения не являются известковистыми, как и конкреции, заинтересовавшие моих знакомых геологов, которые обычно принято называть журавчиками, или лёссовыми куколками, или дутиками.

Таблица 2

*Гранулометрический состав пробы ЛП1 по данным Analysette 22, %*

| Проба<br>ЛП1                        | Гранулометрические классы |          |           |            |             |          | Средний<br>диаметр,<br>мм |
|-------------------------------------|---------------------------|----------|-----------|------------|-------------|----------|---------------------------|
|                                     | +0,1                      | 0,1-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | Сумма, % |                           |
| Доля<br>класса,<br>%                | 2,21                      | 15,99    | 51,97     | 29,24      | 0,59        | 100,0    |                           |
| Средний<br>диаметр<br>частиц,<br>мм | 0,1150                    | 0,0577   | 0,0199    | 0,0022     | 0,0018      |          | 0,039                     |

Эти «журавчики» представляют собой полые трубочки диаметром несколько миллиметров, до 10 мм, и длиной до 4 см концентрически-зонального строения, подчеркнутого разными оттенками пленок гидроксидов железа: желтыми, серыми, коричневыми. Сложены они тем же материалом, что и вмещающая порода, но в отличие от самой породы, совершенно не сцементированной, «журавчики» «держат» форму. Правда, при малейшем давлении трубочки распадаются и рассыпаются. В центре трубочки, как правило, наблюдался полый каналец, иногда заполненный мельчайшими зернами кварца и полевых шпатов из вмещающих пород, не окрашенными гидроксидами железа.

В свое время мы встречали подобные образования при картировании территории в окрестностях пос. Ныроб в Чердынском районе Пермского края. Они попадались в слое делювиальных, делювиально-пролювиальных голоценовых глин мощностью до нескольких метров и

трассировали еще живые или уже отмершие корешки наземной растительности. Тонкие корешки можно было вынуть из новообразования, и в руках оставалась полая, очень хрупкая трубочка. Геологи называли эти трубочки «журавчиками», по аналогии с известковыми лёссовыми журавчиками, хотя эти «журавчики» не были известковыми и образовывались в суглинке и глине. Впрочем, есть устойчивое мнение, что существуют «разные лёссы» [4, 5], в которых одинаково содержатся и конкреции углекислого кальция (журавчики), и тончайшие вертикальные каналы, остающиеся после отмирания стеблей травы, засыпаемой пылью [2].

Минералогия лёссовидных и подстилающих их отложений приведена в таблице 3. Выход тяжелой фракции – очень низкий (0,03 и 0,04 мас. %, соответственно). Предварительно необходимо заметить, что аллотигенные минералы пробы ЛП1 не соответствовали мелкопесчаному гранулометрическому классу (0,25–0,1 мм) – они были или значительно мельче, или стремились к нижней границе класса. Но попали в более крупный класс по единственной причине – в результате распада механически сцепленных агрегатов минералов. Так же точно в тяжелую фракцию попали «глобули» кварца, иногда с тяжелыми аллотигенными минералами внутри. Вполне вероятно, что эти своеобразные «перекаати-поле» под воздействием ветра и доставили в лёссовидные отложения аллотигенные минералы, которые, заметим, к тому времени уже были окатаны. В количественном отношении аллотигенных минералов относительно немного, но факт, что они есть, и это – устойчивые к выветриванию минералы Аутигенная часть тяжелой фракции пробы представлена гидрогетитом, зерна которого значительно крупнее аллотигенных минералов.

Из таблицы 3 видно, что минеральная ассоциация тяжелой фракции пробы 1 (лёссовидные отложения) – турмалиновая, а пробы 2 (элювиальные отложения) – лейкоксен-цирконовая. Характерно отношение аллотигенных минералов к аутигенным: меньше единицы (0,4) в первом случае и на порядок больше единицы (11,9) – во втором. Количественный минералогический анализ говорит о том, что пробы ЛП1 и ЛП2 – это пробы из разнотипных отложений, поэтому слой лёссовидных отложений мы не включили в состав толщи 1. Вывод из этого следующий: алмазоносность лёссовидных отложений маловероятна, тем более – промышленная алмазоносность, что имеет смысл иметь в виду при поисковых работах.

Таблица 3

*Количественный минералогический анализ тяжелой фракции проб ЛП1 и ЛП2  
в гранулометрическом классе 0,25-0,1 мм, %*

| № п/п   | Минерал/разность | Проба ЛП1 | Проба ЛП2 |
|---|------------------|-----------|-----------|
| 1   | Турмалин         | 70,8      | 16,8      |
| 2   | Циркон           | 11,5      | 41,0      |
| 3   | Рутил            | 2,1       | 0,2       |
| 4   | Лейкоксен        | 5,2       | 39,6      |
| 5   | Анализ           | -         | 1,0       |
| 6   | Хромшпинелиды    | -         | 0,7       |
| 7   | Эпидот           | 8,3       | 0,5       |
| 8   | Кианит           | 1,0       | -         |
| 9   | Ставролит        | 1,0       | 0,2       |
| Сумма   |                  | 100,0     | 100,0     |
| Доля аллотигенных минералов                   |                  | 27,4      | 92,2      |
| 10  | Гидрогетит       | 100,0     | 77,1      |
| 11  | Гематит          | -         | 22,9      |
| Сумма   |                  | 100,0     | 100,0     |
| Доля аутигенных минералов                     |                  | 72,6      | 7,8       |
| Отношение аллотигенных минералов к аутигенным |                  | 0,4       | 11,9      |

Рентгенофазовый анализ выполнялся с применением рентгеновского порошкового дифрактометра D2 Phaser («Bruker», ФРГ). Количественный анализ валового состава пробы выполнялся с помощью программного обеспечения Topas 4-2. Минеральный состав образца составил, %: кварц 42,6; полевые шпаты 26,2; глинистые минералы 30,4; кальцит 0,8. Соотношение глинистых минералов в пелитовой фракции образца оказалось следующим, %: гидрослюда 82; каолинит 14; смешанно-слойные образования (гидрослюда–сметит) 4 (аналитик Е.М. Томилина, Центр коллективного пользования ПГНИУ). Известно, что современная речная сеть приобрела свой окончательный вид в позднем плейстоцене [1, 9]. В это время сформировался и водораздел рек Ефимовка (бассейн р. Бол. Щугор) и Чурочная (бассейн р. Бол. Колчим). Покровные суглинки, глины и лёссовидные отложения, по-видимому, голоценовые, окончательно «запечатали» силурийскую россыпь алмазов, и в таком виде она просуществовала до сего дня. В свое время В.А. Ветчанинов, первооткрыватель месторождения Южная Рассольная, обратил внимание на эту структурную особенность россыпи, подчеркивая, что продуктивные отложения колчимской свиты «запечатались» на современном водоразделе благодаря ступенеобразному понижению в древнем рельефе (Ветчанинов, Мусихин, 1968ф), и поэтому

сохранились от размыва, имея здесь максимальную мощность. В то время он, пожалуй, единственный считал алмазонасными силурийские отложения, а дезинтегрированные в результате выветривания их разности называл структурным элювием мезозойско-палеогенового возраста.

По многолетним исследованиям целого ряда авторов, развитие современных речных долин способствовало окончательному оформлению уральских россыпей в плейстоцене [3], поэтому будем считать это уточнением к мнению В.А. Ветчанинова.

Палеогеографически это имеет некоторые важные следствия для нашей работы. В плейстоцене отмечается несколько эпох оледенений. Наступление ледника (по другим исследователям, наоборот, его отступление) приводит к образованию лёссовых отложений, особенно в областях, являющихся естественными препятствиями перед постоянно дующими ветрами. По-видимому, в одну из самых последних ледниковых эпох произошло образование лёссовидных отложений на Чурочно-Ефимовском водоразделе и, следовательно, окончательное «запечатывание» силурийской россыпи.

Отложения, подстилающие слой лёсса, уже не имеют к лёссам никакого отношения. Это – зернистые рыхлые кварцевые алевриты с небольшой примесью полевых шпатов (см. табл. 1), с мелкой дресвой светло-серых кварцевых песчаников (в верхнем слое толщи 1) достаточно редкой. Сверху вниз, к подошве толщи 1, количество обломков возрастает, а их размер увеличивается до щебня и мелких глыб; она выстраиваются директивно, по реликтам напластования пород. Другими словами, это – типичные элювиальные образования, спорадическая и низкая алмазонасность которых доказана прямым крупнообъемным опробованием в 2010 г. геологической службой ЗАО «Уралалмаз» (отв. исполнитель Н.Г. Калашников).

Любопытно отметить, что начало образования силурийской россыпи на рубеже ордовика и силура было связано с золотым фактором; с ним же, уже на границе плейстоцена и голоцена, связано и завершение ее образования. Но если в первом случае постоянно дующий на периферии Восточно-Европейской платформы ураганный ветер высвобождал полезный компонент из алмазонасной породы, то во втором – только покрыл тонким лёссовидным плащом уже полностью сформированную россыпь. Напомню, она отрабатывалась до 2013 г.

В заключение автор хотел бы выразить искреннюю признательность И.В. Бадьяновой и Е.М. Томилиной за аналитические исследования, проведенные по теме данной статьи.

### *Библиографический список*

1. *Антропоген Урала*. Методическое руководство по изучению четвертичных отложений Урала. Свердловск, 1963. 159 с.
2. *Геологический словарь*. В 2 т. М.: Недра, 1973. Т. 1. 487 с. Т. 2. 456 с.
3. *Геолого-геоморфологические основы поисков и прогнозирования россыпей на Урале*. УрО АН СССР, КНЦ ИГ. Сыктывкар, 1988. 112 с.
4. *Мушкетов Д.И.* Физическая геология. Изд. 3-е. В 2 т. Т. 2. Л.–М.: Госиздат, 1926. 636 с.
5. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях. Географические условия образования осадков. В 2 т. Т. 2. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 396 с.
6. *Обручев В.А.* Полевая геология. В 2 т. Т. 2. М.–Л.: Издание Совета нефтяной промышленности, 1930. 388 с.
7. *Пактовский Ю.Г.* Силурийский промежуточный коллектор алмазов (Южное Притиманье, Пермский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2021. Том 20, № 4. С. 301–319.
8. *Пактовский Ю.Г.* Геологическое строение силурийского коллектора алмазов в Южном Притиманье (Пермский край) // Сб. науч. тр.: Пермская система Земного Шара – 180 лет. 2022. № 1. С. 113–123.
9. *Сигов А.П.* Историческая преемственность россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 28–33.

## LOESS-LIKE DEPOSITS OF THE DIAMOND-BEARING PLACER YUZH NAYA RASSOLNAYA (PERM REGION)

**Yu.G. Paktovsky**

*urijpaktovskij65@gmail.com*

The article describes the loess-like deposits of the northwestern blocks of the South Rassolnaya deposit, where the industrial diamond content of the Silurian intermediate reservoir was previously established. In these proposals of field geologists, «cranes» (loess pupae, loess nodules, dutiki) are noted. The article studied: 1) the granulometric composition of loess-like deposits using two methods: sieve analysis and laser diffraction analyzer Analysette 22 MicroTec plus; 2) the mineral composition of the heavy fraction of loess-like and underlying sediments - using quantitative mineralogical analysis; 3) quantitative gross mineral composition and the ratio of clay minerals in the pelitic fraction - using a D2 Phaser X-ray powder diffractometer (Bruker, Germany).

Some features were noted in the process of sample preparation for the scientific study of loess-like deposits (obligatory dispersion), as well as peculiar mineral aggregates consisting of light fraction minerals (quartz, feldspars) and similar to «rolling stones», which also include heavy allothigenic ones minerals that are transported by wind and, apparently, over considerable distances in the absence of terrestrial vegetation or water barriers. As a result of the study, it was concluded that the described loess-like deposits in the study area do not have a direct connection with diamond potential.

*Key words: Perm region, Silurian, granulometry, mineralogy, X-ray phase analysis, loess, crane grass, diamond-bearing placers.*

**С.С. Потапов<sup>1</sup>, Н.В. Паршина<sup>1</sup>, Т.А. Ковалёва<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс

<sup>2</sup>Юношеская геол. партия «Пилигрим» МАУДО ЦДОД «ДАР», г. Кунгур

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕРА САЛДА (ПРОВИНЦИЯ БУРДУР, РЕСПУБЛИКА ТУРЦИЯ)

С применением рентгенофазового метода изучен минеральный состав современных минеральных отложений озера Салда в Турции. Установлено, что отложения представлены гидромагнезитом  $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \times 4H_2O$ , гунтитом (хантитом)  $CaMg_3(CO_3)_4$  и механической примесью энстатита  $Mg_2Si_2O_6$ . Отмечается роль органической компоненты (цианобактерий и диатомовых водорослей) в формировании карбонатных минеральных отложений.

*Ключевые слова:* минеральные отложения, гидромагнезит, гунтит (хантит), энстатит, озеро Салда, провинция Бурдур, Республика Турция.

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.114**

**Введение.** Озеро Салда – это пресное глубоководное озеро, которое находится на высоте 1140 м над уровнем моря. Оно образовалось в результате извержения вулкана, в самом его центре – кратере. Озеро Салда вулканическое и естественное. Озеро Салда находится в юго-западной части Турции в районе Бурдур, близ небольшого поселка Ешилова. Интересно, что озеро находится примерно на одинаковом расстоянии как от курортов Средиземного, так и Эгейского морей. Озеро Салда является вторым по глубине озером Турции; его глубина достигает почти 200 м. Длина озера Салда достигает 8 км, а ширина 6 км. Площадь всего озера 454 км<sup>2</sup>. Озеро Салда входит в пятерку самых чистых озёр мира и включено в список природного наследия ЮНЕСКО.

Озеро Салда – геологический памятник природы. Котловина озера Салда окаймляется горными сооружениями, сложенными серпентинизированными и амфиболитизированными ультраосновными породами, подверженными гипергенезу с образованием зоны магнезиальной карбонатазации в виде мелко-прожилковых включений гидромагнезита, которые служат источником магнезиальной компоненты. Современные осадочные отложения озера представлены преимущественно магнезиальным карбонатом (гидромагнезитом) с примесью (8-15 %) лизардита, доломита, арагонита, актинолита и др.

Берега озера покрыты светлым белым песком, представляющим собой новообразованные минеральные отложения. Предметом исследований является состав этих минеральных отложений.

**Объекты и методы исследований.** Минеральные образования отмечаются не только на берегу, но и в акватории озера Салда, располагаясь на прибрежных участках и локализующихся в водной среде под уровнем воды, образуя белые корочки на озёрных гальках, обломках камней (рис. 1); в воздушной среде на обрывистых поверхностях и в переменной среде в приближенных к воде зонах. Формирование минеральных образований происходит с участием микробиоты, «симбиоз» которых приводит к образованию современных строматолитов – осадочных образований, которые появились в результате жизнедеятельности цианобактерий. Среди береговых отложений озера Салда выделяется активная микробиологическая зона, где деятельность бактерий создает благоприятную физико-химическую среду для формирования минералов разных структурно-текстурных типов: «глинистого», «песчаного», «гравийного», «кораллового» с промежуточными разностями [1]. В соответствии с колебаниями уровня воды в озере в разрезе отложений появляются слои и линзы «гравийных» и «коралловидных» минеральных форм.

Если в первой локации минералы отлагается на гальках (см. рис. 1),

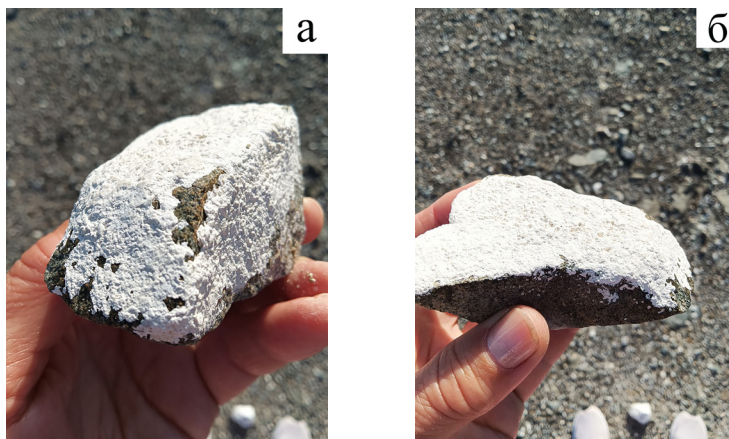


Рис. 1. Минеральные отложения на озёрной гальке

то во второй локации, где были отобраны образцы для исследований, минеральные образования представляют собой белые плотные изометричные, слегка уплощённые бляшки, стяжения, или микроконкреции

размером 4-7 мм, находящиеся в тонком «песке» (рис. 2). Места локализации отложений первого и второго типа показаны на схеме (карте) (рис. 3)



Рис. 2. Исследованные минеральные образцы в виде белых плотных образцов

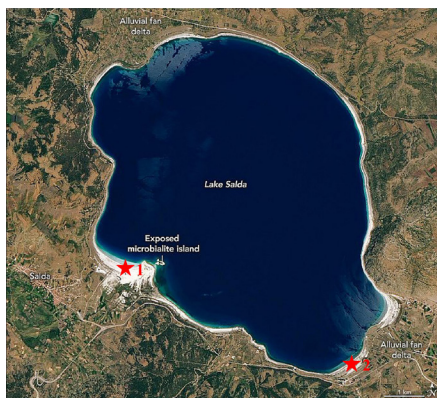


Рис. 3. Карта-схема озера Салда с местами расположения отложений гидромагнезита: 1 – в виде отложений на гальках; 2 – в виде белых плотных стяжений (микроконкреций)

В августе 2023 г. были отобраны и впоследствии изучены методом рентгенографии на дифрактометре ДРОН-2.0,  $\text{CuK}_\alpha$ -излучение в лаборатории Института минералогии Южно-Уральского ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, аналитики Е.Д. Зенович и П.В. Хворов) минеральные образования в виде белых плотных минеральных бляшек (см. рис. 2).

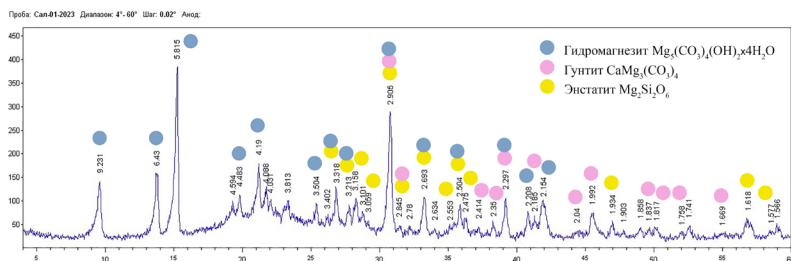


Рис. 4. Рентгенограмма конкреционных минеральных образований

**Результаты исследований и осуждение.** На полученной рентгенограмме дешифрируются рефлексы гидромагнезита  $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , гунтита (хантита, Huntite)  $\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$  и механической примеси энстатита  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  (табл., рис. 4).

Таблица

Рентгенограмма пробы Сал-01-2023 (1) минеральных отложений озера  
Салдаи эталонных гидромагнезита  $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \times 4H_2O$  (2), гунтита  
 $CaMg_3(CO_3)_4$  (3), энстатита  $Mg_2Si_2O_6$  (4)

| Проба<br>Сал-01-2023<br>(1) |     | Гидромагнезит<br>(Минкрст) (2) |       |      | Гунтин (хантит, Hun-<br>tite) (Минкрст) (3) |       |      | Энстатит (Минкрст) (4) |       |     |
|-----------------------------|-----|--------------------------------|-------|------|---|-------|------|------------------------|-------|-----|
| d, Å                        | I   | d, Å                           | I     | hkl  | d, Å  | I     | hkl  | d, Å                   | I     | hkl |
| 9.231                       | 33  | 9.19954                        | 77.10 | 100  |   |       |      |                        |       |     |
| 6.43                        | 36  | 6.41648                        | 72.10 | 110  |   |       |      |                        |       |     |
| 5.815                       | 100 | 5.80628                        | 100   | 011  |   |       |      |                        |       |     |
| 4.483                       | 11  | 4.47700                        | 21.20 | 020  |   |       |      |                        |       |     |
| 4.19                        | 31  | 4.18900                        | 49.50 | 10-2 |   |       |      |                        |       |     |
| 3.504                       | 12  | 3.50667                        | 21.50 | 21-2 |   |       |      |                        |       |     |
| 3.318                       | 23  | 3.31937                        | 37.80 | 22-1 |   |       |      | 3.30171                | 34.20 | 121 |
| 3.213                       | 11  | 3.20824                        | 20.90 | 220  |   |       |      | 3.19013                | 19.70 | 411 |
| 3.158                       | 15  |                                |       |      |   |       |      | 3.15041                | 100   | 221 |
| 3.059                       | 4   |                                |       |      |   |       |      | 2.93874                | 48.50 | 321 |
| 2.905                       | 71  | 2.90314                        | 85.00 | 022  | 2.89030                                     | 18.70 | 211  | 2.87330                | 93.40 | 610 |
| 2.845                       | 5   |                                |       |      | 2.83465                                     | 100   | 202  | 2.82473                | 24.10 | 511 |
| 2.693                       | 23  | 2.69259                        | 27.20 | 221  |   |       |      | 2.70326                | 30.80 | 421 |
| 2.553                       | 4   |                                |       |      | 2.60707                                     | 8.50  | 003  | 2.53156                | 47.90 | 131 |
| 2.504                       | 13  | 2.50376                        | 37.30 | 230  |   |       |      | 2.49098                | 66.70 | 202 |
| 2.475                       | 9   |                                |       |      |   |       |      | 2.47001                | 28.90 | 521 |
| 2.414                       | 4   |                                |       |      | 2.43434                                     | 9.20  | 21-2 |                        |       |     |
| 2.35                        | 8   |                                |       |      | 2.37568                                     | 10.60 | 220  |                        |       |     |
| 2.297                       | 23  | 2.29989                        | 36.70 | 400  | 2.28561                                     | 5.60  | 113  |                        |       |     |
| 2.208                       | 13  | 2.20969                        | 35.00 | 32-3 |   |       |      |                        |       |     |
| 2.185                       | 7   |                                |       |      | 2.19108                                     | 7.50  | 31-1 |                        |       |     |
| 2.154                       | 20  | 2.15808                        | 26.80 | 41-3 |   |       |      | 2.11140                | 31.70 | 502 |
| 2.04                        | 2   |                                |       |      | 1.98971                                     | 7.80  | 401  | 2.09330                | 21.40 | 531 |
| 1.992                       | 11  |                                |       |      | 1.97127                                     | 23.50 | 312  |                        |       |     |
| 1.934                       | 9   |                                |       |      |   |       |      | 1.95630                | 27.90 | 631 |
| 1.837                       | 4   |                                |       |      | 1.83528                                     | 3.50  | 321  |                        |       |     |
| 1.817                       | 5   |                                |       |      | 1.79584                                     | 3.40  | 410  |                        |       |     |
| 1.758                       | 4   |                                |       |      | 1.75597                                     | 14.90 | 20-4 |                        |       |     |
| 1.669                       | 2   |                                |       |      | 1.70022                                     | 3.30  | 32-2 |                        |       |     |
| 1.618                       | 12  |                                |       |      |   |       |      | 1.60750                | 18.90 | 023 |
| 1.577                       | 4   |                                |       |      | 1.58378                                     | 9.70  | 330  |                        |       |     |

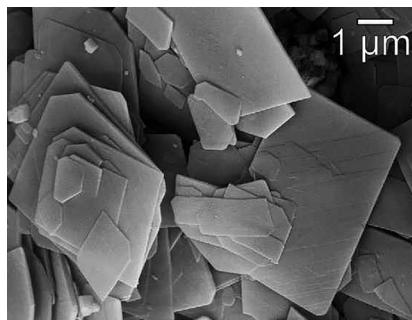


Рис. 5. СЭМ-фото образца гидромагнезита из гидромагнезито-магнезитового месторождения Плейас близ Атлина (Британская Колумбия, Канада), демонстрирующее пластинчатую морфологию кристаллов [5]

Как следует из литературных источников, описаны следующие формы выделения гидромагнезита: агрегаты в виде розеток или корок из игольчатых или листоватых кристаллов, удлиненных по  $[001]$  и уплощенных по  $\{100\}$ , а также массивные; мелоподобные или мучнистые. На СЭМ-фото образца гидромагнезита из гидромагнезито-магнезитового месторождения Плейас близ Атлина (Британская Колумбия, Канада) показана пластинчатая морфология кристаллов (рис. 5) [5]. В нашем случае гидромагнезит слагает плотные массивные стяжения.

Обычно гидромагнезит является продуктом выветривания минералов, содержащих магний, таких как серпентин и брусит. Часто встречается в виде инкрустаций и заполнителя трещин в ультраосновных горных породах, например, в серпентинитах, а также в гидротермально изменённых доломитах и мраморах.

Гидромагнезит обычно встречается в пещерах в виде спелеотемов,



Рис. 6. Гидромагнезитовый шар или баллон в пещере Драгоценностей (Hydromagnesite balloon in Jewel Cave)

типа шаров или баллонов (рис. 6) и, так называемого, «лунного молока», образующегося из воды, просочившейся сквозь богатые магнием породы. Гидромагнезит наиболее распространенный пещерный карбонат после кальцита и арагонита [3]. Гидромагнезит был впервые описан в 1836 г. на месторождении Хобокен, штат Нью-Джерси, США [7].

Одно из крупнейших месторождений гидромагнезита находится в Греции [4]. Гидромагнезит образует здесь природную смесь (ассоциацию, парагенезис) с гунтитом. Местные жители веками использовали белый минерал в качестве исходного материала для побелки зданий. В середине XX века эти минералы, измельченные в мелкий порошок, нашли применение в качестве наполнителя для резиновых подошв обуви. Греческое месторождение всё еще эксплуатируется в коммерческих целях, хотя центр тяжести по добыче гидромагнезита в настоящее время сместился в Турцию. Именно здесь в щелочной воде (с  $\text{pH}$  выше 9) пресноводного озера Салда-Гелю на юге Турции образовавшиеся строматолитовые постройки состоят из гидромагнезита, осаждённого диатомовыми водорослями и цианобактериями [2].

Сообщается также о микробном отложении гидромагнезита в месторождения Плейас в Британской Колумбии [6]. Гидромагнезит-магнезитовые пласты близ Атлина, Британская Колумбия, являются одними из наиболее изученных месторождений гидромагнезита. Эти отложения были охарактеризованы в контексте биогеохимической модели связывания  $\text{CO}_2$  [5].

Микробиогенная среда озера Салда находится только среди магнезиально-карбонатного субстрата; в других минеральных формах (силикатах, алюмосиликатах и прочих) колоний бактерий не отмечается. Установлено [1], что наибольшее количество бактериальных колоний содержится в осадочных рыхлых гидромагнезитах песчано-глинистой фракции. Аэральная среда благоприятна для развития аэробных гетеротрофов, и здесь происходит активное формирование сфероидальных текстур гидромагнезита вследствие жизнедеятельности бактерий рода *Bacillus* и, в меньшей степени, рода *Pseudomonas*.

**Заключение.** Таким образом, нами изучен минеральный состав современных отложений озера Салда в Турции, представленный гидромагнезитом  $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , гунтитом  $\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$  с примесью энстатита  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ . Отмечается роль органической компоненты (цианобактерий и диатомовых водорослей) в формировании карбонатных минеральных отложений.

Авторы благодарны Е.Д. Зенович и П.В. Хворову (Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс) за выполнение аналитических работ.

Исследование выполнено неформальным творческим коллективом по теме «Минералого-геохимические исследования и палеоэкологические реконструкции природных и техногенных процессов» в рамках государственного задания Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (регистрационный № АААА-А-21-121011990025-5) с использованием аналитических возможностей центра коллективного пользования.

### Библиографический список

1. Щербакова Т.А., Шевелёв А.И., Шурхно Р.А. Микробиологическая природа современных магнизиальных карбонатов на озере Салда // Учёные записки Казанского университета. Естественные науки. 2010. Т. 152. Кн. 3. С. 186-191.
2. Braithwaite C.J.R., Zedef Veysel. Living hydromagnesite stromatolites from Turkey // Sedimentary Geology. 1994. V. 92. Issue 1. P. 1-5.
3. Georgiades G.N. Huntite-hydromagnesite production and applications // Proceedings of the 12<sup>th</sup> Industrial Minerals Congress. 1996. P. 57-60.
4. Handbook of Mineralogy // [https://translated.turbopages.org/proxy\\_u/en-ru.ru.f58da857-65169ab6-d516e594-74722d776562/https/ruff.info/doclib/hom/hydromagnesite.pdf](https://translated.turbopages.org/proxy_u/en-ru.ru.f58da857-65169ab6-d516e594-74722d776562/https/ruff.info/doclib/hom/hydromagnesite.pdf)
5. Power I.M., Wilson S.A., Thom J.M., Dipple G.M., Gabites J.E., Southam G. The hydromagnesite playas of Atlin, British Columbia, Canada: A biogeochemical model for CO<sub>2</sub> sequestration // Chemical Geology. 2009. 206 (3-4). P. 302-316.
6. Renaut R.W., Stead D. Recent Magnesite-Hydromagnesite sedimentation in Playa Basins of the Caribou Plateau, British Columbia // British Columbia Geologic Survey Branch. Geological Fieldwork. 1990. Paper 1991-1. P. 279-288.
7. Webmineral data // [https://translated.turbopages.org/proxy\\_u/en-ru.ru.f58da857-65169ab6-d516e594-74722d776562/www.webmineral.com/data/Hydromagnesite.shtml](https://translated.turbopages.org/proxy_u/en-ru.ru.f58da857-65169ab6-d516e594-74722d776562/www.webmineral.com/data/Hydromagnesite.shtml)

### MINERAL DEPOSITS OF LAKE SALDA (BURDUR PROVINCE, REPUBLIC OF TÜRKIYE)

**S.S Potapov, N.V.Parshina, T.A. Kovaleva**  
*salmazov11@gmail.com*

Using the X-ray phase method, the mineral composition of modern mineral sediments of Lake Salda in Turkey was studied. It has been established that the deposits are represented by hydromagnesite  $Mg_3(CO_3)_4(OH)_2 \times 4H_2O$ , guntite  $CaMg_3(CO_3)_4$  and a mechanical admixture of enstatite  $Mg_2Si_2O_6$ . The role of organic components (cyanobacteria and diatoms) in the formation of carbonate mineral sediments is noted.

*Key words: mineral deposits, hydromagnesite, guntite, enstatite, Lake Salda, Burdur province, Republic of Turkey.*

## К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИСТЕМ СКОЛЬЖЕНИЯ В ОЛИВИНАХ ПО ПОРФИРОКЛАСТАМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ EBSD-АНАЛИЗА

В работе рассмотрена последовательность определения системы трансляционного скольжения в порфирокластах оливина мантийных тектонитов, используя метод дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD). Определение ориентировок главных кристаллографических осей [100], [010], [001], границ полос излома и осей вращения производится автоматически средствами программ HKL Channel 5 либо MTEX. В работе приведен пример такого анализа и показано, что изучение порфирокластов является важным уточняющим методом, дополняющим статистические петроструктурные диаграммы.

*Ключевые слова:* EBSD, оливин, порфирокласт, трансляционное скольжение.

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.121**

Исследование внутренней структуры мантийных тектонитов имеет важное значение для расшифровки процессов пластического течения материала верхнемантийных диапиров, из которых были образованы так называемые «мантийные разрезы» офиолитовых комплексов [1, 7]. Традиционным методом изучения микроструктуры офиолитовых ультрамафитов являлся оптический с применением универсального Фёдоровского столика, методика которого описана в многочисленных руководствах [3, 5].

Одним из главных механизмов установившегося пластического течения (ползучести, или крипа) горных пород на глубинных уровнях коры и в мантии в условиях высоких температур и давлений является трансляционное скольжение [8], которое реализуется в разных кристаллических фазах путем активации определенных систем скольжения. Знание активной системы скольжения в материале позволяет путем сопоставления с экспериментальными данными, определить условия, в которых реализовалось пластическое течение (значения температуры, давления, стресса, содержания воды и др.).

Согласно критерию фон Мизеса, связанное течение кристаллического материала возможно при активизации пяти независимых систем скольжения, что редко может иметь место в силикатных минералах [2, 8]. В связи с этим, сохранение связности материала в глубинных геосредах, где невозможно образование разрывов, обычно поддерживается дополнительными механизмами, в частности, образованием полос излома (кинк-бандов) в крупных деформируемых зернах (порфирокластах). Именно анализ строения порфирокластов позволяет наиболее точно определять активную систему скольжения в данном минерале.

Методика определения системы скольжения в оливине, используя строение порфирокластов на универсальном столике, описана в работах различных исследователей [2, 6]. С появлением современного количественного метода изучения микроструктуры кристаллических материалов (EBSD) стало возможным более точное и менее трудоемкое исследование строения порфирокластов. Ниже приведен пример определения систем скольжения в оливине, используя порфирокласты из образца лерцолита массива Средний Крака.

Методика подготовки препаратов ультрамафитов для EBSD-анализа описана в предыдущей работе [4]. Здесь лишь укажем, что финишная обработка полированной поверхности проводилась на суспензии на основе аморфного кремнезема, съемка производилась в ЦКП «Структурные и физико-механические исследования материалов» в ИПСМ РАН (Уфа). В ходе съемки использовались следующие установки: преобразование Хафа — 40, идентификация фазы по количеству полюс 5/6, Frame 4, увеличение  $\times 90$ , шаг сканирования 20 мкм.

Для определения системы трансляционного скольжения по строению порфирокласта необходимы следующие исходные данные, которые можно получить при обработке результатов EBSD-сканирования участка: ориентировка главных кристаллографических осей [100], [010], [001], ориентировка границы полосы излома и оси вращения кристаллической решетки. На рис.1 приведен пример изучения порфирокластов оливина из лерцолита массива Крака. Микроструктурные карты построена в цветовой кодировке «обратных полюсных фигур», на них видно, что зерна оливина удлинены в субширотном направлении и разделены субвертикально расположенными малоугловыми внутризеренными границами (полосами излома). По ориентировке главных кристаллографических направлений на круговых диаграммах можно видеть, что параллельно удлинению зерен и практически в плоскости изображения лежит ось [100] в обоих случаях. Из этого следует, что вероятнее всего данное направление является направлением трансляционного скольжения. Для

определения плоскости скольжения необходимо выявить оси вращения кристаллической решетки. Данная опция реализована в программах HKL Channel 5 и MTEX, причем это можно сделать как в координатах образца, так и в координатах кристаллической решетки исследуемого минерала. Оба решения представлены ниже (рис.).

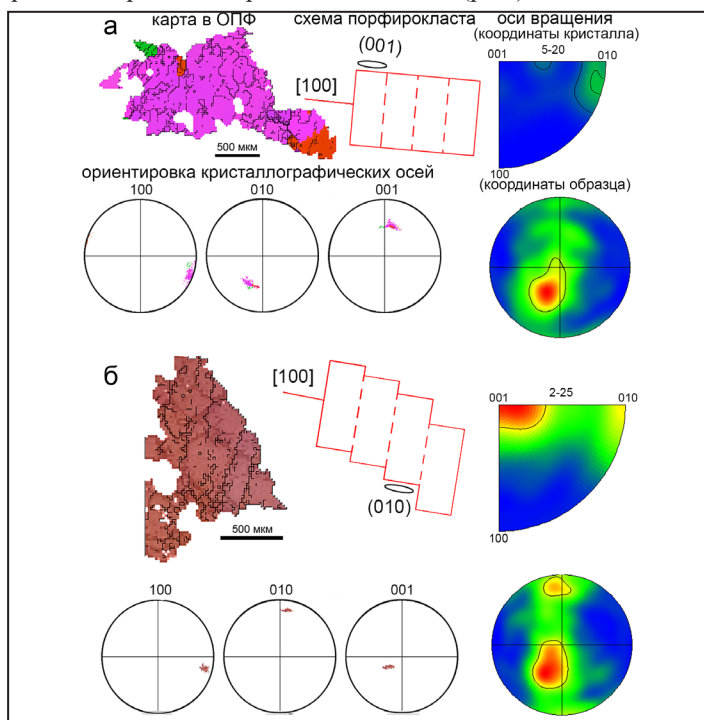


Рис. Определение основных направлений и системы скольжения в порфирокластах оливина при помощи метода EBSD и программного комплекса HKL Channel 5. Пояснения в тексте

По определению, ось вращения должна являться линией пересечения плоскости скольжения и плоскости границы полосы излома, которые имеют взаимно перпендикулярное расположение. Обычно выходы осей вращения трассируют плоскости границ полос излома. В случае зерна (а) максимум ориентировок осей вращения совпадает с  $[010]$ , а в случае зерна (б) наиболее интенсивный максимум попадает на ось  $[001]$ . Это означает, что в случае зерна (а) система трансляционного скольжения имеет вид  $(001)[100]$ , а в случае зерна (б) она имеет вид  $(010)[100]$ .

Определение системы скольжения по строению порфирокластов является более точным по сравнению с анализом так называемых синоптических диаграмм, где мы имеем дело со статистической обработкой большого числа замеров ориентировок главных кристаллографических направлений. Изучение порфирокластов служит вспомогательным (уточняющим) методом, поскольку на статистические петроструктурные узоры могут оказывать влияние дополнительные механизмы эволюции микроструктуры, в частности, рекристаллизация.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00019, <https://rscf.ru/project/22-17-00019/>.*

#### *Библиографический список*

1. Денисова Е.А. Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза. Геотектоника, 1990, №2, с. 14–27.
2. Добержинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
3. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука. 1987. 272 с.
4. Савельев Д.Е. К методике микроструктурного изучения ультрамафитов методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ/EBSD) // Геологический вестник. 2023. №3. С. 36–48. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-3-4.
5. Саранчина Г.М., Кожевников В.Н. Фёдоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра. 1985. 208 с.
6. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.
7. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. Tectonophysics, 1971, V.12, pp. 55–86.
8. Poirier J.-P. Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 1985. 287 p.

## ON THE METHOD OF ACTIVE SLIP SYSTEM DETECTION IN OLIVINE PORPHYROCLASTS BY EBSD

**D.E. Saveliev**

*sav171@mail.ru*

The paper examines the sequence of determining the slip system in olivine porphyroclasts of mantle tectonites using the electron backscatter diffraction (EBSD) method. Determination of the orientations of the main crystallographic axes [100], [010], [001], the boundaries of kink bands and rotation axes is carried out automatically using the HKL Channel 5 or MTEX programs. The paper provides an example of such an analysis and shows that the study of porphyroclasts is an important clarifying method that complements statistical pole figure diagrams.

*Key words: EBSD, olivine, porphyroclast, slip system.*

УДК 569.73:549.8:54.02

**В.И. Силаев<sup>1</sup>, В.И. Юрин<sup>2</sup>, П.А. Косинцев<sup>3</sup>,  
И.В. Смолева<sup>1</sup>, Д.В. Киселёва<sup>4</sup>, М.Н. Паршукова<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

<sup>2</sup>Центр историко-культурного наследия, г. Челябинск

<sup>3</sup>Институт экологии растений и животных УрО РАН, г. Екатеринбург

<sup>4</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

<sup>5</sup>Сыктывкарский государственный университет, г. Сыктывкар

## **БИВЕНЬ УНИКАЛЬНОГО ИСКОПАЕМОГО СЛОНА (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТЬ): МИНЕРАЛОГО-ИЗОТОПНО- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ**

Впервые проведены минералого-изотопно-геохимические исследования бивня плейстоценового слона из самого восточного местонахождения такого рода млекопитающих. Полученные данные комплексных минералого-изотопно-геохимических исследований позволяют сделать следующее заключение. Судя по свойствам бивня, обнаруженный в Челябинской области ископаемый слон обитал в некомфортных для себя по климату и рациону питания условиях, практиковал копрофагию и, скорее всего, погиб в результате несчастного случая. Можно предполагать, что он принадлежал популяции вымерших слонов, мигрировавших на восток в период сильного похолодания в середине средне-валдайского (каргинского) интерстадиала (42–38 тыс. л. н), максимально проявившегося на территории современной Западной Европы.

*Ключевые слова:* ископаемый слон, бивень, Челябинская область, минералого-изотопно-геохимические свойства, палеоэкологические реконструкции.

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.125**

Впервые проведены минералого-изотопно-геохимические исследования бивня плейстоценового слона (*Palaeoloxodon conf. antiquus*) из самого восточного местонахождения такого рода млекопитающих (рис. 1). Слабо изогнутый («прямой») бивень длиной 187 см был найден В. И. Юриным в августе 2015 г. на территории деревни Ключёвка в Челябинской области на левом берегу р. Зюзелга в плейстоценовых гравийно-песчаных отложениях предположительно древней поймы на глубине 2.5 м.

**Объекты и методы.** Исследовались очищенные от примазок вмещающего грунта фрагменты внутренней и внешней частей бивня, фрагменты бивня с примазками грунта и собственно костевмещающий грунт



Рис. 1. Местонахождение (а), автор находки – Владимир Иванович Юрин (б) и внешний вид исследованного бивня (г). На в – примерная реконструкция облика прямобивневого слона

(рис. 2). При этом использовались оптическая и аналитическая сканирующая электронная микроскопия (JSM-6400 Jeol, TESCAN VEGA3 LMN); термический анализ (DTG-60A/60 AH, Shimadzu); рентгеновская дифрактометрия (XRD-6000, Shimadzu); рентгенофлуоресцентный анализ (XRD-1800, Shimadzu); определение нанопористости по кинетике адсорбции/десорбции азота (Nova 1200e, Quantachrome Instruments); анализ содержания микроэлементов методом ИСП-МС (NexION 300S Perkin Elmer); масс-спектрометрический анализ изотопного состава серы, С, О в биоапатите и С, N в костном коллагене (Delta V. Advantage с аналитическим процессором Gas-Bench II (сепа) и Thermo Fisher Scientific).

Вмещающий бивень грунт по гранулометрическому составу – гравийно-песчаный с незначительной алевропелитовой примесью. По литологическому составу – карбонатно-терригенный, по минеральному составу – альбит-кварц-гидрохлоритовый с небольшой примесью карбонатов кальцит-родохрозитового ряда. Вблизи бивня грунт содержит примесь обломочного костного материала (фрагменты гравийно-песчаной размерности).

Бивень на 97–99 мас. % сложен хорошо сохранившимся биоапатитом состава  $(\text{Ca}_{9.96-10}\text{Sr}_{0-0.04})[(\text{P}_{5.05-5.46}\text{S}_{0.02-0.03}\text{C}_{0.52-0.92})_6\text{O}_{24}](\text{OH})_{1.11-1.50}$ . Величина атомного отношения  $\text{Ca/P} = 1.73-2.13$  ( $1.91 \pm 0.12$ ), что в основном соответствует умеренно-измененным ископаемым костям. Иллюминированная в бивень терригенная примесь имеет кварц-гидрохлоритовый состав, отмечается примесь гётита как результат наложенного оксигидроксидного ожелезнения. В качестве эпигенетических

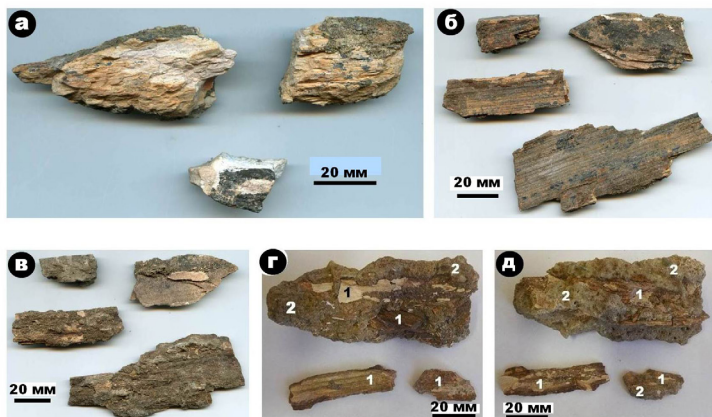


Рис. 2. Объекты исследований: а, б – фрагменты бивня соответственно из внутренней части и с поверхности; в – фрагменты поверхностной части бивня с примазками вмещающего грунта; г, д – грунт (2) с реликтами бивня (1)

минеральных примесей, обусловленных фоссилизацией, установлены карбонаты состава  $(\text{Ca}_{0.09-0.93}\text{Mn}_{0-0.8}\text{Mg}_{0.04-0.12}\text{Fe}_{0-0.1}\text{Sr}_{0-0.02}\text{Ba}_{0-0.01})[\text{CO}_3]$ , аналогичные карбонатам в грунтах (результат перекристаллизации); монацит –  $(\text{Ce}_{0.38-0.52}\text{La}_{0.23-0.3}\text{Pr}_{0.03-0.08}\text{Nd}_{0.1-0.18}\text{Sm}_{0-0.07}\text{Mg}_{0-0.12}\text{Sr}_{0-0.05}\text{Th}_{0-0.02})[\text{PO}_4]$ ;  $[\text{SO}_4]$ ; ильменит –  $(\text{Fe}_{0.96-1}\text{Mn}_{0-0.03})(\text{Ti}_{0.98-1}\text{V}_{0-0.02})\text{O}_3$ ; ульвит –  $(\text{Fe}_{1.88}\text{Mn}_{0.03}\text{Zn}_{0.03}\text{Cu}_{0.05})_{1.99}\text{TiO}_4$ ; манганит –  $(\text{Mn}_{0.86-0.88}\text{Fe}_{0.1-0.12}\text{Cu}_{0-0.03})\text{O}(\text{OH})$ ; самородное железо –  $\text{Fe}_{0.76-0.97}\text{Cu}_{0-0.01}\text{Zn}_{0-0.01}\text{Ti}_{0-0.17}\text{Si}_{0-0.04}\text{Mn}_{0-0.01}$  и самородный селен  $\text{Se}_{0.77-0.87}\text{S}_{0-0.03}\text{Si}_{0-0.09}\text{Fe}_{0-0.03}\text{Cu}_{0-0.05}\text{Zn}_{0-0.05}\text{Mo}_{0-0.06}\text{Cl}_{0-0.09}$ .

Бивень характеризуется сильно измененной нанопористостью, сходной с таковой, например, в костях мамонтовой фауны Омского Прииртышья. В составе кости выявлено более 50 микроэлементов, в том числе 12 элементов-эссенциалов (групповое содержание 36–49 г/т), 17 физиоактивных (2618–3450 г/т) и 22 элемента-антибионта (7–8.5 г/т). В число элементов с наибольшими содержаниями входят As, Se, Zn, Mn, Sr, Ba, U, В. Валовое содержание микроэлементов достигает 0,27–0,35 мас.%, что отвечает ископаемым костям мамонтовой фауны с геологическим возрастом между средним и поздним неоплейстоценом (250–50 тыс. л. н.). Судя по отношению групповых содержаний элементов-эссенциалов и антибионтов (4,3–6,6), органическое вещество в исследованном бивне находится в относительно хорошем состоянии.

Костный коллаген в исследованном бивне – светло-бурый, содержание его составило 1,5–2 мас. %. Атомное отношение C/N в коллагене

колеблется пределах 3.3–3.7, что примерно соответствует аналогичным данным для бивней мамонтов и вполне приемлемо для проведения изотопных исследований органического вещества.

Таким образом, относительно малая степень иллювиирования бивня терригенными примесями при признаках переотложения карбонатов из вмещающих грунтов, хорошая сохранность биоапатита и костного коллагена – все это свидетельствует об относительно молодом геологическом возрасте кости, условиях ее открытого захоронения и автотонности залегания на месте находки.

**Изотопные данные и реконструкция палеоэкологических условий обитания.** Изотопным исследованиям в бивне были подвергнуты биоапатит ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ) и органическое вещество – костный коллаген ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ,  $\delta^{15}\text{N}_{\text{Air}}$ ). В случае биоапатита разложение происходило в ортофосфорной кислоте, а измерение изотопного состава углерода и кислорода производилось в режиме непрерывного потока гелия (метод CF-IRMS) на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия), включающем в себя систему подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  даны в промилле относительно стандарта V-PDB,  $\delta^{18}\text{O}$  – стандарта V-SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $\pm 0.15\text{‰}$  ( $1\sigma$ ). Измерения изотопного состава углерода и азота в коллагене проводилось в режиме непрерывного потока гелия (CF-IRMS) на аналитическом комплексе, включающем в себя элементный анализатор Flash EA 1112, соединенный через газовый коммутатор ConFlo IV с масс-спектрометром Delta V Advantage (фирма Thermo Fisher Scientific). В процессе работы были использованы международный стандарт USGS-40 (L-Glutamic acid) и лабораторный стандарт Acetanilide ( $\text{C}_8\text{H}_9\text{NO}$ ). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  проведены относительно стандарта V-PDB. Ошибка измерений составляет  $\pm 0.15 \text{‰}$ .

В биоапатите (рис. 3) изотопный состав углерода и кислорода варьируется в пределах соответственно ( $-8.5 \dots -7$ ) и ( $15 \dots 21$ ) ‰, довольно близко подстраиваясь к характерному тренду сопряженного изотопного облегчения углерода и кислорода в костном биоапатите мамонтов в направлении с юго-запада (Западная Европа) на северо-восток (таймырское побережье Северного Ледовитого океана). Обнаруженный факт представляется актуальным, поскольку может иметь вполне рациональное объяснение. Как известно [1, 2], изотопный состав углерода и кислорода в карбонатной компоненте биоапатита определяется климатом, составом атмосферы и поверхностных вод. Чем ниже климатическая

температура и степень годовой освещенности, тем меньше в атмосфере и соответственно в поверхностных водах концентрация  $\text{CO}_2$ , а следовательно углерод и кислород в костном биоапатите животных, проживающих в таких условиях, становятся изотопно более легкими. На таком фоне выявленные значения изотопного коэффициента для кислорода в биоапатите исследованного бивня могут свидетельствовать о существовании челябинского слона в условиях холодного климата. Более изотопно-тяжелый углерод в его биоапатите по сравнению с типичными мамонтами можно объяснить более южными широтами существования.

В костном коллагене исследованного бивня изотопные коэффициенты углерода и азота оцениваются соответственно в 20.9–21 и 12–12.24 ‰. Эти данные по углероду вполне согласуются с аналогичными

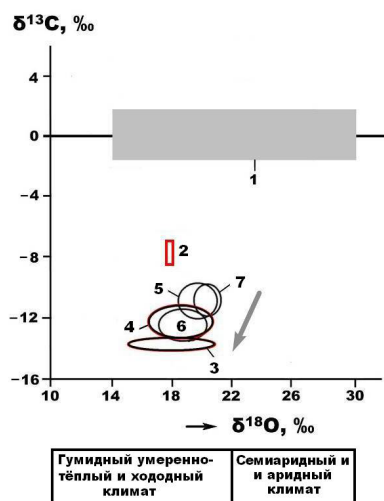


Рис. 3. Изотопные характеристики морских осадочных карбонатолитов (1) и костного биоапатита мамонтовой фауны (2–6): 2 – челябинский слон; 3 – мамонт Петя, 4 – мамонт Шнейдера, 5 – мамонтовая фауна с Печорского Приуралья, 6 – мамонтовая фауна со Среднего Прииртышья (коллекция А. А. Бондарева), 7 – мамонтовая фауна с Западной Европы [3]. Стрелкой показан тренд сопряженного изотопного облегчения углерода и кислорода в костном биоапатите мамонтов в направлении с юго-запада (Западная Европа) на северо-запад (таймырское побережье Северного Ледовитого океана)

данными для мамонтовой фауны, но по азоту являются для растениеядных животных весьма аномальными (рис. 4). Известно, что колебания изотопного состава азота в костном органическом веществе отражают, прежде всего, особенности пищевого рациона. Для типичных

растениеядных животных, обитающих в относительно комфортных условиях, значения изотопного коэффициента  $\delta^{15}\text{N}$  не превышают 5 ‰. Считается, что для мамонтов, проживавших в некомфортной по пищевой базе обстановке позднего неоплейстона, например, на территориях Западной Европы, севера Восточной Сибири и Аляски, была характерна копрофагия, обуславливающая изотопное утяжеление азота – до 8 и более ‰ [4]. В более комфортных условиях обитания, например, на территориях Печорского Приуралья и Прикаспийской низменности мамонты употребляли естественную для себя растительную пищу, что приводило к изотопному облегчению азота. С таких позиций полученные данные по изотопному составу азота в коллагене исследованного бивня соответствуют именно копрофагическому сценарию питания, а, следовательно, подтверждают сделанное выше предположение об обитании челябинского слона в некомфортных для него условиях холодного кли-

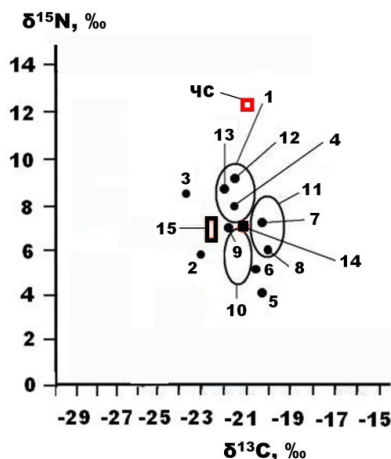


Рис. 4. Изотопные характеристики костного коллагена в остатках плейстоценовых животных: ЧС – челябинский слон; 1–13 – мамонтовая фауна с Западной Европы [3]; монголеченский мамонт [5]; мамонты с о-ва Бол. Ляховский и из Якутии [6, 7]; мамонт со стоянок Межиричи, Бужанка-2, Юдиново, Елисеевичи в Прикаспийской низменности [8]; мамонты из Калининградской области [9]; мамонтовая фауна с Печорского Приуралья [10]; мамонтовая фауна со Среднего Прииртышья [коллекция А.А. Бондарева]; мамоненок Люба и оймяконский мамонт [11]; 14, 15 – таймырские мамонты соответственно Шнейдера и Костина (мамонт Петя)

мата и недостатка растительной пищи, как минимум, в зимние сезоны.

Полученные данные комплексных минералого-изотопно-геохимических исследований позволяют сделать следующее заключение. Судя

по свойствам бивня, обнаруженный в Челябинской области ископаемый слон обитал в некомфортных для себя по климату и рациону питания условиях, практиковал копрофагию и, скорее всего, погиб в результате несчастного случая. Можно предполагать, что он принадлежал популяции вымерших слонов, мигрировавших на восток в период сильного похолодания в середине средне-валдайского (каргинского) интерстадиала (42–38 тыс. л. н), максимально проявившегося на территории современной Западной Европы.

#### *Библиографический список*

1. *Iacumin P., Devanzo C., Nikolaev V.* Spatial and Temporal variations in the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  ratios of mammoth hairs: Palaeodiet and Palaeoclimate implications // *Chemical Geology*. 2006. № 231. P. 16–25.
2. *Якумин П., Деванзо К., Николаев В. И., Сулержицкий Л. Д.* Изотопный состав азота пищи плейстоценовых мамонтов // *Стабильные изотопы в палеоэкологических исследованиях*. М., 2006. С. 70–85.
3. *Bocherens H.* Isotopic biogeochemistry and the paleoecology of the mammoth steppe fauna // *Advances in Mammoth research* (Proceeding of the Second International Mammoth Conference, Rotterdam, May 16–20 1999). Deinesea, 2003. P. 57–76.
4. *Bocherens H., Billion D., Paton-Mathis M., Bonyean D., Tonssaint M., Mariotti A.* Palaeoenvironmental and palaeodietary implications of isotopic biogeochemistry of late interglacial Neandertal and mammal bones in Scladina Cave (Belgium) // *J. of Archaeol. Sci.* 1999. V. 26 (6). P. 599–607.
5. *Мазена В. С., Смирнов Н. Г., Веливецкая Т. А., Кияшко С. И., Игнатьев А. В., Косинцев П. А.* Изотопный состав углерода и азота шерсти мончгонского мамонта // *Динамика экосистем: Материалы II Российской научной конференции*. Екатеринбург, 2010. С. 123–125.
6. *Николаев В. И., Давинзо С., Кузнецова Л. В., Якунин П.* Изотопный состав углерода пищи и костных остатков плейстоценовых мамонтов // *Изотопно-геохимические и палеогеографические исследования на севере России*. М.: Ин-т географии РАН, 2004. С. 21–40.
7. *Николаев В. И., Барбиери М., Даванзо С., Кузнецова Т. В., Донжинелли А., Сулержицкий Л. Д., Якумин П.* Комплексные изотопные исследования мамонтов Якутии // *Квартер-2005: Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода*. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 297–298.
8. *Drucker D. G., Stevens R. E., Germonpre M., Sablin M. V., Pean S., Bocherens H.* Collagen stable isotopes provide insights in to the end of the mammoth Steppe in the central East European plains during the Epigravettian // *Quaternary Research*. 2018. № 3. P. 1–13.
9. *Кузьмин Я. А., Плихт Й ван дер, Мартинович Н. В., Гришанов Г. В.* Первые радиоуглеродные даты по костям мамонтов (*Mammuthus primigenius*) в Калининградской области (Россия) // *Евразия в кайнозое: стратиграфия, палеоэкология, культуры*. Вып. 5. Иркутск, 2016. С. 38–43.
10. *Silaev V. I., Ponomarev D. V., Kiseleva D. V., Smoleva I. V., Simakova Yu. V., Martirosyan O. V., Vasiliev E. A., Khazov A. F., Tropnikov E. M.* Mineralogical-Geochemical Characteristics of the Bone Detritus of Pleistocene Mammals as a Source of Paleontological Information // *Paleontological J.*, 2017. V.51. № 13. P. 1395–1421.
11. *Rountray A. N., Fisher D. S., Tikhonov A. N., Kosintsev P. A., Lasarev P. A., Boeskorov G., Buigues B.* Early tooth development, gestation, and season of birth in mammoths // *Quaternary International*, 2012. V. 255. P. 196–205.

TUSK OF UNIQUE FOSSIL ELEPHANT (CHELYABINSK  
REGION): MINERALOGICAL-ISOTOPIC-GEOCHEMICAL  
PROPERTIES AND PALEOECOLOGICAL RECONSTRUCTIONS  
**V.I. Silaev, V.I. Yurin, P.A. Kosintsev, I.V. Smoleva, D.V. Kiselyova,  
M.N. Parshukova**

*E-mail: Silaev@geo.komisc.ru*

For the first time, mineralogical, isotope, and geochemical studies have been carried out on a Pleistocene elephant tusk from the easternmost location of this type of mammal. The obtained data from complex mineralogical-isotope-geochemical studies allow us to draw the following conclusion. Judging by the properties of the tusk, the fossil elephant discovered in the Chelyabinsk region lived in conditions that were uncomfortable for itself in terms of climate and diet, practiced coprophagy and, most likely, died as a result of an accident. It can be assumed that it belonged to a population of extinct elephants that migrated east during a period of severe cooling in the middle of the Middle Valdai (Kargin) interstadial (42–38 thousand years ago), which peaked in the territory of modern Western Europe.

*Key words: fossils elephant, tusk, Chelyabinsk region, mineralogical-isotopic-geochemical properties, paleoecological reconstructions.*

УДК. 550:549:552.578.3+537.5

О.Г. Столова

АО «ЦНИИГеолнеруд», г. Казань

## ФОРМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ФУЛЬГУРИТОВ В РЕГИОНАХ РОССИИ И ПОДХОДЫ К ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

Почти век назад фульгуриты попали в круг научных интересов П.Н. Чирвинского, в связи с чем, он по праву является первым отечественным исследователем, изучавшим их в России [3]. Данная статья обращает внимание коллег на целесообразность дальнейшего изучения и классификации природного феномена «фульгуриты», с учётом его особенностей и специфических черт образования.

*Ключевые слова:* фульгурит, молнии, особенности.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.133

Из некоторых опубликованных справочных источников [1, 2 и др.], известно, что фульгуриты – это **окаменевшие молнии**. Тем не менее, это определение не совсем точно характеризует феномен. И хотя при разряде (ударе) молнии в какой-либо предмет (будь он газообразный, твёрдый или жидкий) выделяется  $10^9$ - $10^{10}$  джоулей энергии, и какая-то часть которой тратится на создание ударной волны (гром), нагрев воздуха, световую вспышку и иные впечатляющие эффекты. Значительно меньшая часть этой необузданной энергии выделяется там, где молния входит в землю или попадает в пепел парового облака с газами, каплями воды, льдинками и камнями разной величины. Однако, и этой «маленькой» части вполне достаточно, чтобы разрушить жильё, вызвать пожар или огненное торнадо и даже убить человека. Молнии могут разогреть плазменный канал, по которому они двигаются, до  $30\,000^\circ\text{C}$ , что в несколько раз выше температуры поверхности Солнца. Температура же внутри молнии – гораздо больше температуры плавления песка ( $1600$ - $2000^\circ\text{C}$ ), но **расплавится песок или спечётся** зависит ещё: и от длительности времени существования молнии, которое может составлять от десятка микросекунд до десятых долей секунды. Обычно амплитуда импульса тока молнии равна нескольким десяткам килоампер, но иногда может превышать и  $100\text{ кА}$ . Существует рабочая гипотеза, что самые мощные молнии вызывают рождение **фульгуритов** в виде полых трубочек, цилиндров или даже разнообразных фигурок с отверстиями из оплавленного и спёкшегося с пеплом песка. Но, однако, экспериментальных доказательств на данный момент этому нет.

Сосредоточив внимание на грозных опасностях природы (извержениях вулканов и связанных с ними ударами молний, приносящих значительный ущерб их хозяйствам) учёные и большая часть населения осознали необходимость изучения этих судьбоносных и весьма опасных природных феноменов с помощью специальной аппаратуры, точных измерений, весьма надёжных методов их прогнозирования и устранением [4].

Как стало известно из опубликованных статистических данных – количество гроз на нашей планете в год превышает порядка десяти миллионов или в среднем происходит до полусотни тысяч гроз в день [1], т. е. одновременно – более тысячи. При этом над мировым океаном грозы случаются в разы чаще, чем над сушей. Каждую секунду десятки молний ударяют в поверхность Земли. Притом их частоту и динамику развития невозможно точно спрогнозировать, как нельзя со стопроцентной вероятностью предсказать и последствия их грозовой активности.

Зарождаясь в электрическом и электромагнитном полях атмосферы Земли, развиваются световые разноокрашенные и белёсые искровые разряды: больших и малых, а иногда и – гигантских размеров (Рис.1-5). Благодаря этому можно наблюдать удивительные природные явления: отдельные и групповые грозовые молнии при извержении вулканов в их сопровождении, похожих по завораживающему действию с полярными сияниями – посланниками солнечных бурь.

При этом самое зрелищное проявление грозовых молний одновременно может быть и крайне опасным явлением для большинства живых обитателей гидросферы, атмосферы и литосферы планеты и создательным – в виде фульгуритов.

Благодаря современным техническим средствам удалось зафиксировать то, что на экваториальную и тропическую зоны Земли приходится абсолютное большинство всех гроз. Вероятность же появления молнии над полюсами нашей планеты не очень-то и велика (стремится к нулю), однако полностью не исключена. Таким образом, *арктические грозы* – очень редкое явление на крайнем севере Аляски и Канады, а так же: к северу, через Северный Ледовитый океан и в заполярных областях Евразии. И всё же они там действительно наблюдаются, хотя и весьма редко.

Город Барроу на Аляске, расположенный на берегу Северного Ледовитого океана, является самым северным населённым пунктом Северной Америки, где 20.06.2000 г. согласно данным погоды в нём наблюдалась первая в истории региона гроза. Объективно и у нас в РФ грозовая активность в южных регионах наибольшая, тем не менее, уже

есть информация об её появлении и в Заполярье (Мурманск, 6-8 августа 2014 года).

В третьем тысячелетии с появлением арсенала новых моделей электронных фотоаппаратов, стало возможным сохранять на электронных носителях памяти впечатляющие фотоснимки, фиксирующие особенности завораживающего природного феномена – извержения вулканов с «грязевыми грозами» (и – в динамике проявления, и – предметно).

Известно [1-4], что молнии делятся на разные типы: линейная, горизонтальная, ленточная, пунктирная, шаровая, огни святого Эльма, а также спрайты, эльфы, джеты, которые наблюдаются в верхних слоях атмосферы. Однако причиной систематических разрушений и аварий становятся молнии линейного типа, наиболее распространенного из всех. По сравнению с остальными типами они наиболее изучены.

Их можно разделить по месту возникновения. Известно, что они появляются и развиваются в пространстве между облаком и поверхностью земли. В основном именно такие разряды молний воздействуют на наземные объекты. Разряды электричества обычно возникают в атмосфере из-за разности потенциалов между: частями грозового облака с водой или облаком и землей. Поэтому молния может также развиваться внутри облака или между разными облаками. При этом облака могут состоять из пепла (рис. 1).

Предложенная электронная ссылка [4] позволит читателю

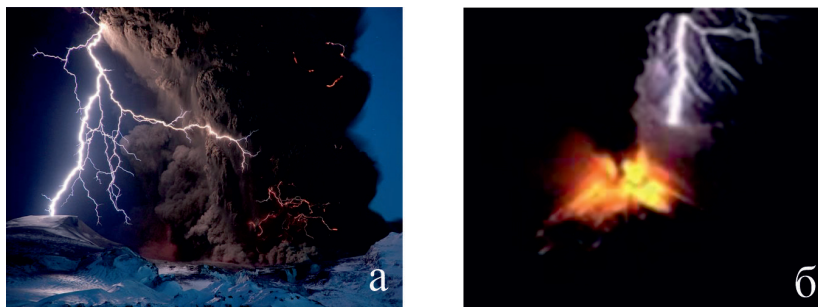


Рис. 1. «Грязная гроза», разразившаяся над вулканом Саку-радзима в Японии (2016 г.) в разном ракурсе: а - общий вид его при извержении с выбросом пепла; б - мощный разряд молнии в области жерла вулкана с лавой (крупным планом)



Рис. 2 . Облако вулканического пепла, озаряемое вспышками молний, поднимается над вулканом Пуеуэ (Чили)

*Примечание:* Оба рисунка (а, б) демонстрируют разнообразие форм и направления действия их разрядов молний во время извержения вулкана 05.06.2011 г.



Рис. 3. Восходящая молния над действующим вулканом Тааль (остров Лусон, Филиппины, 26.03.2022)

познакомиться и с ещё не менее интересными феноменами природы этого типа, но, к сожалению, там не всегда бывают указаны авторы этих замечательных фотографий и не всегда сообщено, где и когда произошло это феноменальное событие. Поэтому по части конкретики появления фульгурита определённой формы, конституции или состава при действии подобного разряда молнии можно только предполагать.

И тем не мене, даже при обзоре и изучении подобных картинок в интернете такой объём информации – не будет лишним, так как свидетельствует о вероятности события.

На следующем рис. 6 предложенной статьи можно познакомиться с фотографиями геологических образцов, которые, по мнению автора данной статьи, относятся к фульгуритам, потому что практически все содержат кварц различного вида и цвета.



Рис. 4. Шаровая молния над Чертовой Поляной [автор не известен]



Рис. 5. Паутина из молний над вулканом Кальбуко при его извержения (Чили, 23.04.2015 г.) [автор не известен]

Более того: они все подвергались термической обработке и прессованию. И без исключения все являются «спёкшимися» из пепла и песка породами с разными примесями разного цвета и разного состава, которые весьма часто извергаются вулканами, к тому же содержащими в разном количестве влагу и газы.

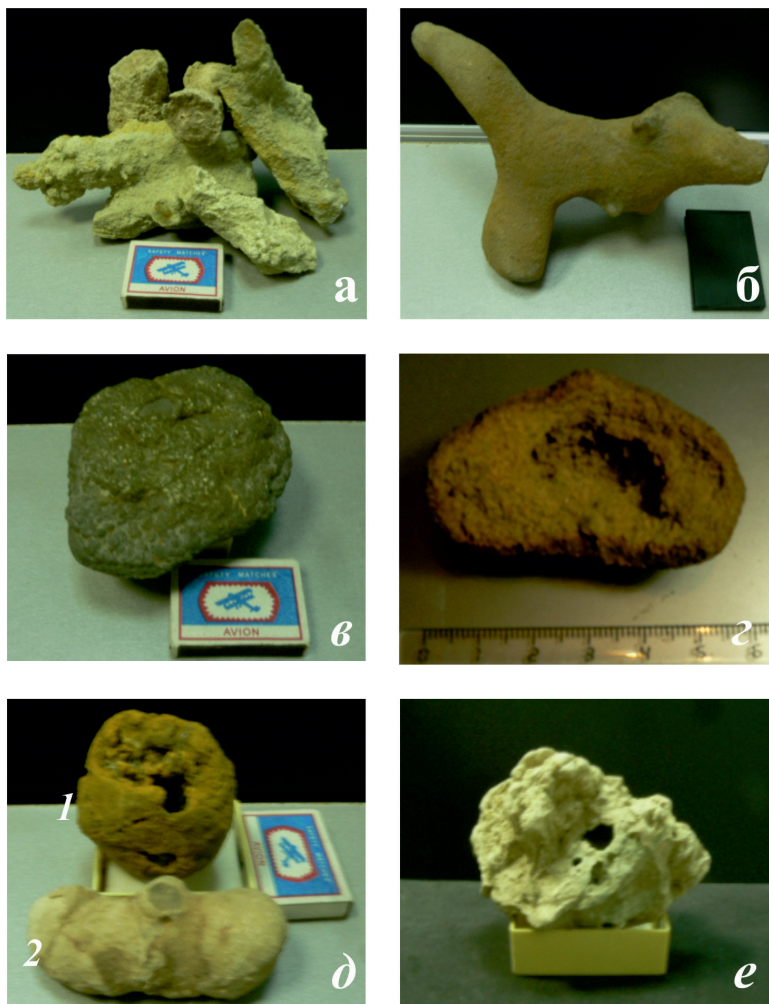


Рис. 6. Геологические образцы пород – предположительно фульгуриты: а – илос-ды Ставрополя; б – кремне-известковая фигурка; в – пиритовая лепёшка; г – спёк-шееся кремне-глинистое ухо; 1д и е – конкреции полые внутри; 2д – конкреция обычная

Довольно сложно в конкретном случае извержения оценить степень переработки материала какого-либо из фульгуритов, особенно в условиях подобного образования в любой части вулкана. Но вероятность спекания песчано-пеплового материала в присутствии газовой среды и высокие значения  $P$  и  $T$  °C дают гарантию его прочности.

В заключении хотелось бы отметить, что многообразие феномена фульгуритов и им подобных объектов природы зависит от: географического положения (широты, долготы и положения в пространстве), условий их образования, а также – от частоты, мощности и длительности появления разрядов молний на поверхности Земли или в подводных условиях (в местах их наибольшей активности и глубины очага извержения вулкана). Не менее существенно на них влияют: сила, мощность, периодичность извержения и ряд других факторов, которые целесообразно учитывать при создании классификации *феномена fulgurit*.

#### *Библиографический список*

1. Галанин А.А., Шишков В.А., Климова И.В. и др. Фульгуриты – феномены тукуланов Центральной Якутии // Наука и техника в Якутии. – 2014. – № 1 (26). – С. 27–30.
2. Лысюк А.Ю., Юргенсон Г.А., Юшкин Н.П. Фульгуриты – новый тип электроатмогенных геологических образований // Литосфера. 2006. – № 3. С. 125–140.
3. Чирвинский П.Н. Природные и искусственные фульгуриты / Чирвинский П.Н. // Природа. – 1926. – № 3, 4. – С. 26–48.
4. <https://vsegda-pomnim.com/neobychnye-javlenija/3641-sharovaja-molnija-48-foto.html>

### FORMATION OF FULGURITES IN REGIONS OF RUSSIA AND APPROACHES TO THEIR CLASSIFICATION

**O.G. Stolova**

*Olga\_stolova@bk.ru*

Nearly a century ago, fulgurites entered the sphere of scientific interest of P. N. Chirvinsky, making him rightfully the first domestic researcher who studied them in Russia. This article draws the attention of colleagues to the expediency and benefit of classifying the mentioned natural phenomenon, taking into account its peculiarities and specific forms of formation.

*Key words: fulgurite, lightning, peculiarities.*

## ФОРМИРОВАНИЕ АЛМАЗОПОДОБНЫХ АГРЕГАТОВ ИЗ НИТРИДА БОРА, ПОЛУЧЕННЫХ ПРЯМЫМ ПЕРЕХОДОМ

Фазовые превращения пиролитического нитрида бора были изучены в термобарических условиях, обеспечивающих прямую трансформацию гексагональной структуры в кубическую. В случае реализации только мартенситного механизма кооперативной перестройки атомов формируются алмазоподобные агрегаты с равноосной высокодисперсной структурой и субмикронными размерами зерен.

*Ключевые слова: фазовые превращения, нитрид бора, алмазоподобные агрегаты.*

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.141**

Первые микрополикристаллические алмазные агрегаты типа карбонадо и балласа, аналогичные по микроструктуре природным, были получены в начале шестидесятых годов прошлого столетия в камерах с профилированными твердосплавными наковальнями [1, 2]. Практически с этого времени и начались сравнительные исследования природных и синтетических аналогов, которые с разной степенью интенсивности продолжаются до настоящего времени, не теряя своей актуальности [3-6]. Несмотря на существенный прорыв в изучении природных микрополикристаллических алмазных агрегатов, реализованный в последние десятилетия благодаря привлечению новых методов исследования, постановке работ по экспериментальному синтезу «карбонадо», а также в выявлении новых природных ареалов его распространения, количество гипотез о природе карбонадо не сокращается, а увеличивается.

В синтезе и при анализе микрополикристаллических алмазов имеются две разделенные области. В одной из них, при давлениях 6-9 ГПа достаточно хорошо изучено формирование агрегатов из графита с металлическими катализаторами, поскольку прямая трансформация решетки невозможна. Для другой, при давлениях 15-20 ГПа, имеются малочисленные данные о реализации прямой трансформации в малых объемах.

В настоящей работе показана возможность исследования на объемных образцах фазового перехода графитоподобной структуры в

условиях, позволяющих управлять степенью реализации прямой трансформации решетки.

При использованных термобарических параметрах синтеза (8-10 ГПа, 1400-1600 °С) безактивационный мартенситный переход графит-алмаз не реализуется, при этом, понять степень влияния прямой и диффузионной перестройки на микроструктуру алмазных агрегатов затруднительно [6, 7]. Достаточно информативным мог бы стать сравнительный анализ структурных характеристик карбонадо, синтезированных в термобарической области, где прямой фазовый переход графит-алмаз идет как в присутствии растворителя-катализатора так и без него. Но, для этого нужны давления порядка 15-20 ГПа, что сильно затрудняет проведение серийных экспериментов. В то же время, применение нитрида бора, имеющего аналогичную графиту гексагональную (гBN), лонсдейлиту – вюрцитную (вBN) и алмазу – сфалеритную (сBN) фазы дает возможность проведения различных модельных экспериментов в диапазоне реально достижимых и воспроизводимых статических давлений [8].

В отличие от алмаза превращение гексагонального нитрида бора (гBN) в вюрцитный (вBN) идет без образования промежуточных структур. Для перехода вюрцитной фазы в сфалеритную (сBN) характерен диффузионный механизм с высоким активационным барьером, поэтому при ударном сжатии (гBN) при давлении не менее 12 ГПа фазовый переход как правило заканчивается стадией формирования (вBN). В условиях статических давлений и относительно низких температур получить вюрцитную фазу можно уже при 8.0 ГПа. В работе [9] проведено исследование влияния степени гидростатичности давления на прямое превращение пиролитического нитрида бора в плотные алмазоподобные фазы с использованием для анализа методов дифрактометрии, просвечивающей и растровой электронной микроскопии и текстурологии. Проведенные исследования позволили выявить следующие ориентационные соотношения между фазами в процессе превращения:

$$(111)_c \parallel (001)_v \parallel (001)_a$$

Нарушение гидростатики в процессе синтеза обеспечивало более высокую степень перехода в алмазоподобные фазы при одинаковых термобарических условиях, но степень текстурованности плотных фаз определялась только характером текстуры исходного гексагонального материала. Разрушение текстуры в результате рекристаллизации наблюдалось только при очень высоких температурах синтеза ( $\sim 2500$  °С), а во всех алмазоподобных поликристаллах присутствовала графитоподобная

фаза в количестве 2-3%. В работе [10] методами рентгенографии и просвечивающей электронной микроскопии анализировались образцы ромбоэдрического нитрида бора (rBN) после термобарической обработки при давлении 7.7 ГПа в широком диапазоне температур. Было показано, что при температуре ~1000 °С степень превращения ромбоэдрической фазы в вюрцитную составляет около 90%. При рассмотрении ориентационных соотношений в решетках фаз предложены механизмы бездиффузионной мартенситной трансформации нитрида бора.

Для проведения экспериментов по синтезу сверхтвердых микрополикристаллических агрегатов из нитрида бора в данной работе использовалась камера высокого давления тороид-15, представляющая собой две соосные твердосплавные наковальни со специальным профилем, скрепленные стальными кольцами. Между наковальнями помещалась и сжималась ячейка из литографского камня с вариантом заполнения рабочего объема, представленным на рис. 1. Заготовки из пластин пиролитического материала высверливались таким образом, чтобы ось цилиндра была перпендикулярна базисной плоскости.

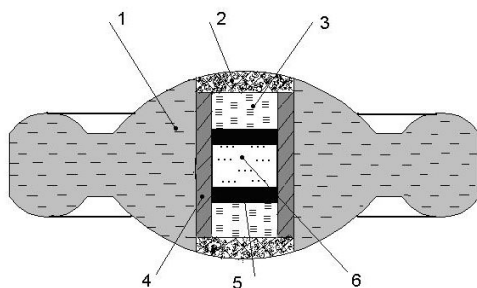


Рис. 1. Схема снаряжения ячейки для синтеза алмазоподобных агрегатов из нитрида бора [7]: 1 – контейнер из литографского камня, 2 – крышки из смеси rBN и графита, 3 – шайбы из литографского камня, 4 – графитовый нагреватель, 5 – порошок cBN или смесь cBN+PK, 6 – пиролитический нитрид бора

Полученные экспериментальные материалы изучались на дифрактометре BRUKER AXS (излучение Cu K $\alpha$ ) при вращении образцов. В этом случае рентгеновский пучок проходил через весь объем. Дифрактограммы с плоских отполированных поверхностей образцов, перпендикулярных оси цилиндра, получали на приборе ДРОН-4. Изучение микроструктуры и элементный анализ проводили с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6390LV, оснащенного анализатором INCA. Все изучаемые сколы были получены вдоль оси цилиндра образцов.

При термобарической обработке ( $\sim 8.0$  ГПа) заготовок из пироли- тического нитрида бора серебристого цвета практически полное превращение в алмазоподобные фазы происходило уже при температурах 1100-1300 °С. Из рис. 2 видно, что исходный материал имел характер- ную текстуру. При рентгеновской съемке торца заготовки на дифрак- тограммах присутствовали только отражения от базисной плоскости гексагональной фазы (002) и (004). В то же время на дифрактограмме дробленой пластины при съемке с вращением проявляется наличие ром- боэдрической фазы. Разница между гексагональной и ромбоэдрической модификациями заключается только в последовательности укладки ба- зисных плоскостей. В идеальной трехмерной структуре гBN все слои находятся друг над другом, причем атомы В и N чередуются в направ- лении оси  $c$ , а все слои в трехмерной решетке занимают одинаковое по- ложение. Структура ромбоэдрического нитрида бора характеризуется разным смещением между гексагонами в трех последовательных сло- ях. Дифрактограммы конечного продукта термобарического воздейст- вия также демонстрируют наличие текстуры. При съемке с базовой пло- скости доминирует пик (111) кубической фазы и фиксируются лишь незначительные количества вюрцитной и гексагональной модификаций (рис. 2, а). На дифрактограмме дробленого образца количество вюрцитной фазы больше, чем сфалеритной, а гексагональная имеет существен- но меньшее по сравнению с табличным расстояние между базисными плоскостями. Скол алмазоподобного компакта (рис. 2, б) является до- статочно гладким с субмикронными размерами равноосных кристаллов и проявлением текстуры, унаследованной от исходного образца.

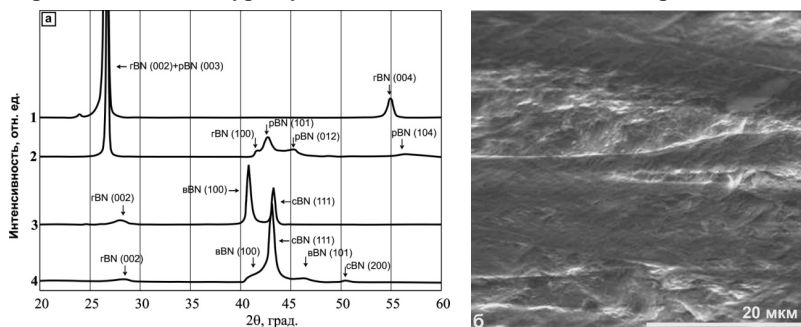


Рис. 2. Анализ исходного пироли- тического материала, состоящего из гBN и рBN, и образца после термобарической обработки: а – дифрактограммы: (1, 2) – исходная заготовка, (3, 4) – синтезированный алмазоподобный агрегат, (1, 2) – съемка целых образцов перпендикулярно базовой плоскости, (3, 4) – съемка фрагментов образцов на просвет с вращением, б – морфология скола алмазоподобного агрегата

Второй тип пиролитического нитрида бора представлял собой пластины белого цвета. Согласно результатам рентгенографического анализа в них содержалась только гексагональная фаза. Цилиндрические образцы из таких пластин претерпевали полное превращение в кубическую фазу при более высоких температурах – 1600-1800 °С. В этом случае во всем объеме синтезированных образцов зерна были равноосными, а их размер не превышал долей микрона (рис. 3, а). При сравнении дифрактограмм исходной цилиндрической заготовки и конечного продукта, снятых с базовой поверхности перпендикулярно оси цилиндра и с раздробленного материала при вращении выявлено наличие текстуры, как в исходном образце, так и в сфалеритной фазе после термобарической обработки.

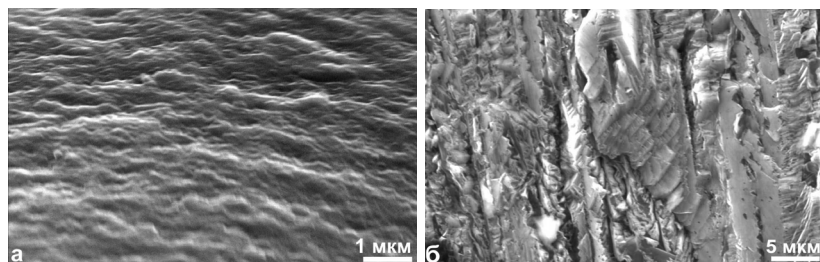


Рис. 3. Морфология поверхностей сколов алмазоподобных агрегатов: а – агрегат после мартенситной трансформации гBN, б – агрегат, полученный в присутствии РК (магний)

Изучение иммерсионных препаратов с частицами синтезированного алмазоподобного материала с помощью оптической микроскопии показало, что они состоят из кристаллов сBN. Микроструктура агрегата слоисто-блочная со средним размером блоков от 0.5 до 0.8 мкм. Внутри блоков кристаллиты нитрида бора имеют определенную направленность и плотно прилегают друг к другу так, что граница между кристаллами становится общей (двойникование-прорастание). Средний размер кристаллитов внутри блока от 0.05 до 0.3 мкм. Толщина слоев составляет около 7 мкм. Между слоями наблюдаются ветвистые микротрещины с размерами порядка 1 мкм. Границы между блоками отличаются аномальным цветом интерференции с углом погасания 25° (для с BN угол погасания составляет 60°, а для г BN – 45°), что скорее всего связано с высоким содержанием в них дислокаций. В агрегате отмечается закрытая межкристаллитная пористость (~ 1%) и коалесценция пор, размеры которых достигают 0.5 мкм.

Можно считать, что в случае использования хорошо закристаллизованной ромбоэдрической или гексагональной формы нитрида бора при ~8.0 ГПа реализуется практически идеальный вариант получения сверхтвердого микрополикристаллического агрегата без участия растворителей-катализаторов. Высокая чистота исходного материала и применение защитных экранов гарантирует отсутствие примесей в образцах после синтеза. Мартенситный механизм превращения ведет к формированию субмикронных блоков, разделяющихся дефектными границами, при отсутствии направленного (дендритного) роста зерен.

Повышение давления синтеза должно вести к уменьшению размеров частиц плотных фаз и увеличению прочности. Так в работе [11] при термобарической обработке пиролитического нитрида бора в многопуансонном аппарате при 18.0 ГПа получены образцы, содержащие только сфалеритную фазу или вюрцитную и сфалеритную фазы. Размеры частиц в этих фазах не превышали 15 нанометров, а микротвердость материалов возросла по сравнению с крупнозернистым cBN от 40 до 85 ГПа.

Таким образом, изучены фазовые превращения в пиролитическом нитриде бора в условиях прямого перехода в чистом виде и его дополнительной активации растворителями-катализаторами. При реализации только мартенситного механизма кооперативной перестройки атомов формируются алмазоподобные микрополикристаллы с равноосной высокодисперсной структурой и субмикронными размерами зерен. В системе пиролитический нитрид бора–растворитель-катализатор при термобарических параметрах прямого превращения размер зерен увеличивается. Это может быть связано как с укрупнением зародыша плотной фазы вследствие снижения катализатором его поверхностной энергии, так и с некоторым ростом частиц за счет перекристаллизации по диффузионному механизму. Степень каталитической активности растворителя влияет на размер частиц cBN и на появление в синтезированных образцах зон направленного роста кристаллов.

#### *Библиографический список*

1. Калашников Я.А., Верещагин Л.Ф., Фекличев Е.М., Сухушина И.С. Образование искусственным путем алмаза типа баллас // ДАН СССР. 1967. Т.172. № 1. С.77-79.
2. Верещагин Л.Ф., Яковлев Е.Н., Варфоломеева Т.Д., Слесарев В.Н., Штенберг Л.Е. Синтез алмазов типа карбонадо // ДАН СССР. 1969. Т.185. С.555-557.
3. Рахманина А.В., Яковлев Е. Н. Экспериментальное моделирование природного синтеза алмазных поликристаллов // Геохимия. 1999. № 7. С. 763–767.
4. Литвин Ю.А., Спивак А.В. Алмазиты: быстрый рост в контакте графита и карбонатных расплавов (опыты при 7.5–8.5. ГПа) // Доклады РАН. 2003. Т. 391. №5. С. 673–677.

5. Сухарев А.Е., Петровский В.А. Минералогия карбонадо и экспериментальные модели их образования. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 196 с.
6. Петровский В.А., Сухарев А.Е., Филиппов В.Н., Филоненко В.П. Микрополикристаллические алмазы (природные и экспериментальные системы) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 1. С. 54-59.
7. Петровский В.А., Филоненко В.П., Сухарев А.Е. Экспериментальное моделирование процесса синтеза алмазных микрополикристаллических агрегатов // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2009. №12. С. 3–8.
8. Filonenko V.P., Zibrov I.P., Petrovsky V.A., Sukharev A.E. Features of the formation of cubic BCN phases in comparison with natural and synthetic polycrystalline diamonds // European Journal of Mineralogy. 2013. Vol. 25. P.373-383.
9. Бритун В.Ф., Курдюмов А.В., Танигучи Т, Петруша И.А. и др. Превращения высокоупорядоченных графитоподобных фаз в пиролитическом нитриде бора при высоких давлениях статического сжатия // Сверхтвердые материалы. 2003. № 2. С. 14-25.
10. Britun V.F., Kurdyumov A.V., Petrusha I.A. Structural features of boron nitride dense phase formation from rhombohedral modification under high static pressure // J. Of Materials Science. 1993. № 28. P. 6575-6581.
11. Dubrovinskaja N., Solozhenko V. L., Miyajima N., Dmitriev V., Kurakevych O. O., Dubrovinsky L. Superhard nanocomposite of dense polymorphs of boron nitride: noncarbon material has reached diamond hardness // Appl. Phys. Letters, 2007. Vol. 90. P.101912.

## FORMATION OF DIAMOND-LIKE AGGREGATES FROM BORON NITRIDE OBTAINED BY DIRECT TRANSITION

**A.E. Sukharev**

*sukharev@geo.komisc.ru*

The phase transformations of pyrolytic boron nitride have been studied under thermobaric conditions providing a direct transformation of the hexagonal structure into a cubic one. In the case of the implementation of only the martensitic mechanism of cooperative rearrangement of atoms, diamond-like aggregates with an equiaxed highly dispersed structure and submicron grain sizes are formed.

*Key words: phase transformations, boron nitride, diamond-like aggregates.*

УДК 552.53:552.144

**Т.А. Уткина, И.И. Чайковский, О.В. Коротченкова,**

**Е.П. Чиркова, Т.В. Федоров**

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

## **О ПРИРОДЕ АНАЛЬЦИМА В ПЕРМСКИХ ПОРОДАХ ПРИКАСПИЙСКОЙ И СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИН**

Описаны находки аутигенного анальцима в шешминских рудных и безрудных песчаниках Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба, а также верхнеказанских карбонатно-аргиллитовых и татарских аргиллит-алевролитовых породах Саратовско-Оренбургского прогиба Прикаспийской впадины. По соотношению  $\text{Na}/\text{Al}$  и  $\text{Si}/\text{Al}$  анальцимы разделены на три группы. Первая приурочена к прослоям карбонатов в терригенной толще, характеризуется высокими содержаниями натрия, кремния и связывается с трансформацией пирокластики в высокощелочных условиях. Для анальцимов второй группы, образовавшихся в глинистых и карбонатно-глинистых прослоях, обогащенных натрием и обедненных кремнием, предполагается связь с содовыми водами. Низкие содержания натрия и вариабельность кремния в анальцимах третьей группы из полимиктовых медистых и безрудных песчаников указывает на наличие в породе обломков кислых и основных (толеитовых) пород.

*Ключевые слова:* анальцим, сульфаты, эвапориты, Верхнекамское месторождение солей.

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.148**

Аутигенный анальцим довольно часто встречается среди новообразованных каркасных силикатов в осадочных породах. Одна из первых описанных находок была сделана в эоценовых озерных отложений формации Грин-Ривер (США), образование которого связывается с трансформацией вулканогенной пирокластики солевыми растворами [15]. Схожий по генезису анальцим позднее был описан во многих древних и современных озерных отложениях Северной Америки, Восточной Африки и Европы [19–22, 25, 26 и др.], а также казанских отложениях Притиманья [7] и в пермских терригенных породах Предуральского прогиба [4, 5, 12]. В невулканических отложениях такие находки встречаются сравнительно реже [13, 18, 23], однако являются не менее значимыми, поскольку ведут к пониманию постседиментационных процессов в алюмосиликатных осадках, не содержащих пирокластический материал.

Обобщение литературных данных, затрагивающих вопросы природы анальцима и механизмов его образования, позволило авторам

[13, 24, 27] показать, что в экзогенных условиях анальцитом образуется при четырех типах процессов: 1) гипергенная трансформация вулканокластики напрямую или через ранее сформированные цеолиты; 2) диагенез аркозовых песчаников, сопровождаемый деанортизацией плагиоклаза; 3) осаждение в сильнощелочных содовых озерах высокой солености за счет привноса растворенных коллоидных оксидов кремния и алюминия; 4) взаимодействие карбонатно-натриевых вод с глинистым субстратом в почвах аридных районов. Во всех описанных средах для формирования анальцита нужны растворенные Na, Al, Si и содовые растворы, что делает его минералом-индикатором проявления щелочных растворов.

Нами находки анальцита были сделаны при изучении шешминских песчаников Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба (обнажения в с. Романово и близ д. Володин Камень; скв. 2016 Романовского участка Верхнекамского месторождения солей (Пермский край)), а также верхнеказанских карбонатно-аргиллитовых и татарских аргиллит-алевролитовых пород Саратовско-Оренбургского прогиба Прикаспийской впадины (Саратовская область). Ранее анальцит уже был описан в разновозрастных отложениях: в шешминских медьсодержащих песчаниках Богословского и Рыжевского рудников (Александровский и Пермский районы Пермского края) [11] и татарских граувакковых отложениях Прикаспийской впадины на территории Актюбинской области (Казахстан) [6]. Во всех случаях образование анальцита связывалось с преобразованием присутствующей в породе пирокластики. Минералого-петрографическое изучение шешминских пород показало, что на долю вулканокластического материала приходится до 30 % от всего количества обломков [9], тогда как в татарских отложениях Саратовско-Оренбургского прогиба он отсутствует, что позволяет говорить об ином происхождении анальцита.

*Шешминские (уфимский ярус приуральской перми) породы*, вскрывающиеся на обнажениях у с. Романово и близ д. Володин Камень, а также в разрезе скв. 2016 (глубина 46,5–91,5 м), представлены мелко-среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями гравелитов, конгломератов, аргиллитов и известняков. В строении песчаников на долю обломочных частиц приходится до 80–90 %, которые представлены кварцем (до 10 %), полевыми шпатами (до 20 %), пироксенами (до 7 %), хлоритами (до 15 %), обломками кремнистых (до 30 %) и глинистых (до 20 %) пород, эффузивов (до 30 %), сланцев (до 20 %) и кварцитов (до 10–15%) [9]. Кроме того, для песчаников, вскрывающихся в обнажениях, характерна медная минерализация, представленная

самородной медью, малахитом, купритом, амальгамами Cu-Ag. В обнажениях анальцит приурочен к прослоям массивного известняка скрытокристаллического, в которых он слагает (суб)идiomорфные (тетрагонтриоктаэдрические) индивиды (практически повсеместно в сростках с самородной медью), образующие цепочки и гнезда в основной массе породы, а также инкрустационные обособления (вплоть до полного заполнения) на стенках трещин (рис. 1). В разрезе скважины он образует базально-поровый цемент песчаника и субидиоморфные индивиды в алевритистых глинисто-карбонатных слоях (рис. 2).

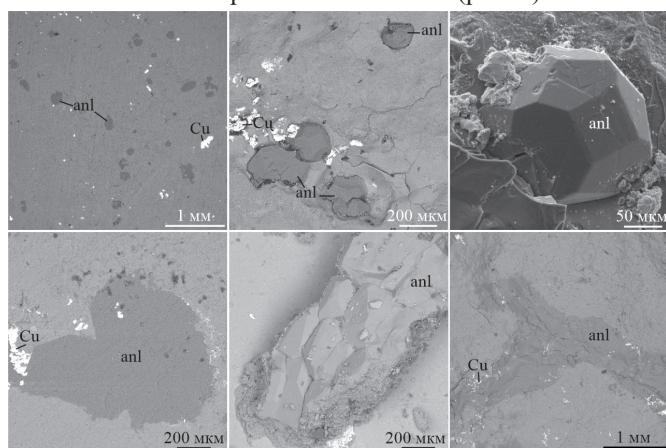


Рис. 1. Анальцит (anl) в сростках с самородной медью (Cu) в прослое известняка в обнажениях у с. Романово (верхний ряд) и близ д. Володин Камень (нижний ряд)

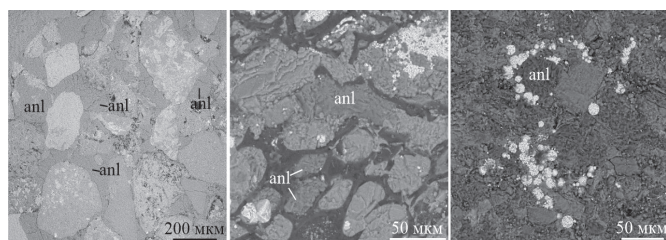


Рис. 2. Анальцит (anl) из скв. 2016: слева – в виде цемента полимиктового песчаника; в центре и справа – ксеноморфные и субидиоморфные индивиды в алевритистых глинисто-карбонатных слоях

Изучение химического состава анальцита (таблица) показало незначительную примесь кальция в составе – 0–2,79 мас. %. Формула

анальцима из обнажения у с. Романово может быть записана в виде:  $(\text{Na}_{0,74-0,99}\text{Ca}_{0-0,02})(\text{Al}_{0,81-0,99}\text{Si}_{2,09-2,30}\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$ ; у д. Володин Камень –  $(\text{Na}_{0,78-1,02}\text{Ca}_{0-0,02})(\text{Al}_{0,76-0,95}\text{Si}_{2,13-2,32}\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$ ; из разреза скв. 2016 –  $(\text{Na}_{0,84-1,06}\text{Ca}_{0-0,16})(\text{Al}_{0,92-1,02}\text{Si}_{1,96-2,20}\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$ .

*Верхнеказанские отложения* в пределах Саратовско-Оренбургского прогиба представлены ангидрит-галитовыми (мощность 14,3–89,2 м) и перекрывающими их сульфатно-карбонатными (мощность 15,7–24,7 м) породами. В строении последних нередко отмечаются маломощные (до 2,0 м) прослои аргиллитов с ангидрит-гипсовыми и ангидритовыми обособлениями в виде слоёв (до 1,0 см), желваков и цемента брекчии. Перекрывающие их татарские породы (мощность 13,9–42,7 м) сложены преимущественно массивными до брекчиевидных аргиллитами с примесью (5–20 %) полевошпат-кварцевого алевритового и песчаного материала, включениями (до 2 %) углистого детрита, а также одиночными линзами, желваками и прожилками гипса.

Анальцим приурочен к сульфатным образованиям аргиллитовых прослоев нижней части верхнеказанской толщи и нижней-средней – татарской, в которых (внутри и по периферии) он слагает округлые пойкилокристаллы с кристалломорфными очертаниями (рис. 3). Внутри анальцима отмечаются частые включения призматического, нередко ори-

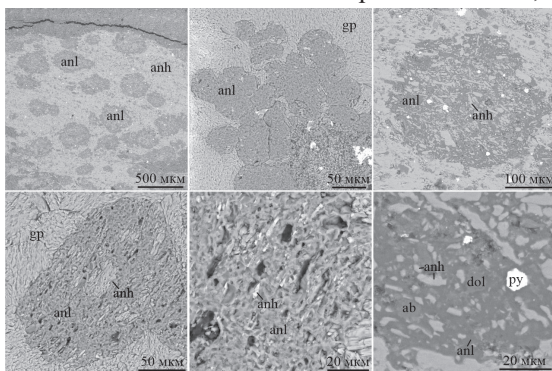


Рис. 3. Пойкилокристаллы анальцима (anl) в сульфатных (ангидрит – anh, гипс – gp) стяжениях с включениями ангидрита, доломита (dol), пирита (py) и обломками альбита (ab)

ентированного ангидрита, реже вкрапленность неяснокристаллического доломита и угловатые обломки кварца, калиевых полевых шпатов и альбита. Последние, наряду с субидиоморфным целестином и пойкилитовым субидиоморфным пиритом, фиксируются и во вмещающих сульфатах и аргиллитах.

Состав анализима Саратовско-Оренбургского прогиба отвечает следующей формуле –  $\text{Na}_{0,81-1,37}(\text{Al}_{0,88-1,00}\text{Si}_{1,71-2,20}\text{O}_6)\cdot\text{H}_2\text{O}$ .

Таблица

Химический состав анализима (мас. %) и значения соотношений Si/Al и Na/Al

|   | O     | Na    | Al    | Si    | Ca   | Si/Al | Na/Al |
|---|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|
| <i>Обнажение близ д. Володин Камень</i>                                   |       |       |       |       |      |       |       |
| 1   | 51,32 | 9,28  | 11,16 | 28,23 | 0    | 2,43  | 0,98  |
| 2   | 57,48 | 8,34  | 8,13  | 25,82 | 0,22 | 3,05  | 1,20  |
| 3   | 57,74 | 9,26  | 8,40  | 24,30 | 0,30 | 2,78  | 1,29  |
| 4   | 53,63 | 8,64  | 10,17 | 27,57 | 0    | 2,60  | 1,00  |
| 5   | 57,58 | 8,54  | 8,32  | 25,42 | 0,13 | 2,94  | 1,21  |
| 6   | 44,28 | 9,22  | 13,15 | 32,95 | 0,40 | 2,41  | 0,82  |
| 7   | 50,36 | 10,07 | 11,66 | 27,91 | 0    | 2,30  | 1,01  |
| <i>Обнажение у с. Романово</i>  |       |       |       |       |      |       |       |
| 1   | 56,63 | 9,32  | 8,90  | 25,15 | 0    | 2,72  | 1,23  |
| 2   | 55,56 | 9,03  | 10,57 | 24,84 | 0    | 2,26  | 1,00  |
| 3   | 48,78 | 8,02  | 12,22 | 30,56 | 0,42 | 2,40  | 0,77  |
| 4   | 54,30 | 9,05  | 11,09 | 25,23 | 0,33 | 2,18  | 0,96  |
| 5   | 53,11 | 10,03 | 10,90 | 25,79 | 0,18 | 2,27  | 1,08  |
| 6   | 46,36 | 9,17  | 12,69 | 31,30 | 0,49 | 2,37  | 0,85  |
| 7   | 49,30 | 9,13  | 12,61 | 28,96 | 0    | 2,21  | 0,85  |
| <i>Разрез скв. 2016 Романовского участка Верхнекамского месторождения</i> |       |       |       |       |      |       |       |
| 1   | 52,25 | 10,93 | 12,11 | 24,71 | 0    | 1,96  | 1,06  |
| 2   | 52,17 | 8,95  | 11,48 | 27,40 | 0    | 2,29  | 0,91  |
| 3   | 52,01 | 10,05 | 11,62 | 26,32 | 0    | 2,18  | 1,01  |
| 4   | 51,50 | 10,00 | 11,36 | 27,14 | 0    | 2,30  | 1,03  |
| 5   | 51,35 | 9,86  | 11,58 | 27,21 | 0    | 2,26  | 1,00  |
| 6   | 49,70 | 9,21  | 11,82 | 29,03 | 0,24 | 2,36  | 0,91  |
| 7   | 52,71 | 8,35  | 11,04 | 25,11 | 2,79 | 2,18  | 0,89  |
| 8   | 51,71 | 9,53  | 11,96 | 26,80 | 0    | 2,15  | 0,94  |
| 9   | 51,16 | 9,15  | 12,13 | 27,56 | 0    | 2,18  | 0,89  |
| 10  | 52,94 | 10,84 | 11,57 | 24,45 | 0,20 | 2,03  | 1,10  |
| 11  | 49,49 | 9,62  | 13,01 | 27,31 | 0,57 | 2,02  | 0,87  |
| 12  | 50,50 | 9,06  | 11,56 | 28,60 | 0,28 | 2,38  | 0,92  |
| 13  | 50,93 | 9,51  | 11,61 | 27,70 | 0,25 | 2,29  | 0,96  |
| 14  | 50,26 | 9,40  | 12,04 | 28,05 | 0,25 | 2,24  | 0,92  |
| 15  | 50,52 | 9,13  | 11,93 | 28,18 | 0,24 | 2,27  | 0,90  |
| 16  | 52,87 | 9,44  | 11,00 | 26,45 | 0,24 | 2,31  | 1,01  |
| <i>Саратовско-Оренбургский прогиб</i>                                     |       |       |       |       |      |       |       |
| 1   | 58,94 | 10,90 | 9,69  | 20,47 | 0    | 2,03  | 1,32  |
| 2   | 65,90 | 10,28 | 8,15  | 15,67 | 0    | 1,85  | 1,48  |
| 3   | 58,46 | 11,17 | 9,92  | 20,45 | 0    | 1,98  | 1,32  |
| 4   | 61,33 | 10,50 | 9,09  | 19,08 | 0    | 2,02  | 1,36  |
| 5   | 64,94 | 10,39 | 8,34  | 16,33 | 0    | 1,88  | 1,46  |
| 6   | 60,89 | 11,16 | 9,03  | 18,93 | 0    | 2,01  | 1,45  |
| 7   | 53,48 | 9,81  | 11,37 | 25,34 | 0    | 2,14  | 1,01  |
| 8   | 54,92 | 10,08 | 10,85 | 24,15 | 0    | 2,14  | 1,09  |
| 9   | 53,21 | 10,12 | 10,92 | 25,75 | 0    | 2,26  | 1,09  |
| 10  | 53,35 | 10,29 | 11,19 | 25,17 | 0    | 2,16  | 1,08  |
| 11  | 62,90 | 11,10 | 8,40  | 17,60 | 0    | 2,01  | 1,55  |
| 12  | 58,70 | 10,10 | 9,70  | 21,50 | 0    | 2,13  | 1,22  |
| 13  | 50,32 | 8,62  | 12,36 | 28,70 | 0    | 2,23  | 0,82  |
| 14  | 51,41 | 8,45  | 12,21 | 27,93 | 0    | 2,20  | 0,81  |
| 15  | 50,30 | 8,90  | 12,25 | 28,55 | 0    | 2,24  | 0,85  |
| 16  | 51,33 | 9,03  | 11,98 | 27,66 | 0    | 2,22  | 0,88  |

\*Нормировано на безводный состав; СЭМ VEGA 3 LMN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 (Tescan, Чехия; аналитики О. В. Коротченкова, Е. П. Чиркова)

Для установления природы аутигенного анальцима Д. Кумбс и Т. Уэттен [16], а позднее и А. А. Годовиков [3] с помощью соотношения Si/Al (в ат. %) предложили следующую схему группировки анальцимов с указанием генетического источника: (1) высококремнистый анальцим, полученный из вулканического стекла: Si/Al=2,42–2,69; (2) среднекремнистый анальцим, связанный с преобразованием алюмосиликатных минералов во время захоронения: Si/Al=2,20–2,42; (3) низкокремнистый анальцим, образующийся в результате прямого осаждения из высокосоленой щелочной озерной воды или реакции с другими отложениями: Si/Al=1,80–2,20.

Для анальцимов из обнажений близ д. Володин Камень, с. Романово и разреза скв. 2016 соотношение Si/Al составляет 2,30–3,05, 2,18–2,72 и 1,96–2,38 соответственно, что позволяет связывать их образование с трансформацией вулканокластического материала. В анальциме из пород Саратовско-Оренбургского прогиба соотношение Si/Al варьируется от 1,85 до 2,26, что отвечает таковому, сформировавшемуся из содовых щелочных вод. Схожие значения Si/Al были ранее получены для анальцимов, найденных в пласте глинистой породы маркирующего горизонта Верхнекамского месторождения (Si/Al=1,96–2,21) [13].

Для найденных анальцимов было также рассчитано соотношение Na/Al, которое для обнажения близ д. Володин Камень составило 0,82–1,29, с. Романово – 0,77–1,23, Саратовско-Оренбургского прогиба – 0,81–1,55. Причем для последних наименьшие значения присущи анальцимам, образовавшимся в основании казанской свиты, т.е. в непосредственной близости с каменными солями; вверх по разрезу (к средней части казанской толщи, а затем и к нижней-средней части татарской) значение Na/Al постепенно увеличивается.

Использование диаграммы Na/Al–Si/Al для исследованных анальцимов позволяет выделить три группы (рис. 4).

Анальцимы первой группы образовались в прослоях карбонатов (меденосных) среди полимиктовых терригенных толщ. Для них характерны высокие значения натрия и кремния, что указывает как на образование в условиях высокой щелочности среды, так и формирование за счет трансформации вулканокластического материала. Вероятность такого сценария для анальцимов из обнажений близ д. Володин Камень и с. Романово, где они образуют цепочки и гнезда в основной массе породы, а также инкрустируют стенки трещин, вполне возможна: высокощелочные условия обеспечивают вмещающие известняки, а источником натрия, алюминия и кремния могут являться смежные прослои песчаника, на 30 % сложенные обломками эффузивов и аркозовым материалом.

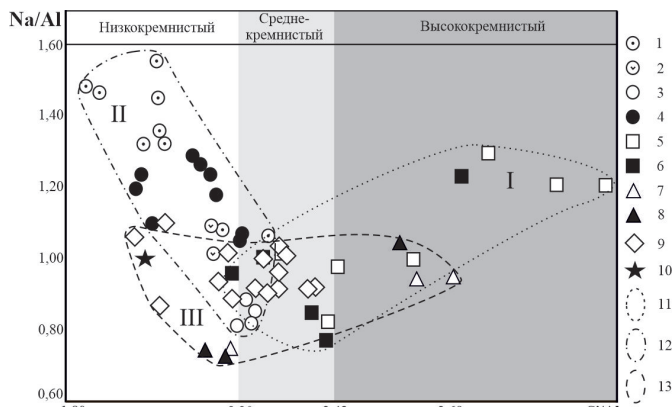


Рис. 4. Вариации Na/Al и Si/Al в анальциме 1–3 – Саратовско-Оренбургский прогиб (1 – татарские отложения; 2–3 – казанские, на удалении (2) и вблизи толщи каменной соли (3)); 4 – маркирующий горизонт Верхнекамского месторождения (Чайковский, Чайковская, 2013); 5 – обнажение у д. Володин Камень; 6 – обнажение у с. Романово; 7 – Богословский рудник (Чайковский, Кондратенко, 2005); 8 – Рыжевской рудник (Чайковский, Кондратенко, 2005); 9 – скв. 2016; 10 – теоретический состав анальцима; 11–13 – поля составов из прослоев известняка в терригенной толще (11), глинистых прослоев на контакте с каменной солью (12), песчаников полимиктовых (13). Римскими цифрами обозначены номера групп анальцима

Для анальцимов второй группы, образовавшихся в глинистых и карбонатно-глинистых прослоях, характерны высокие содержания натрия и относительно низкие – алюминия и кремния. Такие показатели позволяют предполагать, что формирование анальцима происходило за счет осаднения из содовых вод с высоким содержанием натрия, вероятным источником которого являются отжимаемые из подстилающих каменных солей седиментационные воды, и относительно низкой щелочностью, обусловившей малую мобильность алюминия и кремния. Вариации значения Na/Al в пределах группы могут отражать различную щелочность минералообразующей среды, влияющую на миграцию алюминия и кремния: от высокой на контакте с каменными солями до относительно низкой – на удалении от них.

Присутствие в метакристаллах анальцима из пород Саратовско-Оренбургского прогиба включений призматического ангидрита говорит об их образовании после формирования желваков ангидрита. Образование содовых вод по О.А. Алекину [1] возможно при достижении в растворе соотношения  $r\text{HCO}_3^- > r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}$  или  $r\text{Na}^+ > r\text{Cl}^- + r\text{SO}_4^{2-}$  ( $r$  – концентрация иона в растворе, мг-экв/л). Присутствие в ангидритовых стяжениях и вмещающих аргиллитах обособлений доломита

свидетельствует о высоком содержании в поровых водах растворенных форм кальция, магния и сульфат-иона, источником которых могли быть как воды, отжимаемые в процессе диагенеза из подстилающей сульфатно-карбонатной толщи, так и континентальные (речные) гидрокарбонатно-кальциевые воды, поступающие в осадочный бассейн в татарское время. Осаждение  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  в виде доломита и ангидрита, а также разложение рассеянного углистого детрита способствовало накоплению в водах гидрокарбонат-иона ( $\text{HCO}_3^-$ ), который за счет присутствующего в растворах натрия мог привести к локальному образованию содовых вод. Вероятным источником натрия в системе можно считать как отжатые седиментационные воды казанских каменных солей, так и катионный обмен с глинами. Последние во вмещающих татарских аргиллитах отвечают монтмориллониту с формулой  $(\text{Mg}_{0,24}\text{Fe}_{0,1}\text{Al}_{1,55})(\text{OH})_2[\text{Si}_{4,12}\text{O}_{10}](\text{Na}_{0,09}\text{K}_{0,23}\text{Ca}_{0,04})$ . Появление содовых вод могло активизировать процессы гидролиза алюмосиликатов и высвобождению растворенных форм Al и Si, осаждаемых из содовых вод в виде анальцима.

Ближние значения Na/Al и Si/Al в анальциме из маркирующего горизонта Верхнекамского месторождения [13] указывают на схожесть условий формирования. Отсутствие анальцима в соляно-мергельной толще Верхнекамского месторождения [10] может быть связано как с высоким содержанием в ней карбонатного вещества, так и ее относительно большой мощностью (100–120 м), что препятствует непосредственному контакту хлоридно-натриевых рассолов соляной залежи и пресных гидрокарбонатно-кальциевых вод, характерных для терригенно-карбонатной и пестроцветной толщ.

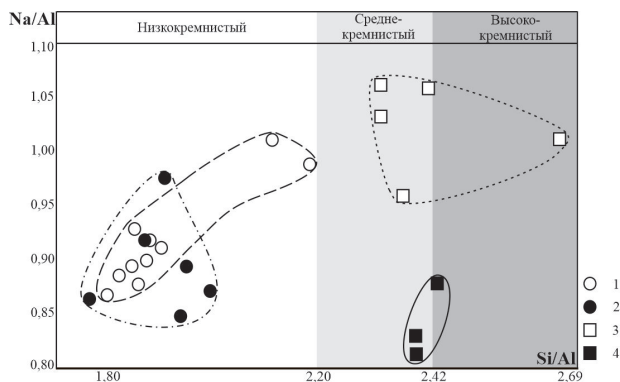


Рис. 5. Вариации Na/Al и Si/Al в анальциме некоторых магматических пород: 1 – щелочные базальты Венгрии [17]; 2 – лампрофиры Томторского массива [8]; 3 – толеиты Северного Тимана [14]; 4 – камерные пегматиты Волыни [2]

Анальцимы третьей группы формировались в относительно однородных полимиктовых медистых и безрудных песчаниках Богословского и Рыжевского рудников [11], Романовского участка Верхнекамского месторождения. Они характеризуются низкими содержаниями натрия, а содержание кремния варьируется от низкого до высокого, что может быть связано с различием состава исходной вулканокластике. Для примера на диаграмму Si/Al–Na/Al были нанесены составы анальцима некоторых магматических пород (рис. 5). В поле низкокремнистых попали анальцимы из щелочных базальтов и лампрофиров, в поле средне-высококремнистых – из толеитов и камерных пегматитов. Такое распределение позволяет говорить, что в качестве исходного материала для формирования анальцима в шешминских песчаниках служил материал кислых и основных (толеитовых) пород.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания (рег. № НИОКТР 124020500052-9 (Процессы рудообразования и гипергенной трансформации эвапоритов Пермского Предуралья).*

#### *Библиографический список*

1. Алейкин О. А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 205 с.
2. Белаковский Д. И., Карпенко В. Ю., Мохов А. В. Двупреломлющий анальцим из камерных пегматитов Волыни // Новые данные о минералах СССР. Вып. 37. М.: Наука, 1991. С. 32–37.
3. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
4. Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 23–40.
5. Мизенс Г. А. Анальцим в нижнепермских терригенных отложениях западного склона Среднего Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 71–78.
6. Муравьев В. И. Новообразования анальцима в граувакках Аклюбинской области // Известия АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 111–117.
7. Носков А. В. Морфологические типы анальцима в казанских отложениях (Р<sub>2</sub>kz), р. Вырь // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 133–136.
8. Панина Л. И., Рокосова Е. Ю., Исакова А. Т., Толстов А. В. Лампрофиры Тортосского массива – результат смешения калиевых и натриевых щелочно-базитовых магм // Петрология. 2016. Том 24. № 6. С. 654–672.
9. Харитонов Т. В. Разделение полимиктовых песчаников на примере шешминских и соликамских // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 11. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2008. С. 101–106.
10. Чайковский И. И., Бубнова М. В., Чиркова Е. П. Минералогия уфимских отложений Соликамской впадины // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 23. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2020. С. 50–62.
11. Чайковский И. И., Кондратенко Е. В. К минералогии медистых песчаников Прикамья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 7. П.: Изд-во Пермского ун-та, 2005. С. 148–166.
12. Чайковский И. И., Коротченкова О. В., Падерин А. А. Медистые песчаники Усоля (Соликамская впадина // Литология осадочных комплексов Евразии и

- шельфовых областей. Вып. 9. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2019. С. 496–497.
13. *Чайковский И. И., Чайковская Е. В.* Анализим Верхнекамского месторождения солей // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2013). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. С. 154–157.
  14. *Юшкин Н. П., Илларионов Б. А., Василевский Н. Д. и др.* Агроминеральное и горно-химическое сырье Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар: Тип-я Гос. ком-та Коми АССР, 1987. 132 с.
  15. *Bradley W. H.* Zeolite beds in the Green River Formation // *Science*. 1928. V. 67. PP. 73–74.
  16. *Coombs D. S., Whetten T.* Composition of analcime from sedimentary and burial metamorphic rocks // *The Geological Society of America Bulletin*. V.8. № 2. 1967. PP. 265–279.
  17. *Demény A., Harangy Sz., Fórizs Is., Nagy G.* Primary and secondary features of analcimes formed in carbonate-zeolite ocelli of alkaline basalts (Mecsek Mts., Hungary): textures, chemical and oxygen isotope compositions // *Geochemical Journal*. 1997. V. 31(1). PP. 37–47.
  18. *English P. M.* Formation of analcime and moganite at Lake Lewis, central Australia: significance of groundwater evolution in diagenesis // *Sedimentary Geology*. 2001. V. 143. PP. 219–244.
  19. *Gottardi G., Obradovic' J.* Sedimentary zeolites in Europe // *Fortschritte der Mineralogie*. 1978. V. 56 (2). PP. 316–366.
  20. *Hay R. L.* Silicate reactions in three lithofacies of a semi-arid basin, Olduvai Gorge, Tanzania // *Mineralogical Society of America Special Paper*. 1970. V. 3, PP. 237–255.
  21. *Hay R. L.* Zeolites and zeolitic reaction in sedimentary rocks // *Geological Society of America Special Paper*. 1966. V. 85. PP. 130.
  22. *High Jr L. R., Picard M. D.* Sedimentary petrology and origin of analcime-rich Popo Agie member, Chugwater (Triassic) Formation, west-central Wyoming // *J. Sediment. Petrol.* 1965. V. 35 (1). PP. 49–70.
  23. *Joulia F., Bonifas M., Camez T., Millor G., Weil R.* Analcimolites sédimentaires dans le continental intercalaire du Sahara Central (Bassin du Niger AOF) // *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*. 1958. V. 11. PP. 67–70.
  24. *Luhr J. F., Kyser T. K.* Primary igneous analcime: the colima minettes // *American Mineral*. 1989. V. 74. PP. 216–223.
  25. *Sheppard R. A., Gude A. J.* Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California // *United States Geological Survey Professional Paper*. 1968. V. 597. PP. 15–16.
  26. *Surdam R. C., Eugster H. P.* Mineral reactions in the sedimentary deposits of the Lake Magadi region, Kenya // *Geological Society of America Bulletin*. 1976. V. 87. PP. 1739–1752.
  27. *Wang J., Liang Ch., Cao Y., Tian Y.* Occurrence, Genesis, and Significance of Analcime in Fine-Grained Sedimentary Rocks // *Hindawi, Geofluids*. 2022. V. 2022. PP. 1–17.

## ON THE ANALCIME NATURE IN PERMIC ROCKS OF THE CASPIAN AND SOLIKAMSK DEPRESSIONS

**T.A. Utkina, I.I. Chaikovskiy, O.V. Korotchenkova,**

**E.P. Chirkova, T.V. Fedorov**

*tatyanaak89@mail.ru*

The findings of authigenic analcime are described in the sheshmin ore and barren sandstones of the Solikamsk depression of the Pre-Ural foredeep, as well as the Upper Kazan carbonate-argillite and Tatarian mudstone-siltstone rocks of the

Saratov-Orenburg trough of the Caspian basin. Based on the Na/Al and Si/Al ratios, analcimes are divided into three groups. The first is confined to carbonate layers in the terrigenous strata, is characterized by high sodium and silicon contents and is associated with the transformation of pyroclastics in highly alkaline conditions. For analcimes of the second group, formed in clayey and carbonate-clayey layers, enriched in sodium and depleted in silicon, a connection with soda waters is assumed. Low sodium contents and variability of silicon in analcimes of the third group from polymictic cuprous and barren sandstones indicate the presence of fragments of acidic and basic (tholeiitic) rocks in the rock.

*Key words: analcime, sulfates, evaporites, Verkhnekamskoe deposit.*

**В.В. Федькин**

Институт экспериментальной минералогии  
им. акад. Д.С. Коржинского РАН, г. Черноголовка

## ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОРОВЫХ ЭКЛОГИТОВ

Формирование комплексов коровых эклогитов находится под постоянным взаимодействием когерентных (совмещенных) процессов метаморфизма и метасоматоза. Прогрессивные процессы термобарической направленности приводят к образованию в эклогит-глаукофансланцевых комплексах контрастных серий пород. На ретроградном этапе развития к термобарическим процессам присоединяются явления метасоматоза, вызывая петрохимические изменения пород комплекса. Выделяются две независимые линии аллохимических изменений, связанные с выносом из базитовых пород химических элементов основного ряда – Fe, Mg, Ca, Al, и с замещением эклогитов карбонатсодержащими минеральными ассоциациями.

*Ключевые слова: высокобарные комплексы, тектонический меланж, когерентные процессы, метасоматоз коровых эклогитов, Максютковский комплекс, Атбашинский комплекс, РТ параметры метаморфизма.*

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.159**

**Введение.** Когерентные - взаимосвязанные, совмещенные, и дополняющие друг друга процессы - широко распространены в эклогит-глаукофансланцевых комплексах - представителях коровых эклогитов. В метаморфической петрологии этот термин связан с вопросами образования контрастных по степени метаморфизма серий пород - высокобарных эклогитовых включений в слабо метаморфизованной толще метаосадочных или гранитоидных пород [16, 19, 20]. Обычно это - небольшие тела, блоки, будины, прослои или линзы НР/УНР пород, внедренные в матрикс в результате тектонического меланжа, которые затем были вовлечены в совместные (когерентные) процессы развития комплекса, но сохранили в составах сосуществующих фаз РТ параметры предыдущих ступеней своей истории. Именно с этих позиций в данной работе рассматриваются взаимосвязанные процессы метаморфической и метасоматической направленности, которые на определенном этапе эволюции комплекса начинают действовать совместно, усиливая и усложняя эффект его развития.

**Задачей исследования** является изучение временной совместимости и относительного влияния совмещенных процессов метаморфической (термобарической) и метасоматической (петрохимической) направленности в комплексах коровых эклогитов разной глубинности.

**Объект изучения.** Взаимосвязанные когерентные процессы метаморфической и метасоматической эволюции рассмотрены на примере двух контрастных наиболее хорошо изученных комплексов коровых эклогитов: Максютовского на Южном Урале и Атбашинского на Южном Тянь-Шане. Более чем 50-летняя история изучения этих комплексов была сосредоточена, в основном, на изучении высокobarных минеральных ассоциаций и процессов метаморфизма, в то время как явлениям метасоматоза уделялось недостаточно внимания [1, 2, 5, 13, 17, 18]. Оба комплекса входят в систему внутриконтинентального герцинского Урало-Монгольского складчатого пояса. Они имеют близкие температурные и возрастные границы своего образования, похожее структурно-литологическое строение, но различаются по уровню глубинности, характеру эволюции метаморфизма и тектонической позиции. Более глубоинный Максютовский комплекс, формировался в рифтогенной зоне сочленения Восточно-Европейского континента и Палеоазиатского океана, в области устойчивости алмаза и коэсита при  $T=650-800\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=3,0-3,2\text{ ГПа}$ . Атбашинский терреин умеренного давления трассирует тектоническую границу между Срединным и Южным Тянь-Шанем, образовался в поле стабильности  $Ab^1\text{-Jd-Qz}$  парагенезиса при максимальных параметрах  $P$  до  $1,1-1,3\text{ ГПа}$  и  $T$  до  $500-600\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

**Результаты исследования.** Максютовский ЭГС комплекс изучался многими исследователями. Итоги этих работ обобщены в обзорах [12, 13, 17, 18]. Наши последние исследования [7, 15] и работы уральских геологов [2, 3] подтвердили топовые параметры метаморфизма комплекса: проградный этап -  $800\rightarrow 900\text{ }^{\circ}\text{C}$ , ретроградный -  $910\rightarrow 730\text{ }^{\circ}\text{C}$  при  $P=3.2-3.4\text{ ГПа}$ . Такие параметры сохраняются в крупных блоках  $Ti$ -эклогитов среди базитовых и ультрамафитовых ( $Ol\text{-En}$ ,  $Jd\text{-Grt}$ ) пород, выдвинутых в виде блоков на поверхность в результате тектонического меланжа. Характерной особенностью метаморфизма Максютовского комплекса является его возвратно-пульсационный характер, когда явления проградного и ретроградного метаморфизма неоднократно повторяются, а  $PT$  тренды, построенные по составам  $Grt\text{-Cpx}$  парагенезиса, образуют сопряженные пары, характеризующие режимы отдельных этапов (циклов) развития комплекса. По крайней мере, четыре таких цикла зафиксированы по данным микрозондовых исследований  $Grt\text{-Cpx}$  ассоциации пород комплекса [7]. Они образуют общий ретроградный

тренд метаморфической эволюции комплекса с близкими РТ параметрами проградно-ретроградных ветвей внутри цикла, с коротким временным интервалом (~20-25 Ма) между циклами и с их повторением на разных участках и этапах развития комплекса (рис. 1).

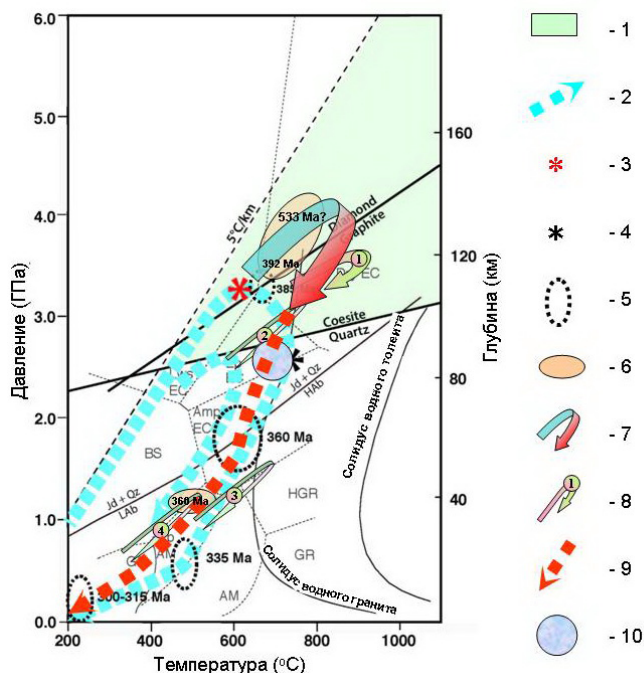


Рис. 1. Физико-химические условия формирования Максютковского комплекса [7]. 1 - область сверхвысокого давления (UHP), 2 - субдукционный Р-Т тренд, 3 - максимальное давление на стадии субдукции, 4 - максимальная температура на стадии эксгумации, 5 - область ретроградного метаморфизма по [12], 6 - РТ параметры образования ультрамафитовых включений в Jd-Grs породах [3], 7 - переходная РТ область от режима субдукции к режиму эксгумации, 8 - четыре эпизода эволюции комплекса на стадии эксгумации, 9 - РТ тренд эксгумации комплекса, 10 - параметры Perple\_X моделирования минеральных равновесий

**На ранних стадиях** ретроградного развития комплекса (первый цикл) в будинах и блоках высокобарных пород еще сохраняются остаточные следы проградных процессов, записанные в составах сосуществующих фаз Grt-Crx парагенезиса. Гранат, при этом, проявляет уникальные способности фиксировать и сохранять в своем составе малейшие изменения РТ условий его кристаллизации [8, 9, 14].

Метасоматические изменения на этом этапе затруднены из-за пульсационного характера ретроградного метаморфизма и высокой плавучести погружаемой пластины [11, 15]. Исходный состав высокобарных базитовых пород нижней части комплекса практически не меняется [4, 17, 21]. Первые признаки метасоматоза появляются лишь на 2-м и 3-м этапах в виде морфологических изменений минералов. В зернах граната появляются текстуры атоллового и ажурного граната (рис. 2), что подтверждает присутствие флюида в НР условиях [11]. В эклогитовых ассоциациях образуются низкотемпературные фазы Zo и Gln. Появляются прожилковые скопления и хлоритовые оторочки вокруг граната, зоны мусковитизации.

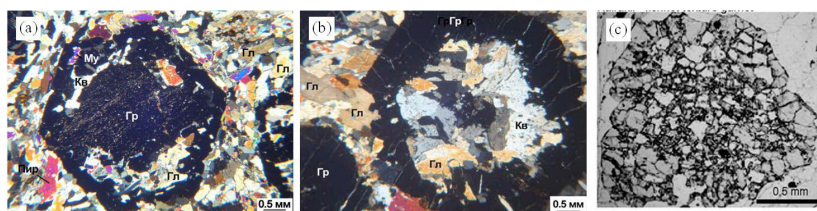


Рис. 2. Атолловые (a, b) и ажурный (c) гранаты Максютковского комплекса: (a) – Grt с проградской зональностью, (b) – Grt с инверсионной зональностью, участок Караяново [7], (c) – ажурный гранат участок Кайракли [11]

**На втором и третьем этапах** гранат приобретает сложную, разнонаправленную, подчас инверсионную зональность [7, 15]. Характерно, что параметры сопряженных проградных и ретроградных трендов совпадают с точностью изменения температуры не только в одном образце, но иногда даже в одном крупном зерне граната [8]. Это говорит о том, что процессы проградного и ретроградного метаморфизма следовали друг за другом практически одновременно с весьма коротким периодом инверсии. Естественно, в такой «неустойчивой» РТ обстановке достижение термодинамического равновесия и формирование стабильной системы метасоматоза не всегда реализуется и остается под большим вопросом.

В верхней, метаофиолитовой части комплекса признаки метасоматические изменения фиксируются по изменению валового состава пород: снижению концентраций Ca, Ti, Ba, в меньшей степени концентраций Na и K (рис. 3). Данных не очень много. Наши дополнительные сведения только усиливают не очень ясную картину метасоматических изменений. Снижение активности натрия показывает, что развитие глаукофановых пород комплекса не связано с привносом натрия, а происходило за счет перераспределения Ca и Na между другими фазами.

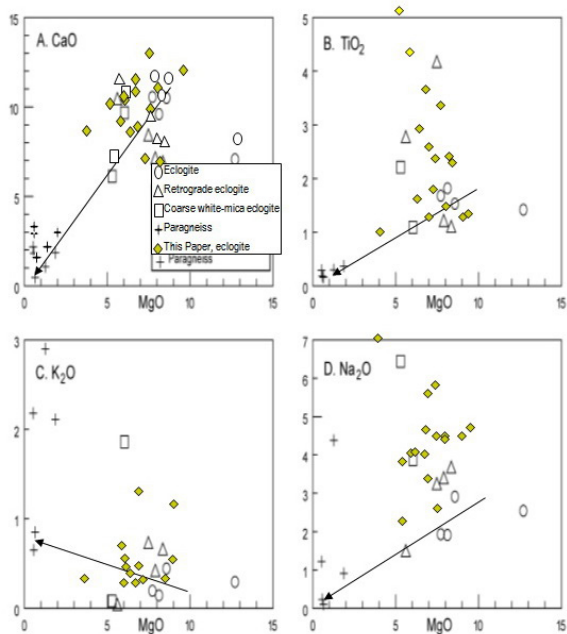


Рис. 3. Вариации ключевых элементов Максютовских эклогитов [12] с добавлением наших данных (закрашенные ромбики) [15]

Дополнительными признаками метасоматических изменений этой части комплекса является также появление среди серпентинит-матричного меланжа и метасоматизированных базальтов родингитов и образование крупных кристаллов лавсонита с мусковитовыми (с участием Grt и CZo) псевдоморфозами по нему. Характерная метасоматическая зональность в породах комплекса не образуется, видимо, из-за скоротечности физико-химических процессов, их интенсивности и частой смены проградно-ретроградного режима.

**Атбашинский комплекс.** Метаморфическая история Атбашинского ЭГС комплекса принципиально отличается от эволюции Максютовских эклогитов. *Во-первых*, они различаются по уровню глубинности, характеру метаморфизма и тектонической позиции [1, 5]. Породы Атбашинского комплекса не имеет четких доказательств условий высокого (НР) давления. Давление образования пород матрицы не превышает 5-7 кбар, для эклогитовых пород - 14-15 кбар в интервале  $T=350-650^{\circ}\text{C}$  [10]. *Во-вторых*, это одноэтапный метаморфизм с единой четко выраженной историей проградного и ретроградного

этапов. В Максютовском комплексе мы наблюдаем лишь его общий ретроградный тренд развития с пульсационной сменой проградно-ретроградного режима. Здесь же мы имеем дело с последовательной историей эволюционного развития метаморфизма, с характерным инверсионным разворотом РТ тренда развития метаморфизма по часовой стрелке. В-третьих, Максютовский комплекс формировался в коллизионной зоне сочленения крупных структурных элементов земной коры, в условиях постоянной тектонической активности и меняющегося режима метаморфизма [1, 5, 10, 13]. Это не совсем одно и то же, что относительно спокойная обстановка в зоне внутри континентального тектонического шва между Срединным и Южным Тянь-Шанем.

Эклогиты среди пород комплекса имеют подчиненное значение.

С одной стороны, они имеют четко обособленные независимые очертания, образуют отдельные блоки и формы в виде будин, прослов и линз. С другой стороны, они вовлечены в складчатые структуры более позднего происхождения. Степень метаморфизма снижается от центральных частей эклогитовых включений к контактам вмещающего комплекса. Среди разнообразных пород комплекса происходят постоянные реакционные взаимоотношения высокобарных (Grt, Omph, Tit), и вновь образующихся низкотемпературных фаз (Gln, Ms, Chl, Carb, Zo), которые создают мозаичную пестроту ретроградного метаморфизма. Детальное петрографическое изучение сосуществующих минеральных ассоциаций показало, что их разнообразие не является следствием начальной разнородности исходного состава субстрата, как это предполагалось ранее [1], а есть результат последовательных превращений одних пород в другие. Под действием сопряженных (конкурирующих??) процессов метаморфизма и метасоматоза сложная схема минеральных замещений распадается на два направления: с образованием измененных пород базитового ряда и офиолитовых минеральных ассоциаций (рис. 4).

Петрографическая схема минеральных превращений пород комплекса (рис. 4а) однозначно подтверждается петрохимическими изменениями их валового состава (рис. 4б), а выявленные ранее особенности характера метаморфизма [8, 9] показывают тесное взаимодействие совместных термобарических и петрохимических процессов.

В центральных участках крупных эклогитовых тел прогрессивная зональность граната ( $X_{\text{Prp}}=0,11-0,53$ ) и омфацитовый состав пироксена ( $X_{\text{Jd}}=0,4-0,6$ ) на первом этапе развития комплекса фиксируют проградную направленность метаморфических процессов с параметрами до  $T=650-700\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P=14-15\text{ кбар}$  [8, 9]. На петрохимической диаграмме Si-Mg,Ca-Fe (Рис 4б) эти образцы занимают поля исходных

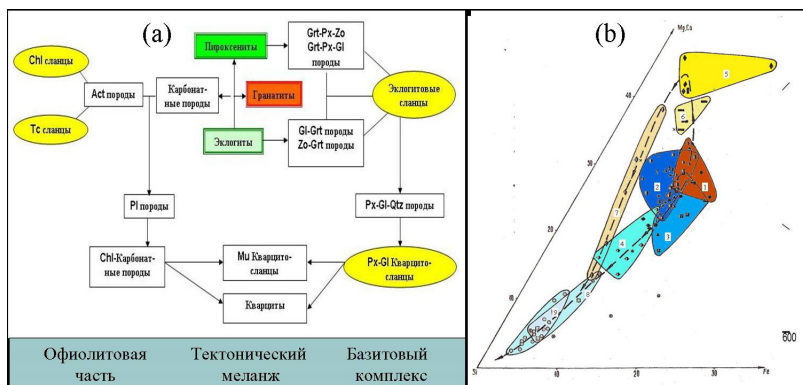


Рис. 4. Когерентные петрографические (а) и петрохимические (б, с) изменения пород комплекса Атбаши по материалам Л.С.Котовой [6] с добавлениями и интерпретацией В.В.Федькина (эта работа, [10])

эклогитов и пироксенитов в узкой зоне 1, а их ближайшие Grt-Cpx-Gln и Grt-Cpx-Zo ассоциации образуют рядом компактную группу в полях 2 и 3. В этих парагенезисах также сохраняются проградные тренды изменения условий метаморфизма, но при более низких температурах и давлениях:  $T=350-550^{\circ}\text{C}$ ,  $P=5-8$  кбар. По мере удаления от центральной части будины в Grt-Cpx ассоциациях намечается снижение параметров минералообразования и разворот направления РТ тренда метаморфизма по часовой стрелке (“clock-wise”), что означает **переход к когерентному (второму) этапу** развития комплекса.

Эта стадия характеризуется заметным снижением давления до 5-6 кбар и существенным разворотом РТ трендов минеральных ассоциаций по часовой стрелке. В базитовых породах происходит вынос Ca, в меньшей степени Fe, Mg, Na. По Grt и Cpx развиваются Gln и/или Zo. Местами среди metabазитовых пород появляется карбонатные фазы в виде пльчатых прожилков, ассоциации с участием Act, Crib, Pl, Chl. Одновременно в Grt-Gln-Chl сланцевой толще на регрессивной стадии происходит смена проградных P-T трендов на ретроградные, исчезновение из разреза эклогитов и Grt-Cpx гнейсов, формирование разнонаправленной зональности минералов. В эклогитах и пироксенитах появляются мелкие свежие зерна граната ( $X_{\text{Prp}}=0,05-0,21$ ). В кристаллических сланцах вмещающего комплекса образуется пироксен второй генерации с минимальной долей жадеитового компонента ( $X_{\text{Jd}}=0,03-0,08$ ). Такие составы сосуществующих фаз показывают параметры заключительного (третьего) этапа метаморфизма с параметрами  $T=300-400^{\circ}\text{C}$  и  $P=1,5-2,3$  кбар.

**Под влиянием метасоматических процессов** состав исходных пород на втором этапе развития меняется в двух направлениях. В группе базитовых пород происходит снижение содержания кальция с 30-35% до 20%. В Са-содержащих офиолитоподобных ассоциациях, напротив, идет увеличение содержания Са до 40-50% (рис. 5). За счет выноса Na и Al происходит образование Ab, Chl, Tlc пород; по Zo и Grt развиваются Ep и Chl. В офиолитовой системе появляются поля Tlc сланцев, Chl-Cc и Act пород, поля Crx-Gln-Qz и переходных Chl-Cc-Qz пород. Активная карбонатизация эклогитов и пироксенитов говорит о высокой активности углекислоты и Са на этом этапе. А вот Al остается инертным компонентом и концентрируется в мусковите и гранате.

**Третий заключительный этап** алохимических преобразований пород комплекса происходит под контролем привноса кремния и калия, за счет чего усиливаются процессы окварцевания и мусковитизации. Этот этап протекает при низких параметрах метаморфизма, при  $T=300-400^{\circ}\text{C}$  и  $P=1,5-2,3$  кбар. На рис. 6 показаны три стадии когерентного взаимодействия термобарических (а) и петрохимических (b, c) процессов формирования комплекса Атбаша. В ходе процесса кислотного выщелачивания из эклогитов и пироксенитов продолжается вынос Са, Fe, Mg, а также Na и Al. Образование глаукофановых пород происходит без привноса Na за счет перераспределения Са и Na в карбонатные фазы и в Pl [5, 6]. Затем за счет привноса кремния и калия идет мусковитизация и интенсивное окварцевание пород комплекса вплоть до образования мусковитовых кварцитосланцев и кварцитов.

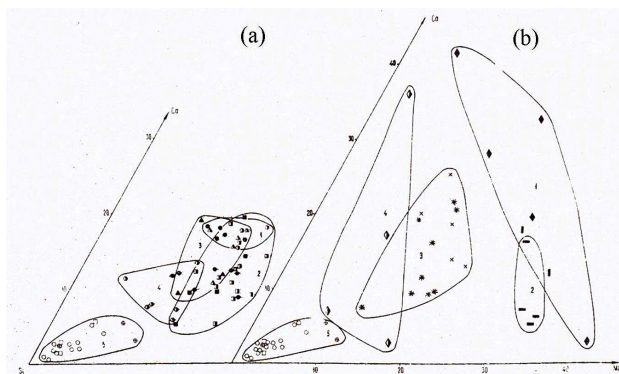


Рис. 5. Диаграмма Si-Ca-Mg. Оконтурированы поля: (а) - низкокальциевых пород: 1- эклогитов и пироксенитов, 2 – Gln пород, 3 – Zo пород, 4 – Crx-Gln-Qz пород, 5 – кварцитосланцев и кварцитов; (b) - офиолитоподобных ассоциаций: 1 – Chl-Carb и Act пород, 2 – Tc сланцев, 3 – Ab пород, 4 – Chl-Carb-Qz пород, 5 – кварцитосланцев и кварцитов [6]

**Выводы и заключения.** Сочетание когерентных (совмещенных) процессов метаморфического и метасоматического плана в коровых эклогитах реализуется, как правило, на стадии ретроградного этапа развития комплекса. Активная фаза метасоматических процессов в УНР базитовых комплексах проявляется при завершении стадии тектонического меланжа и выражается в морфологических преобразованиях минералов, в образовании серпентинитового меланжа, метасоматизированных базальтов, родингитов, лавсонитовых, Сс-содержащих, Act, Chl, Ab и др. пород. В малоглубинных ЭКГС комплексах метасоматическая активность связана со сменой проградного тренда метаморфизма на ретроградный, с существенным снижением его параметров, что отражается на составах и зональности ключевых сосуществующих фаз.

Метасоматические изменения пород базитовой и офиолитовой

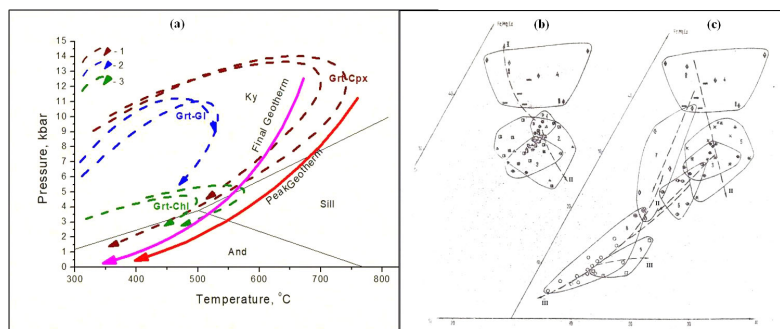


Рис. 6. Сопряженные термобарические (а) и петрохимические (b, c) преобразования пород комплекса Атабаши: (а) - эволюция РТ параметров метаморфизма: 1 – проградный тренд, образование эклогитов и Grt-Cpx гнейсов, 2 – инверсия РТ тренда (Grt-Amp и Grt-Gln породы), 3 – ретроградный метаморфизм (сланцы, кварциты и диафориты) [10]; (b, c) – петрохимические изменения пород комплекса: (b) - I и II этапы метасоматоза; (c) - II и III этапы развития процесса [6]

частей комплексов различаются по набору подвижных элементов: более основных (Mg, Fe, Al) для эклогитовых и сопутствующих пород, более легких (Ca, K, Na, Al, Si) – для офиолитоподобных образований. Финальный этап петрохимической эволюции коровых эклогитов связан с волной кислотного выщелачивания, которая приводит к повсеместной мусковитизации и окварцеванию пород. Видимый процесс интенсивной глаукофанизации пород не связан с существенным привносом натрия, а вызван перераспределением Al, Ca и Na среди других минералов.

*Исследования выполнены в рамках Госзадания FMUF-2022-0004, рег. № 1021051302305-5-1.5.2; 1.5.4 и поддержки Программы Фулбрайт ИМО 2015.*

### Библиографический список:

1. Бакиров А.Б. и др. Условия формирования эклогитовых комплексов Тянь-Шаня // Сов. геология 1985. № 2.
2. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. UHPM эклогит Максютовского комплекса (Южный Урал) // Доклады АН РФ. 2015. Т 461. С. 316-321.
3. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013. Т. 4. С. 50—61.
4. Волкова Н.И., Френкель А.Э., Буданов В.И., Холодова Л.Д., Лепезин Г.Г. Эклогиты максютовского комплекса (Южный Урал): геохимические особенности и природа протолита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1027-1038
5. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С., и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 234с.
6. Котова Л.С. Петрохимическая эволюция эклогит-глаукофансланцевого комплекса хребта Атбаши (Южный Тянь-Шань). // Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1989. С. 110-127
7. Федькин В.В. Четыре эпизода термальной эволюции эклогитов Максютовского комплекса (Южный Урал) // Геология и Геофизика, (специальный выпуск) 2020. Т. 61. С. 666-684. DOI:10.15372/GiG2019182
8. Федькин В.В. Коровые базитовые эклогиты в поле зрения Grt-Cpx-Pl-Qz парагенезиса // Материалы научных чтений памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 26. Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2023. с. 268-278.
9. Федькин В.В., Котова Л.С. Химическая неоднородность граната в эклогит-глаукофансланцевых комплексах // VI Международная научная конференция, посвященная 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского Госуниверситета, 2023, с. 544-547
10. Федькин В.В. Минералогическая геотермобарометрия в развивающихся метаморфических системах // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий. М.: «Наука», 2004. Т. 2. С. 172-187.
11. Beane, R., and Sorensen, S.S. Protolith signatures and element mobility of the Maksyutov subducted slab, Southern Ural Mountains, Russia // Inter. Geol. Review. 2007. V. 49. P. 52-72.
12. Beane, R.J., Leech, M.L. The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2007. V. 419. P. 153–169.
13. Dobretsov, N.L., Shatsky, V.S., Coleman, R.G., et al., Tectonic setting of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia. // Inter. Geol. Review. 1996. V. 38. P. 136-160.
14. Fedkin V.V. Zonal garnets of eclogite-glaucophane schist complexes - recorder of the history of their development. // Research Square Preprint Version 2023 Licensed under a CC BY 4.0 <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2449504/v1> 23p.
15. Fedkin, V.V., Burlick, T.D., Leech, M.L., Shchipansky, A.A., Valizer, P.M., and Ernst, W.G. Petrotectonic origin of mafic eclogites from the Maksyutov subduction complex, south Ural Mountains, Russia // Geological Society of America Special Paper. 2021. V. 552, P. 177–195, [https://doi.org/10.1130/2021.2552\(09\)](https://doi.org/10.1130/2021.2552(09)).
16. Hacker, B.R., Andersen, T.B., Johnston, S. et al., High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation: the ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway // Tectonophysics. 2010. V. 480. P. 149-171.
17. Leech, M. L., and Ernst, W. G. Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains, Russia: structural and oxygen isotopic constraints // Lithos, 2000. V. 52. P. 235-252.
18. Lennykh V.L., Valizer P.M. High pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) // 4th International Eclogite Field Symposium: field guide book. Novosibirsk: UIGGM SB RAS. 1999. 64 p.

19. Lü Z., Bucher K. The coherent ultrahigh-pressure terrane of the Tianshan meta-ophiolite belt, NW China // *Lithos*. 2018. V. 314-315. P. 260-273.
20. Meyer, M., Klemm, R., Hegner, E., Konopelko, D. Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // *J. Metam. Geol.* 2014. V. 32. P. 861-884.
21. Schulte, B.A., and Blümel, P. Metamorphic evolution of eclogite and associated garnet-mica schist in the high-pressure metamorphic Maksyutov Complex, Ural, Russia // *Geologische Rundschau*. 1999. V. 87. P. 561–576.
22. Whitney, D.L., Evans, B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. // *Am. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.

## INTERACTION OF THERMOBARIC AND PETROCHEMICAL PROCESSES DURING THE FORMATION OF CRUSTAL ECLOGITES

**V.V. Fedkin**

*vfedkin@iem.ac.ru*

The formation of crustal eclogite complexes occurs under conditions of constant interaction of successive (joint) processes of metamorphism and metasomatism. Progressive thermobaric processes lead to the formation of contrasting series of rocks in eclogite-glaucophane shale complexes. At the retrograde stage of development, thermobaric processes are joined by the phenomena of metasomatism, causing petrochemical changes in the rocks of the complex. There are two independent lines of allochemical changes associated with the removal of the main chemical elements from the main chemical elements - Fe, Mg, Ca, Al and the replacement of eclogites with carbonate-bearing mineral associations.

*Key words: high-pressure complexes, tectonic melange, coherent processes, metasomatism of crustal eclogites, Maksyutov complex, Atbashi complex, PT parameters of metamorphism.*

Д.В. Шешуков

Пермский государственный национальный  
исследовательский университет, г. Пермь

## ИССЛЕДОВАНИЕ СОЛЕЙ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТОДОМ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА (РАМАН-СПЕКТРОСКОПИИ)

Получены спектры комбинационного рассеяния света галита, сильвина и карналлита. Карналлит хорошо диагностируется данным методом, в отличие от галита и сильвина. В спектре сильвина обнаружен гематит.

*Ключевые слова:* Верхнекамское месторождение солей, комбинационное рассеяние света, центр коллективного пользования ПГНИУ

**DOI: 10.17072/chirvinsky.2024.170**

Спектроскопия комбинационного рассеяния света (или Раман-спектроскопия) – это один из методов качественного и количественного анализа вещества. Одним из главных его преимуществ является практически полное отсутствие стадии пробоподготовки, а также неразрушаемость исследуемых образцов. Данный метод анализа позволяет исследовать состав и структуру твердых, жидких и газообразных тел как органического, так и неорганического происхождения. Недостатком метода является то, что не все вещества способны выдавать четкую информацию, а на полученном спектре таких веществ будет либо прямая полосо, либо слишком много “шума”.

Для проведения анализа были взяты образцы галита, сильвина и карналлита (рис. 1) из учебной коллекции кафедры минералогии и петрографии геологического факультета ПГНИУ. Сбор данных производился с использованием прибора SENTERRA II и программным обеспечением OPUS.



Рис. 1. Исследуемые образцы слева направо: галит, сильвин, карналлит

Параметры съемки:

- лазер 785 нм
- мощность лазера 100 мВт
- апертура 25 мкм
- разрешение 9-15
- спектральный диапазон 400а, 96-3766
- время воздействия лазера 10 с
- количество съемок 10
- температура CCD -64\*С
- объектив MPlanN 50х/0.75

В результате были получены следующие спектры (рис. 2-4).

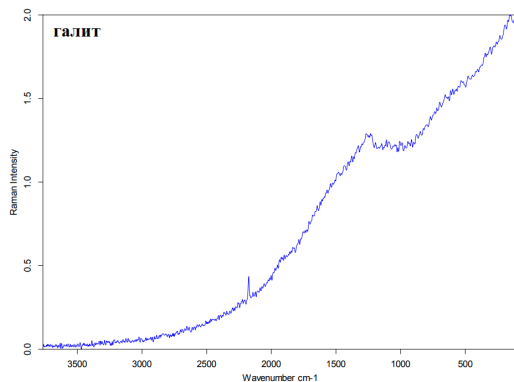


Рис. 2. Спектр комбинационного рассеяния галита

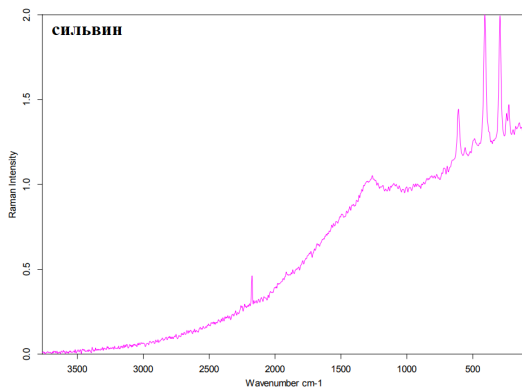


Рис. 3. Спектр комбинационного рассеяния сильвина

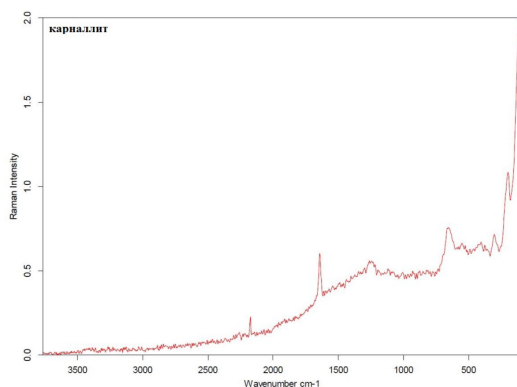


Рис. 4. Спектр комбинационного рассеяния карналлита

Данные спектры сверялись со спектрами библиотеки программы OPUS, а также на электронном ресурсе RRUFF [1]. Было подтверждено, что галит и сильвин являются Раман-неактивными, т.е. данный метод анализа не может предоставить какой-либо информации. Спектр карналлита имеет четкие полосы, позволяющие диагностировать его без особых проблем. При попытке съемки сильвина был зафиксирован спектр гематита. Для сравнения на полученный спектр был наложен спектр гематита из библиотеки OPUS (рис. 5). Исходя из полученных данных можно утверждать, что красный цвет сильвина обусловлен наличием в его составе гематита.

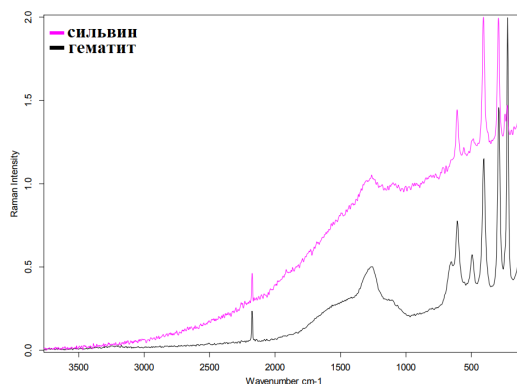


Рис. 5. Сравнение спектров сильвина и гематита

Исследование выполнено с использованием оборудования центра коллективного пользования ПГНИУ.

*Библиографический список*

1. RRUFF Database: Raman, X-ray, Infrared, and Chemistry (электронный ресурс) // URL: <https://rruff.info/>

INVESTIGATION OF SALTS OF THE VERKHNEKAMSK DEPOSIT  
BY RAMAN SPECTROSCOPY

**D.V. Sheshukov**

*gg7716payd@gmail.com*

The raman spectra of halite, sylvine and carnallite are obtained. Carnallitis is well diagnosed by this method, unlike halite and sylvin. Hepatitis has been detected in the sylvin spectrum.

*Key words: Verkhnekamskoye salt deposit, raman scattering of light, center for collective use of PSNIU*

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| <b>Денисова Ю. В.</b><br>Термометрия насыщения апатита (Кузнецкий массив,<br>Приполярный Урал).....  | 3   |
| <b>Зинчук Н.Н. , Зинчук М.Н.</b><br>Типоморфные особенности продуктов выветривания различных пород<br>в связи с алмазопоисковыми работами.....   | 8   |
| <b>Зинчук Н.Н.</b><br>Об особенностях слоистых силикатов в отложениях различных<br>осадочных формаций.....   | 32  |
| <b>Ибламинов Р.Г.</b><br>Коллизия и литогенные полезные ископаемые Пермского Урала.....  | 50  |
| <b>Илалтдинов И.Я. , Пономарева Г.Ю., Бадьянова И.В., Томилина Е.М.</b><br>Разрывные дислокации заказника «Предуралье».....  | 59  |
| <b>Килин Ю.А., Минькевич И.И., Бывальцев В.Д.</b><br>Особенности формирования минеральных лечебных грязей<br>Суксунского пруда.....  | 66  |
| <b>Копылов И.С.</b><br>Геохимические исследования приповерхностной литосферы и фитосферы<br>на западе Сибирской платформы.....   | 73  |
| <b>Коротченкова О.В., Чайковский И.И.</b><br>Новая находка углефицированной древесины в солях Верхнекамского<br>месторождения.....   | 81  |
| <b>Осовецкий Б.М.</b><br>Роль минералов-спутников при поисках россыпей алмазов на Урале.....   | 90  |
| <b>Павленко Т.В., Дементьева К.В., Лебединцева Е.Е.</b><br>Изучение влияния постседиментационных изменений на коллекторские<br>свойства нижнефаменных карбонатных отложений Печоро-Колвинской<br>нефтегазоносной области.....                        | 98  |
| <b>Пактовский Ю. Г.</b><br>Лёссовидные отложения алмазоносной россыпи Южная Рассольная<br>(Пермский край).....   | 107 |
| <b>Потапов С.С., Паришина Н.В., Ковалёва Т.А.</b><br>Минеральные отложения озера Салда (провинция Бурдур,<br>Республика Турция).....   | 114 |
| <b>Савельев Д.Е.</b><br>К методике определения систем скольжения в оливинах по порфирокластам<br>с использованием EBSD-анализа.....  | 121 |
| <b>Силаев В.И., Юрин В.И., Косинцев П.А., Смолева И.В., Киселёва Д.В.,<br/>Паришукова М.Н.</b><br>Бивень уникального ископаемого слона (Челябинская область): минералого-<br>изотопно-геохимические свойства и палеоэкологические реконструкции..... | 125 |
| <b>Столова О.Г.</b><br>Формы образования фульгуритов в регионах России и подходы к<br>их классификации.....  | 133 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Сухарев А.Е.</b>  |     |
| Формирование алмазоподобных агрегатов из нитрида бора, полученных прямым переходом.....                            | 141 |
| <b>Уткина Т.А., Чайковский И.И., Коротченкова О.В., Чиркова Е.П., Федоров Т.В.</b>                                 |     |
| О природе анальцима в пермских породах Прикаспийской и Соликамской впадин.....                                     | 148 |
| <b>Федькин В.В.</b>  |     |
| Взаимодействие термобарических и петрохимических процессов при формировании коровых эклогитов.....                 | 159 |
| <b>Шешуков Д.В.</b>  |     |
| Исследование солей Верхнекамского месторождения методом комбинационного рассеяния света (Раман-спектроскопии)..... | 170 |

*Научное издание*

**ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ,  
ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

**Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского**

Сборник научных статей

Выпуск 27

Ответственный редактор *И. И. Чайковский*

Печатается в авторской редакции  
Компьютерная верстка: *О. И. Галинова*

---

Подписано в печать 24.01.2024. Формат 60×84/16  
Усл. печ. л. 10,23. Тираж 60 экз. Заказ 7

---

Издательский центр  
Пермского государственного  
национального исследовательского университета.  
614068, г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография ПГНИУ  
614068, г. Пермь, ул. Букирева, 15