



Вестник



Август 2019 г., № 8 (296)

Института геологии Коми научного центра УрО РАН

Научно-информационное издание, основанное академиком Н. П. Юшкиным в 1995 г.

Пятилетний импакт-фактор РИНЦ журнала (2018) — 0.350

Содержание

Научные статьи

- Биохемотренные известняки и доломиты
в нанометровом масштабе:
значение для геологической летописи
*А. И. Антошкина, Д. Н. Шеболкин,
Л. А. Шмелёва, С. И. Исаенко* 3
- Особенности строения микробных образований
в системе «риф — лагуна» (на примере верхнедевон-
ского рифового комплекса Седью, Южный Тиман)
Е. С. Пономаренко 14
- Новые данные о возрасте нижнедевонских отло-
жений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала
Р. И. Зайнуллин, Л. И. Мизенс, А. Г. Мизенс 20
- Ультрамафиты ильмено-вишневогорского
комплекса (Южный Урал):
геотермометрия по Ti в цирконе
П. М. Вализер, А. А. Краснобаев, Н. М. Глебова 25
- Проявление золото-мышьяковистого типа
Нияхойское-2 на Полярном Урале
(кряж Манитанырд)
Т. П. Майорова, Л. И. Ефанова 33
- Из опыта преподавания.
I. Симметрия — диссимметрия — антисимметрия
Ю. Л. Войтеховский, Д. Г. Степеников 42

Хроника, события, факты

- Выставка достижений и возможностей народного
хозяйства Республики Коми «Достояние Севера» —
2019 45
- Коллекционный андрадит Синереченского
месторождения (Приморский край):
новые данные 46
- Лед и пламя
(К 70-летию юбилею Людмилы Николаевны
Андреичевой) 49
- Анонс конференции 50
- Стратиграф перми
(К 120-летию со дня рождения
Михаила Алексеевича Плотникова) 51
- Хроника 51
- Понедельник начинается в субботу
(К 70-летию юбилею Бориса Алексеевича
Пименова) 52

Главный редактор А. М. Асхабов, зам. главного редактора О. Б. Котова,
ответственный секретарь Т. М. Безносова, тех. редактор Г. Н. Каблис, зав. редакцией Т. А. Некучаева

Редакционный совет — 2019:

- | | |
|--|--|
| <i>А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия</i> | <i>С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия</i> |
| <i>М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия</i> | <i>М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия</i> |
| <i>И. Н. Бурцев, Сыктывкар, Россия</i> | <i>Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия</i> |
| <i>Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия</i> | <i>Ж. К. Мелгарехо, Барселона, Испания</i> |
| <i>Ю. Л. Войтеховский, Санкт-Петербург, Россия</i> | <i>Ф. Мон, Пекин, Китай</i> |
| <i>А. Д. Гвишиани, Москва, Россия</i> | <i>П. Мянник, Таллин, Эстония</i> |
| <i>И. В. Козырева, Сыктывкар, Россия</i> | <i>А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия</i> |
| <i>М. Комак, Любляна, Словения</i> | <i>К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США</i> |
| <i>Р. И. Конеев, Ташкент, Узбекистан</i> | <i>О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия</i> |
| <i>В. А. Коротеев, Екатеринбург, Россия</i> | <i>М. А. Федонкин, Москва, Россия</i> |
| <i>С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия</i> | |



August, No. 8 (296), 2019

Vestnik



Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS

Scientific information edition founded by Academician N. P. Yushkin in 1995

Five-year RSCI impact factor (2018) — 0.350

Content

Scientific articles

- | | |
|---|---|
| Biochemical limestones and dolomites
on a nanometer scale: significance for the geological record
<i>A. I. Antoshkina, D. N. Shebolkin,
L. A. Shmeleva, S. I. Isaenko</i> 3 | Ultramafites of ilmeny-vishnevogorsky complex
(South Urals): Ti-in-zircon geothermometry
<i>P. M. Valizer, A. A. Krasnobaev, N. M. Glebova</i> 25 |
| Features of microbial structures in the «reef — lagoon»
system (on example of the Upper Devonian
Sedyu reef complex, Southern Timan)
<i>E. S. Ponomarenko</i> 14 | Occurrence of the gold-arsenic type Niyakhoy-2
in the Polar Urals (Manitanyrd ridge)
<i>T. P. Mayorova, L. I. Efanova</i> 33 |
| New data on age of Lower Devonian deposits
of the West-Magnitogorsk zone of the Southern Urals
<i>R. I. Zaynullin, L. I. Mizens, A. G. Mizens</i> 20 | From teaching experience.
I. Symmetry — dissymmetry — antisymmetry
<i>Yu. L. Voytekhsy, D. G. Stepenshchikov</i> 42 |

Chronicle, events, facts

- | | |
|--|---|
| Exhibition of republic economy achievements
«Heritage of the north» — 2019 45 | Conference announcement 50 |
| Collection andradite (Primorye, Russia)
of the Sinerechenskoye deposit: new data 46 | Permian Stratigrapher
(<i>Michael Plotnikov's 120th birthday</i>) 51 |
| Ice and fire
(<i>Lyudmila Andreicheva celebrates her 70th jubilee</i>) 49 | Chronicle 51 |
| | Monday begins on Saturday
(<i>Boris Pimenov's 70th jubilee</i>) 52 |

Chief Editor A. M. Askhabov, **Deputy Chief Editor** O. B. Kotova,
Executive Director T. M. Beznosova, **Technical Editor** G. N. Kablis, **Managing Editor** T. A. Nekuchaeva

2019 Editorial Board:

- | | |
|---|--|
| <i>Anna I. Antoshkina</i> , Syktyvkar, Russia | <i>Sergey K. Kuznetsov</i> , Syktyvkar, Russia |
| <i>Maarten A.T.M. Broekmans</i> , Trondheim, Norway | <i>Maximiliano de Souza Martins</i> , Ouro Preto, Brazil |
| <i>Igor N. Burtsev</i> , Syktyvkar, Russia | <i>Tatyana P. Mayorova</i> , Syktyvkar, Russia |
| <i>Dmitry A. Bushnev</i> , Syktyvkar, Russia | <i>Joan Carles Melgarejo</i> , Barcelona, Spain |
| <i>Yury L. Voytekhsy</i> , Saint Petersburg, Russia | <i>Fancong Meng</i> , Beijing, China |
| <i>Alexey D. Gvishiani</i> , Moscow, Russia | <i>Peep Männik</i> , Tallinn, Estonia |
| <i>Irina V. Kozyreva</i> , Syktyvkar, Russia | <i>Alexander M. Pystin</i> , Syktyvkar, Russia |
| <i>Marko Komac</i> , Ljubljana, Slovenia | <i>Constance M. Soja</i> , Hamilton, NY, USA |
| <i>Rustam I. Koneev</i> , Tashkent, Uzbekistan | <i>Oksana V. Udoratina</i> , Syktyvkar, Russia |
| <i>Viktor A. Koroteev</i> , Ekaterinburg, Russia | <i>Mikhail A. Fedonkin</i> , Moscow, Russia |
| <i>Sergey V. Krivovichev</i> , Saint Petersburg, Russia | |



БИОХЕМОГЕННЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ И ДОЛОМИТЫ В НАНОМЕТРОВOM МАСШТАБЕ: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ

А. И. Антошкина, Д. Н. Шеболкин, Л. А. Шмелёва, С. И. Исаенко

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На земной поверхности нет химической силы, более постоянно действующей, а потому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом. И чем более мы изучаем химические явления биосферы, тем более мы убеждаемся, что на ней нет случаев, где бы они были независимы от жизни.

В. И. Вернадский, 1926

Спектроскопические, электронно-микроскопические, изотопные, рентгеноструктурные исследования по уточнению генезиса крипто- и микрозернистых известняков верхнего ордовика на Северном Урале и мелко- и микрозернистых доломитов венлока нижнего силура на поднятии Чернышева выявили их биохемогенную природу. Согласно данным параметров элементарной ячейки, доломиты имеют первично-осадочную природу. Выявленные фазы разной упорядоченности углеродистого вещества в кальците (стадия хлоритового метаморфизма) и доломите (дебитуминизированное ОВ) отражают различную степень их постседиментационного преобразования как влияния процессов разной интенсивности тектонических событий на породы. Изотопные данные доломитов в этом случае отражают фактически первичные изотопные соотношения $\delta^{13}\text{C}$ (–3.5...–2.8 ‰), $\delta^{18}\text{O}$ (22.4–24.1 ‰), характерные для внутришельфовой опресненной зарифовой лагуны. Широкое распространение фоссилизированных биопленок (гликокаликса), фрамбоидальных пиритов и присутствие бактериоморфных структур свидетельствует об активном участии микробных организмов в генезисе исследованных микрозернистых известняков и доломитов.

Ключевые слова: известняки, доломиты, органическое вещество, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, фоссилизированный гликокаликс, бактериоморфы, фрамбоидальный пирит.

BIOCHEMICAL LIMESTONES AND DOLOMITES ON A NANOMETER SCALE: SIGNIFICANCE FOR THE GEOLOGICAL RECORD

A. I. Antoshkina, D. N. Shebolkin, L. A. Shmeleva, S. I. Isaenko

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

There is no chemical force on the earth's surface that is more constantly acting, and therefore more powerful in its final consequences, than living organisms taken as a whole. The more we study the chemical phenomena of the biosphere, the more we are convinced that there are no cases on it where they would be independent of life.

Vladimir I. Vernadsky, 1926

Electron microscopic, isotopic, X-ray diffraction and spectroscopic studies to clarify the genesis of crypto- and micro-grained limestones of the Upper Ordovician in the Northern Urals and fine- and micro-grained dolomites of the Wenlockian in the Chernyshev Uplift revealed their bio-chemogenic nature. According to the data of the unit cell parameters, dolomites are of primary sedimentary nature. The revealed phases of different ordering of carbonaceous matter in calcite (chlorite stage of metamorphism) and dolomite (debituminate OM) reflect a different degree of their post-sedimentation transformation as a result of processes of different intensity of tectonic events on rocks. The isotopic data of primary sedimentary dolomites in this case actually reflect the primary isotopic ratios $\delta^{13}\text{C}$ (–3.5 ... –2.8 ‰), $\delta^{18}\text{O}$ (22.4–24.1 ‰), characteristic of the offshore somewhat desalinated back-reef lagoon. The wide distribution of fossilized biofilms (glycocalyx), framboidal pyrites, and the presence of bacteriomorphic structures indicate the active participation of microbial organisms in the genesis of the studied microgranular limestones and dolomites.

Keywords: limestones, dolomites, organic matter, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, fossilized glycocalyx, bacteriomorphs, framboidal pyrite.

Введение

Осаждение карбонатного вещества происходит биогенным, биохемогенным и хемогенным способами, среди которых последний является наиболее сложным. Тем не менее микро- и тонкозернистые разновидности известняков и до-

ломитов большинство исследователей относят к хемогенным образованиям, хотя уже в начале XX века Г. А. Надсон [2] писал об осаждении карбонатов при участии бактерий. Он предположил, что микробы выступают в качестве геологических агентов, которые контролируют гео-



химические реакции. Например, бактериальная сульфат-редукция способствует осаждению карбонатов. Эта идея длительное время отвергалась, но в последние десятилетия она возродилась и доказывается исследованиями современных осадков и экспериментами [9, 17, 18 и др.]. Распад бикарбоната кальция в морской воде происходит не только в результате удаления CO_2 при повышении температуры или поглощении углекислоты из морской воды водорослями. Он возможен и при участии аммиака, который получается при гниении почти всех организмов после их гибели, а также в результате жизнедеятельности бактерий, которые разлагают азотистые соединения и выделяют аммиак. Углекислый аммоний может взаимодействовать с растворенным в воде CaSO_4 и способствовать выпадению известкового осадка: $\text{CaSO}_4 + (\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 = \text{CaCO}_3 + (\text{NH}_4)_2\text{O}_4$. Например, карбонат кальция осаждается рядом оксалотрофных бактерий, которые образуют симбиотические отношения с некоторыми лугами в тропической среде, где они превращают оксалат в кальцит [11]. О биохимическом генезисе пелитоморфных известняков уже имеется довольно устойчивое мнение, так же как и о микритовых и пелоидных известняках.

Если формирование осадочных известняков при участии бактерий уже признается геологами, то проблема происхождения первичного доломита в современных условиях все еще обсуждается, хотя образование доломита с помощью микробных экспериментов в условиях земной поверхности также установлено. Известно, что микробный метаболизм индуцирует осаждение доломита, благоприятствуя кинетике роста доломита; участие микробов в процессе зародышеобразования доломита еще не до конца изучено. Так, например, овоидный доломит, осажденный в культуре *Virgibacillus marismortui* при 25 °C, заключенный в органической пленке (гликокаликсе) и покрытый нанокристаллами, показывает относительно равные пропорции Mg и Ca [18]. Такие пропорции Mg и Ca характеризуют первично-осадочные доломиты [13].

Согласно результатам исследования [21], доломит образуется исключительно в экспериментах с бактериями. Контрольные эксперименты без бактерий не дали ни доломита, ни каких-либо других карбонатных минералов. Взаимосвязь между микробами и минералами была изучена с помощью сканирующей электронной микроскопии, которая показала, что биоминерализация происходит в основном в бактериальных колониях, состоящих из бактериальных клеток и экзополимерного материала (продукта жизнедеятельности бактерий — гликокаликса). Бактериальные культуры последовательно образовывали осадок доломита с характерной «гантельной» морфологией. Подобные морфологические формы обнаружены в отложениях Лагоа Вермеля (Lagoa Vermelha — лагуна вблизи Рио-де-Жанейро, Бразилия).

Среди карбонатов в палеозойских разрезах Тимано-Североуральского региона, микро- и тонкозернистые известняки и доломиты довольно широко распространены. Имеются разрезы с присутствием таких известняков и доломитов, которые большинством исследователей относились и относятся к хемогенным образованиям, исходя из их структуры, отсутствия или редкости органических остатков и иногда — наличия рассеянных кристаллов ангидрита. Они образуют прослои, пачки и даже толщи в разрезах Хорейверской впадины, поднятий Чернышева, Чернова, на Полярном, Приполярном и Северном Урале.

Целью наших исследований являлось выяснение генезиса и, соответственно, обстановок седиментации тонко- и микрозернистых известняков и доломитов из разрезов Северного Урала и поднятия Чернышева с использованием современных методов исследования.

Материал и методы исследования

Материалом исследований стали образцы микрозернистых известняков амбаркыртинской свиты сандбийского яруса верхнего ордовика р. Илыч (Северный Урал) и доломитов джигинтуйской свиты венлокского отдела нижнего силура р. Изъяю (поднятие Чернышева). Пробы для анализов подготавливались с помощью стоматологических сверл из участков, наименее измененных вторичными процессами. Минеральный состав пород с повышенным содержанием нерастворимого остатка был определен рентгенофазовым дифракционным анализом с использованием дифрактометра Shimadzu XRD-6000 (Cu-анод, ток — 30 mA, напряжение — 30 kV, фильтр Ni, шаг сканирования 2 θ — 0.05, скорость съемки — 2 гр./мин) (аналитик Б. А. Макеев). Один из способов уточнения генетического типа доломитов заключается в изучении параметров их элементарных решеток. Их рентгеноструктурные исследования выполнены на дифрактометре Shimadzu XRD-6000 Cu-анод, ток — 30 mA, напряжение — 30 kV, фильтр Ni, шаг сканирования 2 θ — 0.05, скорость съемки — 1 гр./мин (аналитик Б. А. Макеев). Для изучения микроструктуры и химического состава известняков и доломитов использовались оптическая микроскопия (компьютеризированный комплекс OLIMPUS BX51), аналитическая СЭМ (JSM-6400 Jeol) и микрозонд Tescan Vega 3.2 (аналитики В. Н. Филиппов, Е. А. Тропников). Исследование органического вещества по сколам пород и в петрографических шлифах и регистрация спектров комбинационного рассеяния света (КР) для установления структуры органического вещества методом рамановской спектроскопии проводились на высокоразрешающем микро-спектрометре LabRam HR800 (Horiba, Jobin Yvon). Параметры регистрации спектров: He-Ne-лазер (мощность 0.2–2 мВт, $\lambda = 633$ нм), решетка спектрометра — 600 ш/мм, размер конфокального отверстия — 300 мкм, щели — 100 мкм, время накопления сигнала — от 1 до 10 секунд, количество измерений на одном участке спектрального диапазона — от 3 до 10 раз. Регистрация спектров осуществлялась при комнатной температуре (аналитик С. И. Исаенко). Определения в карбонатах изотопного состава углерода и кислорода для выяснения особенностей морских обстановок во время формирования исходных карбонатных осадков осуществлялись на масс-спектрометре DELTA V Advantage (ThermoFinnigan), при этом применялось устройство пробоподготовки Gas Bench II. Значения ^{13}C даны в промилле относительно стандарта PDB, ^{18}O — стандарта SMOW, калиброванного по международному стандарту NBS 19 (TS-limestone). Ошибка определений ^{13}C и ^{18}O не превышает ± 0.15 ‰ (1 σ) (аналитик И. В. Смолева). Исследования проводились в ЦКП «Геонаука» (ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар).

Геологическая характеристика

Разрез сандбийского яруса верхнего ордовика представлен в скале Амбар Кырта на р. Илыч, на западном склоне Северного Урала. В тектоническом отношении разрез приурочен к восточной подзоне Верхнепечорского поперечного опускания [8]. Стратотипический разрез



терригенно-карбонатной амбаркыртинской свиты выделила А. Г. Кондаин в 1960 г. в составе средне- и верхне-ордовикских отложений, её нижний и верхний контакты являются тектоническими. Известняки крипто-, микро- и тонкозернистые распространены в амбаркыртинской свите мощностью 259 м, представленной переслаиванием разнозернистых известняков, хлорит-известковых, кварц-хлорит-известковых и углеродисто-глинисто-известковых сланцев. Основная её часть сложена тонкозернистыми известняками, криптозернистые известняки характерны для центральной части разреза, в верхней части реже, а в нижней части чаще встречаются сланцы, переслаивающиеся с тонко- и микрозернистыми известняками. Характерна скудность органических остатков, обилие ходов роющих организмов [7]. Разрез венлока Ию-479 расположен в южной части поднятия Чернышева на р. Изьяю (обн. 479 по [5]) и выделен в джигунтуйскую свиту [6], сложенную в основном разнообразными известняками и доломитами. Доломиты седиментационно-диагенетические, микро- и мелкозернистые, с массивной, линзовидно-полосчатой и пятнистой текстурами и единичными фрагментами органических остатков слагают пачку мощностью 4.40 м в основании разреза джигунтуйской свиты. Они перекрывают известняки литобиокластовые и известняковые конгломеркций телического яруса лландоверийского отдела нижнего силура. Породы в обоих разрезах фактически стоят «на головах», так как эти регионы характеризуются сложным тектоническим строением и сложной геологической историей развития.

Аналитические данные

Микроскопические исследования

Известняки криптозернистые характеризуются серым цветом и неяснослоистой текстурой, обусловленной распределением темного пелитоморфного и глинистого материала по плоскостям напластования. Микроскопически порода сложена зернами кальцита размером около 0.003 мм (рис. 1, а, b). Терригенная примесь присутствует в незначительном количестве в виде окатанных, более крупных, чем зерна кальцита, зерен кварца (0.017–0.03 мм) и прослоев с темным глинистым материалом. Мелкие (0.01–0.03 мм) кристаллы пирита ромбоэдрической формы и гематита неправильной формы распределены в виде скоплений, приуроченных к прослоям с глинистым материалом. *Известняки микрозернистые* имеют темно-серый цвет, текстуру массивную, иногда слоистую, обусловленную распределением темного, почти черного глинистого материала по плоскостям напластования. Микроскопически основная масса сложена плотным агрегатом зерен кальцита размером 0.007–0.009 мм (рис. 1, с, d), в котором иногда наблюдаются участки (10–20 %) со скоплением зерен доломита размером около 0.017 мм, ксеноморфной и гипидиоморфной формы. Терригенная примесь присутствует в незначительном количестве (участками до 15 %) в виде окатанных зерен кварца (0.017–0.03 мм) и тончайших глинистых прослоев. Отмечаются трещины мощностью до 0.03 мм вкрест простирания пород, выполненные зернами (0.01–0.03 мм) кварца и кальцита. *Известняки тонкозернистые*, серого цвета, массивной, иногда трещиноватой текстуры. Микроскопически порода представлена плотным агрегатом зерен кальцита размером 0.06–0.1 мм (рис. 1, е, f). Терригенная примесь отсутствует. Наблюдаются мелкие (0.01–0.03 мм), неравномерно

рассеянные кристаллы пирита и трещины, выполненные крупнокристаллическим кальцитом. Химический анализ известняков показывает наличие в них нерастворимого остатка от 3.25 до 5.86 % и доломита от 7.52 до 12.89 %. Однако установить доломит в шлифах не удалось даже прокрашиванием, возможно, из-за микроскопических размеров зерен либо вследствие неравномерной доломитизации, при которой в шлифах доломитовые кристаллы могут отсутствовать.

Доломиты микро-, мелкозернистые (рис. 2, а–b) слагают слой мощностью 0.5 м, который отчетливо выделяется выветрелостью и желтовато-серым оттенком пород. На свежем сколе они имеют серый, коричневатый-серый цвет, микро-, мелкозернистую структуру, массивную текстуру. Микроскопически основная масса состоит из идиоморфных кристаллов доломита размером от 0.01 до 0.2 мм. Межзерновое пространство заполнено пелитоморфным кальцитом (5–10 %). Пирит распределен неравномерно в виде отдельных микрозерен неправильной формы размером от 0.02 до 0.05 мм. *Доломиты микро-, мелкозернистые алевритистые, с линзовидно-полосчатой текстурой* (рис. 2, с–d) слагают слой мощностью 2.16 м в нижней части разреза. Породы желтовато-серых оттенков, на свежем сколе имеют коричневатый-серый и светло-коричневый цвет, микро- и мелкозернистую структуру, линзовидно-полосчатую текстуру, подчеркнутую глинистым и алевритовым материалом. Микроскопически основная масса состоит из идиоморфных кристаллов доломита размером от 0.01 до 0.2 мм. Межзерновое пространство выполнено пелитоморфным кальцитом (5–10 %). Зерна кварца угловатой (70–98 %) и угловато-окатанной (2–30 %) форм размером от 0.04 до 0.1 мм рассеяны или расположены полосами. Пирит в виде отдельных микрозерен неправильной формы размером 0.02–0.05 мм распределен неравномерно. *Доломиты микро-, мелкозернистые алевритистые, с полосчато-пятнистой текстурой* (рис. 2, е–f) слагают слой мощностью 1.74 м. Макроскопически доломиты желтовато-серые, светло-коричневые, текстура подчеркнута алевритистым и глинистым материалом. Микроскопически основная масса состоит из идиоморфных кристаллов доломита (0.01–0.2 мм). Межзерновое пространство выполнено пелитоморфным кальцитом с редкими реликтами (< 1 %) мшанок и шламом. Постоянно присутствуют угловатые (70–98 %) и угловато-окатанные (2–30 %) зерна кварца (20–25 %) размером 0.04–0.1 мм в виде линз и пятен. Пирит и реже гематит в виде микрозерен размером 0.02–0.05 мм, неправильной формы распределен неравномерно. Присутствуют акцессорные минералы (< 5 %), представленные мусковитом, хлоритом. По данным химического анализа, в доломитах присутствует нерастворимый остаток, варьирующий в разных типах от 6.75 до 25.39 %.

Метод рамановской спектроскопии

Спектроскопические исследования выявили присутствие фаз углеродистого вещества в кальците и доломите (рис. 3). Структура органического вещества (ОВ) и регистрация спектров комбинационного рассеяния света (КР) в составе кальцитовых и доломитовых зерен в известняках Амбар Кырты и доломитах Ию-479 имеют некоторые отличия в параметрах. ОВ известняков вместе с породами наиболее интенсивно подвергалось тектоническим процессам. В КР-спектре образца АК-15 (рис. 3, а) присутствуют линии *кальцита* (156, 283, 714, 1088 см⁻¹) и *графита* (1355, 1587 и

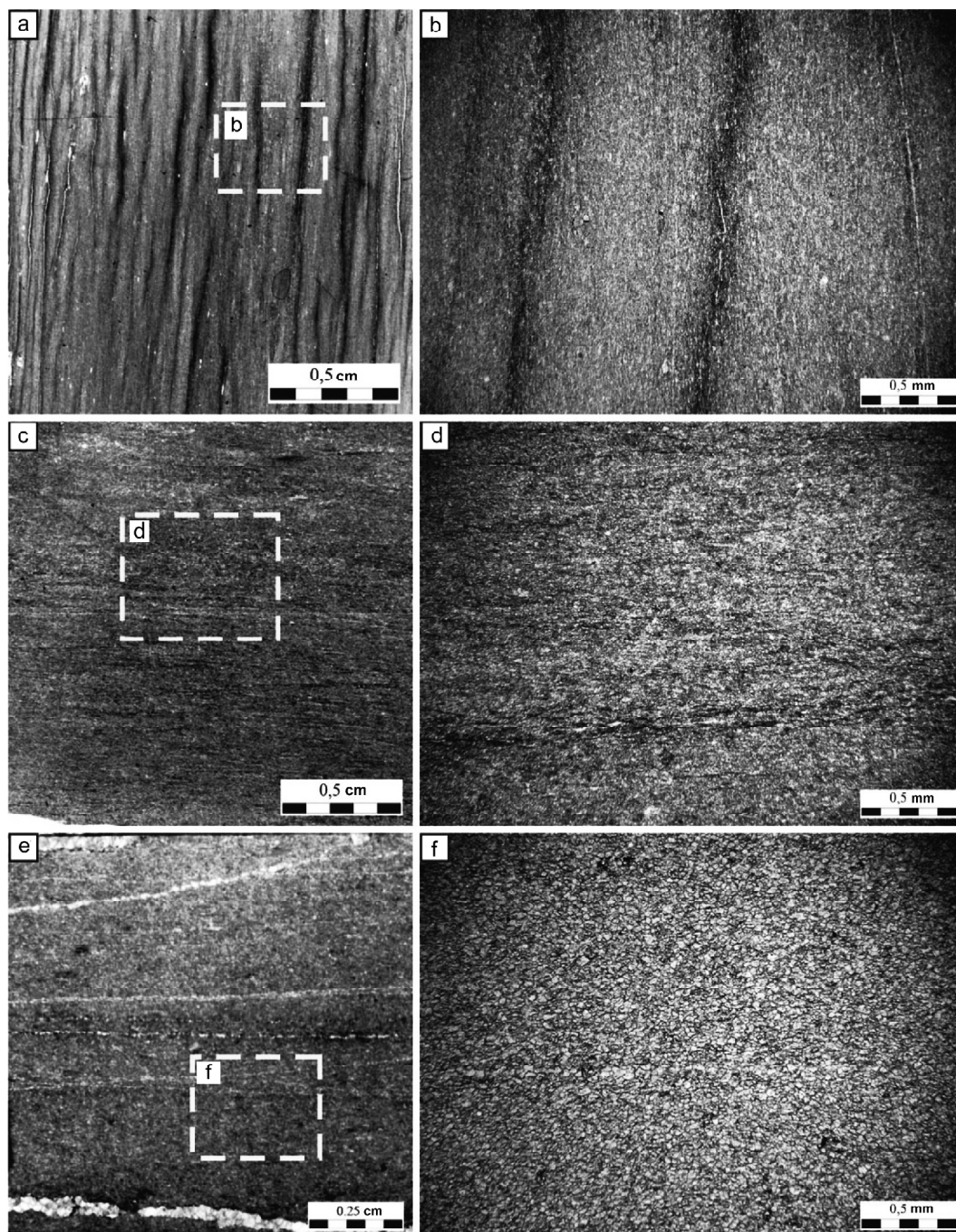


Рис. 1. Микрофотографии общего вида и деталей строения известняков сандбийского яруса верхнего ордовика, обн. Амбар Кырта, р. Илыч, Северный Урал; без анализатора: а, b — криптозернистый, обр. АК6; с, d — микрозернистый, обр. АК22; е, f — тонкозернистый, обр. АК4

Fig. 1. Microphotographs of general view and structural details of limestones of the Sandbian Stage of the Upper Ordovician, the Ambar Kyрта outcrop, Ilych River, Northern Urals; without analyzer: a, b — crypto-grained, sample. AK6; c, d — micro-grained, sample AK22; e, f — fine-grained, sample AK4

1623 cm^{-1}). Полуширина (FWHM) D-полосы (1355 cm^{-1}) составляет 41 cm^{-1} , а полуширина G-полосы (1587 cm^{-1}) — 37 cm^{-1} . В КР-спектре образца АК-11 (рис. 3, b) также отчетливо выделяются линии *кальцита* (155, 281, 710, 1086 cm^{-1}) и *графита* (1352, 1586 и 1621 cm^{-1}). Параметры D- и G-полос соответственно составляют: положение 1352 cm^{-1} (полуширина 43 cm^{-1}) и 1586 cm^{-1} (полуширина 41 cm^{-1}). Полученные спектроскопические характеристики образцов АК-15 и АК-11, согласно [23], свидетельствуют о том, что ОВ этих известняков является слабоупорядоченным нанокристаллическим графитом и аналогично углеродному веществу, соответ-

ствующему хлоритовой стадии метаморфизма. На рис. 3, с показан типичный спектр углеродного вещества на примере доломита, обр. 479-115. Положение D-полосы в КР-спектрах изученных образцов варьируется в диапазоне 1330—1352 cm^{-1} (среднее значение 1339 cm^{-1}), а ее полуширина принимает значения от 225 до 261 cm^{-1} (среднее — 244 cm^{-1}). Положение G-полосы находится в диапазоне 1585—1601 cm^{-1} (FWHM — 87—126 cm^{-1} при среднем 103 cm^{-1}). Полученные характеристики КР-спектров свидетельствуют о крайне низкой степени упорядоченности УВ, которая не выше слабоупорядоченного углеродного вещества керогенов [23].

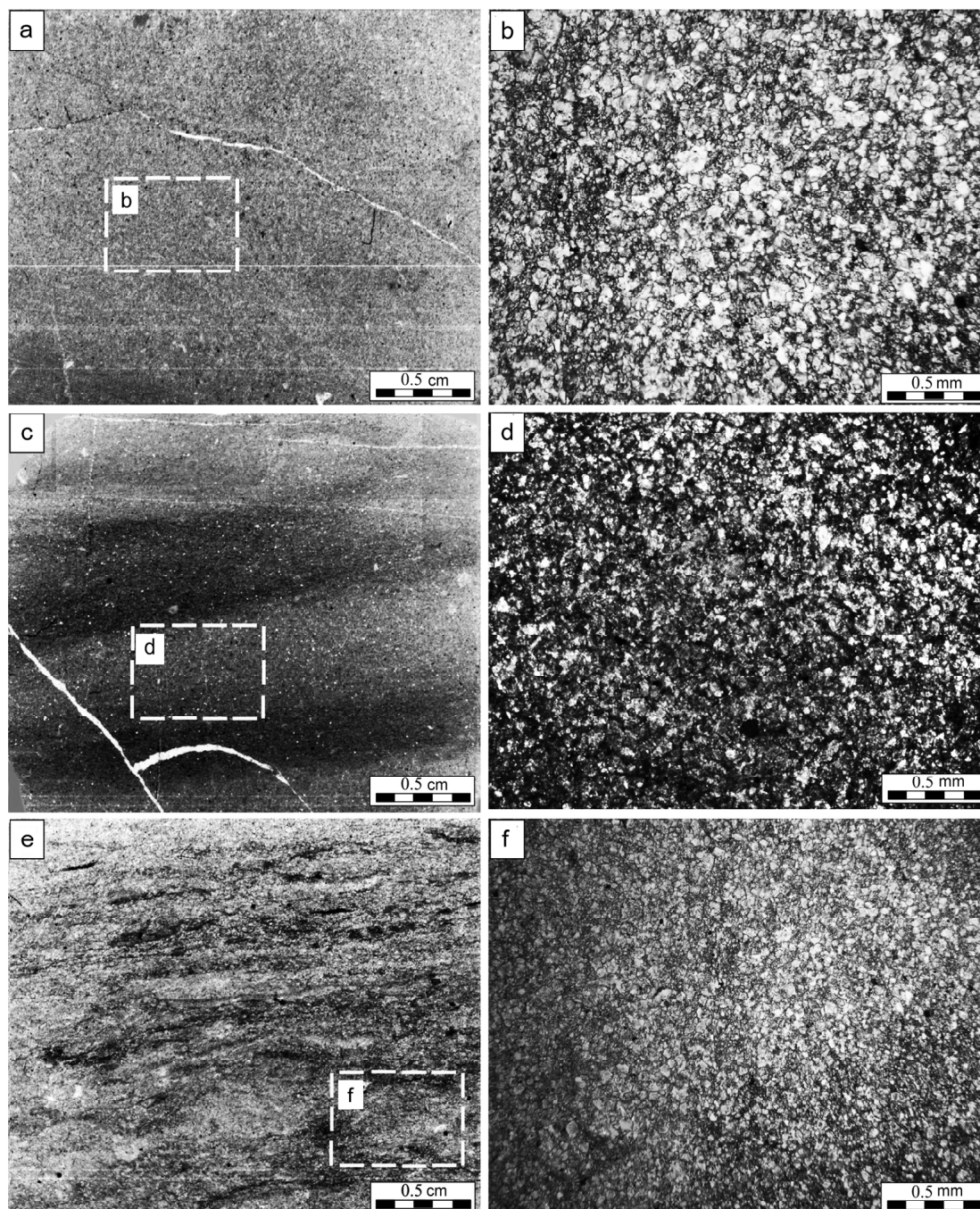


Рис. 2. Микрофотографии общего вида и деталей строения нижневенлокских доломитов, обн. 479, р. Изъяю, подн. Чернышева: а, b — микро-, и мелкозернистый доломит, обр. Из479-105-1; c, d — микро-, и мелкозернистый алевролитистый с линзовидно-полосчатой текстурой, обр. Из479-108-3; e, f — микро- и мелкозернистый алевролитистый с полосчато-пятнистой текстурой, обр. Из479-111-1

Fig. 2. Microphotographs of general view and structural details of the Lower Wenlockian dolomites, the 479 outcrop, Iz'yayu River, Chernyshev Uplift: a, b — micro- and fine-grained, sample Iz479-105-1; c, d — micro- and fine-grained aleurolitic with a lenticular-banded texture, sample Iz479-108-3; e, f — micro- and fine-grained aleurolitic with banded-spotted texture, sample Iz479-111-1

Рентгеноструктурный метод дифракционных исследований

Доломиты, относимые при макро- и микроскопическом изучении к седиментационно-диагенетическим, для корректного обоснования их первичного осадочного генезиса были исследованы рентгеноструктурным анализом на установление параметров элементарных ячеек. Согласно расчетным данным Д. Графа [13], для чистого доломита состава $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{50}(\text{CO}_3)_2$ межплоскостное расстояние d_{104} составляет 2.886 Å. Существуют доломиты катионно-упо-

рядоченные, неупорядоченные и промежуточные. При расчете параметров элементарной ячейки доломитов выяснилось, что некоторые доломиты в составе имеют избыток атомов кальция, например $\text{Ca}_{51}\text{Mg}_{49}(\text{CO}_3)_2$ и $d_{104} = 2.889 \text{ Å}$, либо избыток атомов магния — $\text{Ca}_{48}\text{Mg}_{52}(\text{CO}_3)_2$ и $d_{104} = 2.880 \text{ Å}$. Предполагается, что кальциевые доломиты характерны для первично осажженных доломитов, а магниевые доломиты — для более поздних стадий. Д. Вейзер [22] дополнил диапазон параметров межплоскостного расстояния d_{104} на основании того, что в струк-

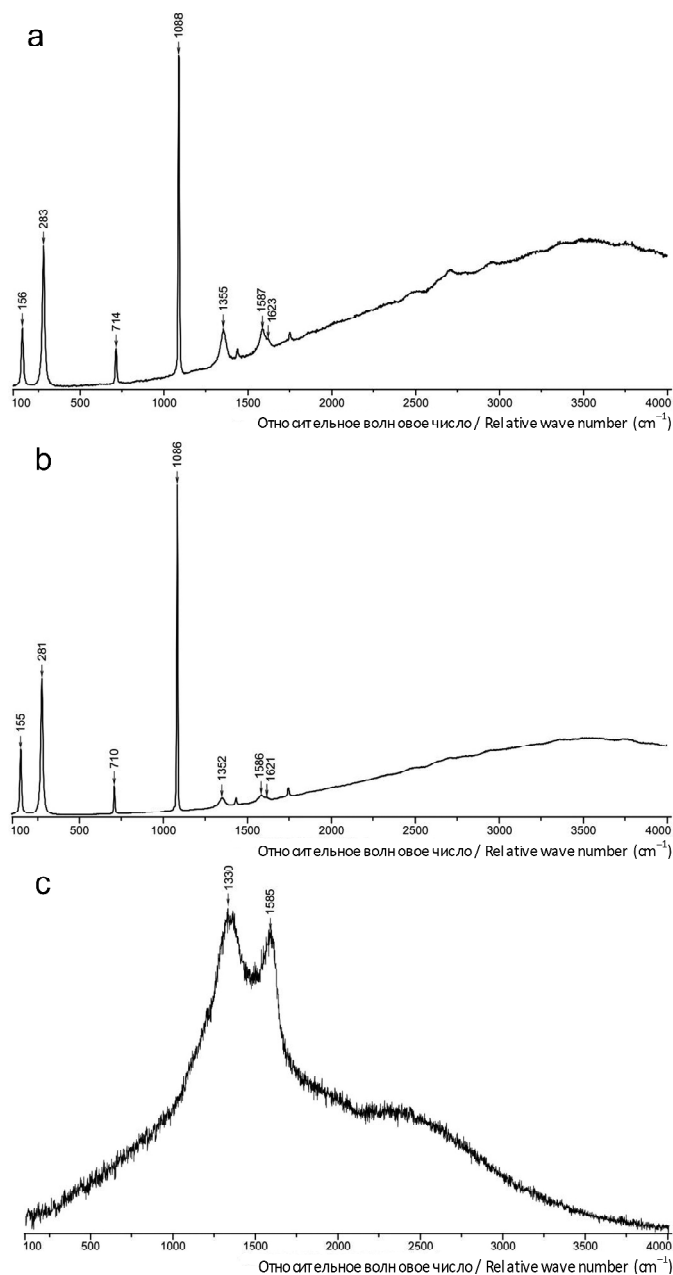


Рис. 3. Спектры комбинационного рассеяния света ОБ в известняках, обр. АК-15(а) и АК-11(б), и доломита, обр. Из479-115(с)

Fig. 3. Raman spectra of OM in limestones, sample AK-15 (a) and AK-11 (b), and dolomite, sample Iz479-115 (c)

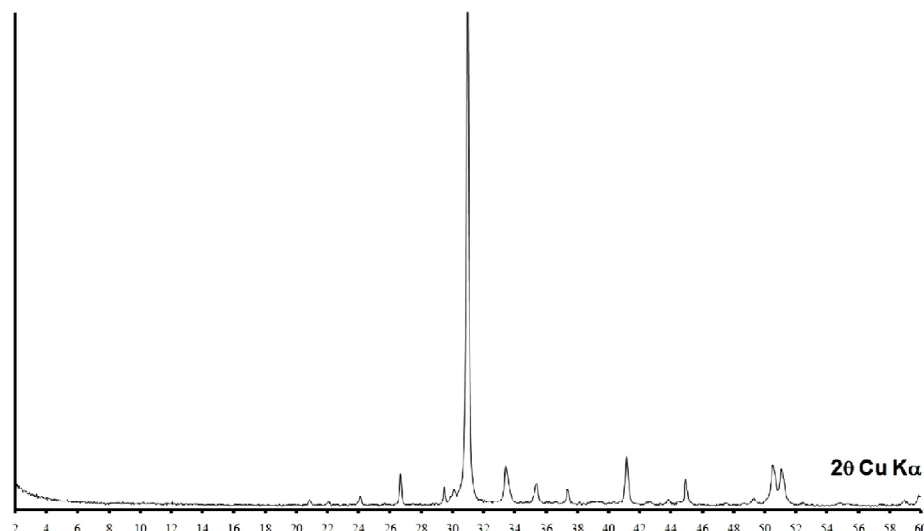


Рис. 4. График рентгеновской дифрактометрии (XRD) для доломита, обр. Из479-105-1

Fig. 4. X-ray diffractometry (XRD) graph for dolomite, sample Iz479-105-1

туре кальциевых доломитов избыток CaCO_3 может достигать 7 мол. % по отношению к доломиту и такие первично-осадочные доломиты характеризуются значением d_{104} от 2.887 Å до 2.90 Å. Исследованные доломиты (обр. 105–114) из разреза Ию-479 (рис. 4) характеризуются значениями межплоскостного расстояния от 2.286 Å до 2.90 Å. Таким образом, рентгеноструктурные исследования доломитов соответствуют стандартным данным осадочного доломита: $a = 4.810$ Å, $c = 16.02$ Å, cell vol = 321.02 Å.

Определения изотопного состава углерода и кислорода в тонко- и микрозернистых известняках выявили близкий к нормально-морскому изотопный состав углерода (1.47–2.16 ‰) и кислорода (24.29–27.60 ‰). Исследования морских карбонатов, характеризующихся стабильностью изотопного состава углерода (–2...2 ‰) на фоне широкого варьирования $\delta^{18}\text{O} = 14\text{--}32$ ‰, показали, что при переходе от пород нормально-морского происхождения к пресноводным образованиям в них фиксируется заметное изотопное облегчение углерода [1, 3]. Это объясняется изотопным обменом между атмосферой и морской водой. В мелко- и микрозернистых доломитах был установлен облегченный изотопный состав как углерода (–3.5...–2.8 ‰), так и кислорода (22.4–24.1 ‰), что может указывать на некоторое опреснение водоема. Такие значения $\delta^{18}\text{O}$ оказываются аномально низкими и свидетельствуют о сильном влиянии сульфатредукции и образовании бикарбонат-ионов в поровой воде. Согласно данным [14], одним из факторов, обуславливавших низкие величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ в карбонатных породах, может быть поступление изотопно-легких вод с речным стоком и метеорными водами (опресненность), а другим — повышение солености вод морского бассейна. Исходя из полученных углеродно-кислородных изотопных данных в исследуемых доломитах и геологической ситуации в осадочном бассейне, можно сказать, что влиять на изотопный состав мог первый фактор, так как значения $\delta^{13}\text{C}$ не соответствуют второму. Выявленная крайне низкая степень структурированности углеродного вещества в доломитах позволяет говорить о том, что породы не были подвержены значительным вторичным преобразованиям и, соответственно, их изотопный состав отражает фактически первичные изотопные соотношения в водах при формировании осадков.



Электронно-микроскопические исследования тонко- и микрозернистых известняков и мелко- и микрозернистых доломитов выявили остатки фоссилизированного гликокаликса (внеклеточное полимерное вещество). Внеклеточное полимерное вещество удерживало клетки вместе, формируя структуру и конструкцию матрицы биопленки, так как выделение гликокаликса — это естественный процесс жизнедеятельности бактерий. Минерализованные биопленки на карбонатных зернах прекрасно распознаются в структуре известняков и доломитов, что отражено на рис. 5 и 6, а–с. «Облизанные» кристаллы кальцита широко распространены. Согласно данным [19], такие формы кальцитовых кристаллов образуются при растворении инкрустирующих микроорганизмов органическими кислотами. В кальцитовой матрице и фоссилизированном гликокаликсе наряду с типичными микроэлементами — Si, Al, K, Mg, Fe — постоянно присутствуют Cu, Zn, реже P, Mo, V. Из терригенной примеси отмечаются кварц, рутил, циркон, мусковит. Важным фактом оказалось обнаружение кокковых, трубчатых и червеобразных бактериоморф размером менее 0.1 μm в гликокаликсе микрозернистого известняка (рис. 5, с) и микрозернистого доломита (рис. 6, d), а также распространение разнообразных морфотипов фрамбоидальных пиритов (рис. 5, e, f и рис. 6, e). Аутигенные октаэдрический пирит и фрамбоидальный пирит, часто в оболочке оксида железа, обнаруживаются в матрице и микробных пленках известняков и доломитов. В составе минерализованного гликокаликса доломитов также установлены микроэлементы Si, Al, K, Mg и Fe (рис. 5, b, d, h и рис. 6, c, f). Терригенная примесь в доломитах представлена зернами кварца, ортоклаза, циркона, монацита, рутила, оксидов железа, редко мусковита. Встречаются необычные хвостатые формы фрамбоидального пирита, которые образовались в ассоциации с ортоклазом (рис. 6, e). Для цирконов характерно присутствие Th и U. В обр. Из479-113-7 зерна оксида Fe фактически постоянно содержат P до 1 %.

Обсуждение результатов

В настоящее время в качестве признака, свидетельствующего об активной роли в диагенетическом минералообразовании биогенного фактора, рассматриваются многочисленные находки в осадках тонкодисперсных фаз самородных металлов. Кроме того, в ходе жизнедеятельности микроорганизмы активно способствуют образованию сульфидов, фосфатов, железистых карбонатов и многих других биоминералов.

Широкое распространение фоссилизированного гликокаликса, присутствие кокковых, трубчатых и червевидных бактериоморф, а также выявленное в составе кальцита и доломита углеродистое вещество являются свидетельством активного участия микробных организмов в генезисе исследуемых карбонатов. Состав гликокаликса, включающий такие микроэлементы, как Si, Al, K, Mg и Fe, говорит о силикатном минеральном составе, который является довольно типичным [1, 15, 20], исходя из того, что до кальцитизации первым минерализуется гликокаликс в виде аморфного магнезиального силиката [16]. Присутствующие в матрице и минерализованном гликокаликсе биофильные микроэлементы V и Mo чувствительны к окислительно-восстановительным условиям — они накапливаются в осадке в условиях обеднения кислородом. А Ni, Cu, Zn относятся к элементам, которые попадают в осадок главным образом с ОВ, и эвксинные усло-

вия способствуют их закреплению в осадке. Показателем окислительно-восстановительной обстановки в осадке является характерный комплекс сингенетических минеральных образований, в основном соединений S и Fe. Об этом говорит присутствие пирита и гематита в изученных известняках и доломитах. Как известно, наиболее интенсивно разложение ОВ протекает в поверхностном слое осадка и при недостатке кислорода в осадке устанавливается восстановительная обстановка, тем более резко выраженная, чем активнее происходят процессы анаэробного разложения ОВ. Факт наличия фосфора в структуре пирита является подтверждением повышенной биопродуктивности осадка, в данном случае доломитового.

Наличие фрамбоидальных форм пирита в ископаемых и современных илах [4] свидетельствует об эвксинных условиях в придонных слоях. Формирование фрамбоидального пирита в эвксинных обстановках объясняется тем, что при сульфатредукции образуется значительное количество H_2S , взаимодействующего с реакционно-способными минералами железа [10]. Сфероиды и эвгедральные выделения сульфидов трактуются в настоящее время как результат пиритизации непосредственно нано-бактерий. Согласно данным [12], осаждение сульфида железа выполняли бактерии, часто связанные с разлагающейся органикой и возникающей аноксией придонных вод. Вполне вероятно, что наблюдающиеся вариации структуры сульфидных бактериоморфов в исследованных известняках и доломитах обусловлены первоначальной структурой бактериальных колоний. Распространение разнообразных пиритовых фрамбоидов свидетельствует об активизации бактериальных сообществ и, соответственно, об эвксинных условиях придонных вод, так как наличие в осадках углерода и недостаточное количество кислорода служит стимулом для размножения бактериальных колоний, а не бентосных организмов.

Выявленное существенное расхождение изотопного состава углерода и кислорода в верхнеордовикских известняках Северного Урала ($^{13}\text{C}_{\text{carb}} = 1.47\text{--}2.16\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} = 24.29\text{--}27.60\text{‰}$) и нижневенлокских доломитах ($^{13}\text{C}_{\text{carb}} = -3.5\text{...--}2.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} = 22.4\text{--}24.1\text{‰}$) поднятия Чернышева отражает существенное различие обстановок осадконакопления: близких к нормально-морским в первом случае и опресненных — во втором. Известковые осадки формировались в условиях открытого моря, а доломитовые — в закрытошельфовой лагуне. Общим в обстановках осадконакопления этих илов было существование эвксинных придонных условий и расположение регионов исследований в приэкваториальных широтах в период похолодания климата из-за образования ледников на Гондване. Таким образом, полученные аналитические данные позволяют с уверенностью говорить о биохемогенном, а не хемогенном происхождении изучаемых известняков и доломитов.

Заключение

Проведенные исследования по уточнению генезиса крипто- и микрозернистых известняков верхнего ордовика на Северном Урале и мелко-, микрозернистых доломитов венлока поднятия Чернышева позволили сделать вывод об их биохемогенной природе, исходя из следующих фактов: 1) рентгеноструктурные исследования характеризуют доломиты как первично-осадочные; 2) спектроскопические исследования выявили присутствие фаз углеродистого вещества в кальците и доломите. Крайне низкая сте-

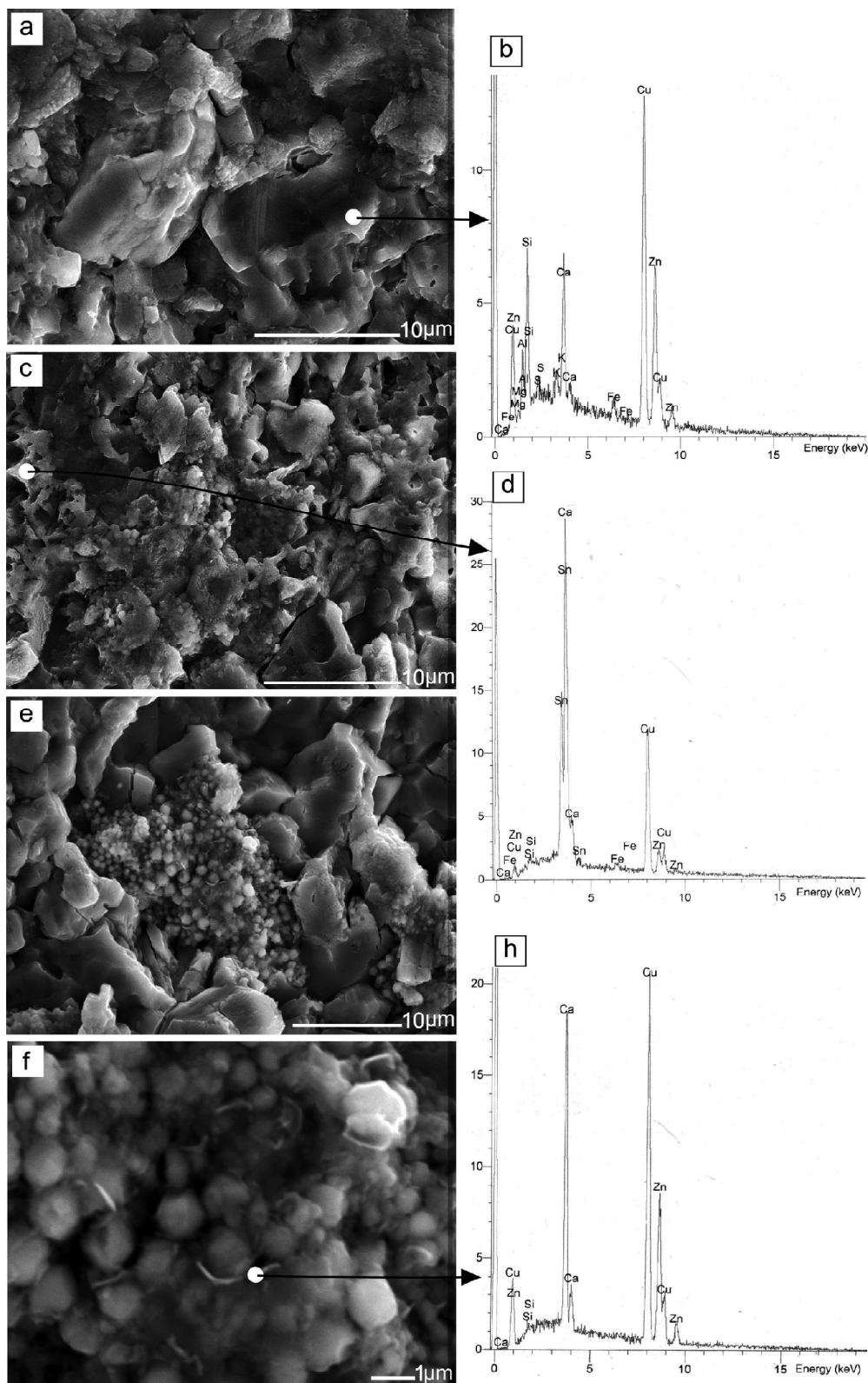


Рис. 5. СЭМ тонко- и микрозернистых известняков амбаркыргинской свиты (а, с — во вторичных электронах, е, f — в совмещенных вторичных и упругоотраженных электронах): а — тонкозернистый, с минерализованными биопленками, обр. 15AK-18, с — криптозернистый, обр. 15AK-22, е — тонкозернистый, с минерализованными пленками и гнездом фрамбоидальных пиритов в центре, обр. 15AK-24, f — фрамбоидальный микропирит, частично затухиваемый оболочкой из оксида железа, деталь е; спектры ЭДС минерализованных биопленок — гликокаликса (b, d, h): b — в тонкозернистом известняке, d — из пористой матрицы в криптокристаллическом известняке, h — из фрагментов гликокаликса (светлые выделения) во фрамбоидах микропирита

Fig. 5. SEM of fine- and micro-grained limestones of the Ambar Kyrta Formation (a, c — in secondary electrons, e, f — in combined secondary and elastically reflected electrons): a — fine-grained with mineralized biofilms, sample. 15AK-18, c — crypto-grained, sample 15AK-22, e — fine-grained with mineralized biofilms and a nest of framboidal pyrites in the center, sample 15AK-24, f — framboidal micropyrite partially shaded by an iron oxide shell, detail e; and EMF-spectra of mineralized biofilms — glycocalyx (b, d, h): b — in fine-grained limestone, d — from the porous matrix in cryptocrystalline limestone, h — from glycocalyx fragments (light precipitates) in framboidal micropyrite

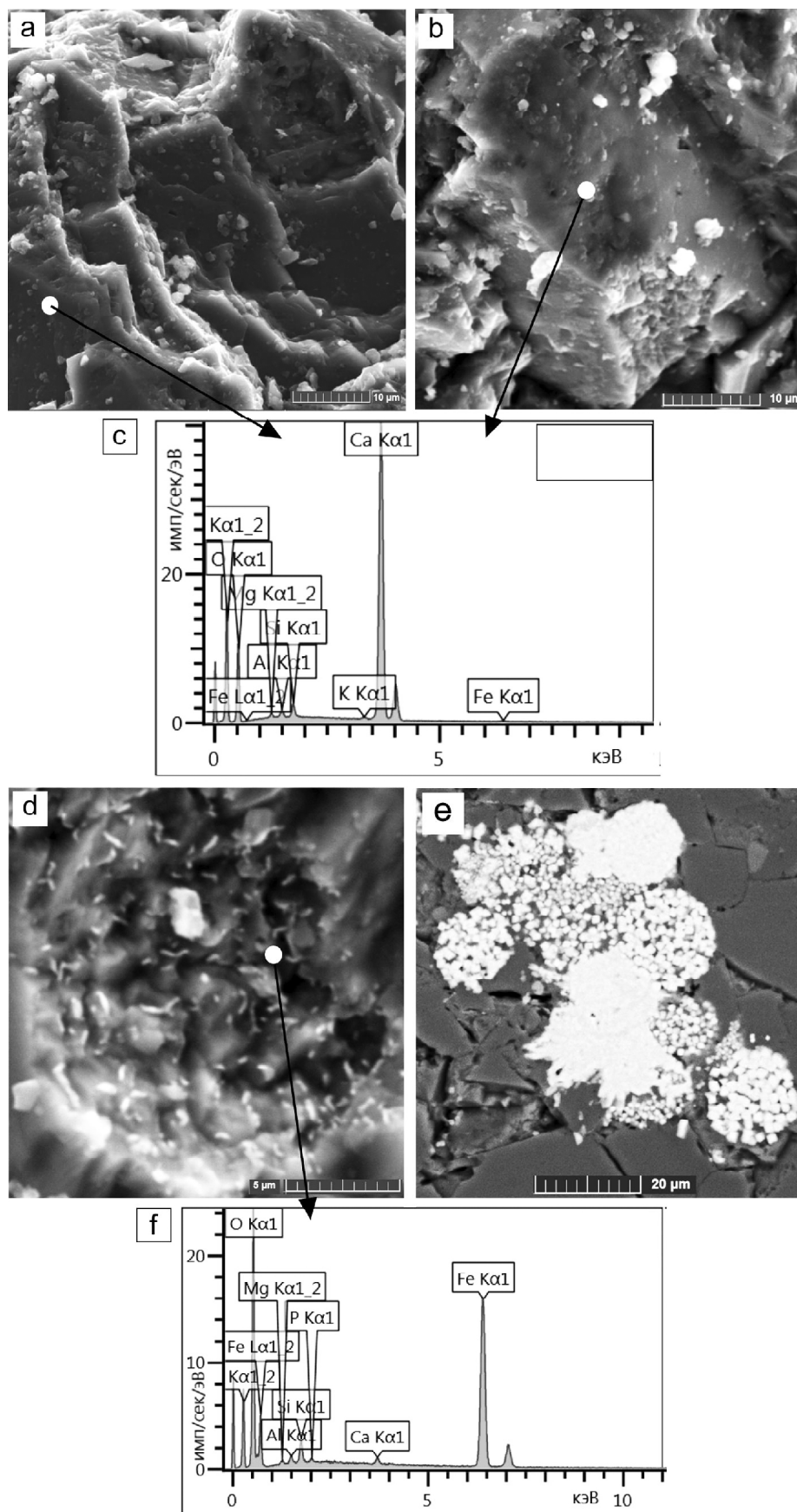


Рис. 6. СЭМ мелко- и тонкозернистых доломитов нижней части джинтуйской свиты (a, b, d, e — во вторичных электронах) и ЭДС-спектры минерализованных биопленок (c, f): a — обр. Из479-105-6, b — обр. Из479-109-3, d — бактериоморфы черве- видной формы, обр. Из479-112-7, e — цепочка из фрамбоидальных пиритов, обр. Из479-113-7

Fig. 6. SEM of fine- and fine-grained dolomites of the lower part of the Dzhintuj Formation (a, b, d, e — in secondary electrons) and EDS- spectra of mineralized biofilms (c, f): a — sample. Iz479-105-6, b — sample Iz479-109-3, d — bacteriomorphs of the vermiform form, sample Iz479-112-7, e — a chain of framboidal pyrites, sample Iz479-113-7



пень упорядоченности УВ в доломитах позволяет говорить о слабо проявленных вторичных преобразованиях; соответственно, изотопный состав пород фактически отражает первичные изотопные соотношения в водах формирования осадков. Спектроскопические характеристики известняков показали, что УВ в них соответствует хлоритовой стадии метаморфизма, отражающей перекристаллизацию известняков вплоть до стадии катагенеза. В этом случае изотопный состав кислорода как индикатора постседиментационных изменений может быть несколько понижен, но все же будет характеризовать нормально-морские условия; 3) электронно-микроскопические исследования выявили присутствие фоссилизированного гликокаликса, бактериоморфные структуры и распространение фрамбоидальных пиритов, что говорит об участии микробных организмов в генезисе исследованных карбонатных пород. Все полученные результаты свидетельствуют в пользу биохемогенного происхождения таких карбонатных пород.

Авторы благодарят И. В. Смолеву, В. Н. Филиппова, Е. А. Тропникова и Б. А. Макеева за выполнение аналитических работ. Исследования проводились в рамках Госпрограммы № АААА-А17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

Литература

1. Кулешов В. Н. Эволюция изотопных углекислородных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезн. ископ. 2001. № 5. С. 491—508.
2. Надсон Г. А. Микроорганизмы как геологические деятели. СПб.: Типография П. П. Сойкина, 1903. 24 с.
3. Носик Л. П., Кучер М. Н., Носик В. Л., Серов Л. С. Особенности фракционирования изотопного состава химических элементов в физических и химических процессах // Эксперимент в минералогии: Труды XI Всесоюз. совещ. по эксперим. минер. М.: Наука, 1988.
4. Савельева О. Л., Савельев Д. П., Чубаров В. М. Фрамбоиды пирита в углеродистых породах смагинской ассоциации п-ова Камчатский мыс // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 22. С. 144—151.
5. Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева. Л.: Наука, 1975. 130 с.
6. Шеболкин Д. Н. Джинтуйская свита венлока на р. Изъю (гряда Чернышева) // Природное геологическое наследие Европейского Севера России: Материалы Всерос. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 97—100.
7. Шмельёва Л. А. Парагенетические ассоциации пород как отражение литогеохимической эволюции окраины карбонатной платформы в позднем ордовике (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 5. С. 3—12.
8. Юдин В. В. Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1983. 174 с.
9. Antoshkina A. I. Bacteriomorph Structures in Nodules, a Characteristic of Euxinic Conditions of Nodule Formation // Paleontological Journal, 2018. V. 52. No. 10. P. 28—39.
10. Berner R. A. Sedimentary pyrite formation: An update // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1984. V. 48. Iss. 4. P. 605—615.
11. Cailleau G., Mota M., Bindschedler S., Junier P., Verrecchia E. P. Detection of active oxalate—carbonate pathway

ecosystems in the Amazon Basin: Global implications of a natural potential C sink // Catena, 2014. V. 116. P. 132—141.

12. Folk R. L. Nannobacteria and the formation of framboidal pyrite: textural evidence // J. Earth Syst. Sci., 2005. V. 114. No. 3. P. 369—374.
13. Graf D. Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates // American mineralogist, 1961. V. 46. P. 1283—1316.
14. Joachimski M. M., van Geldern R., Breisig S., Buggisch W., Day J. Oxygen isotope evolution of biogenic calcite and apatite during the Middle and Late Devonian // J. Earth Sciences (Geol Rundsch), 2004. V. 93. P. 542—553.L
15. Ngwenya B. T. Bacterial Mineralisation // Module in Materials Science and Materials. Engineering, 2016. doi:10.1016/B978-0-12-803581-8.02248-7.
16. Pacton V., Ariztegui D., Wacey D., Kilburn M. R., Rollion-Bard C., Farah R., Vasconcelos C. Going nano: A new step towards understanding the processes governing fresh water ooid formation // Geology, 2012. V. 40, No. 6. P. 547—550.
17. Petrash D. A., Bialik O. M., Bontognali T. R. R., Vasconcelos C., Roberts J. A., McKenzie J. A., Konhauser K. O. Microbially catalyzed dolomite formation: From near-surface to burial // Earth-Science Reviews, 2017. V. 171. P. 558—582.
18. Sánchez-Román M., Vasconcelos C., Schmid T., Dittrich M., McKenzie J. A., Zenobi R., Rivasdenezra M. A. Aerobic microbial dolomite at the nanometer scale: Implications for the geologic record // Geology, 2008. V. 36; No. 11. P. 879—882.
19. Summons R. E., Bird L. R., Gillespie A. I., Pruss S. B., Roberts M., Sessions A. L. Lipid biomarkers in ooids from different locations and ages: evidence for a common bacterial flora // Geobiology. 2013. V. 11. Is. 5. P. 420—436.
20. Tomás S., Homann M., Mutti M., Amour F., Christ N., Immenhauser A., Agar S. M., Kabiri L. Alternation of microbial mounds and ooid shoals (Middle Jurassic, Morocco): Response to paleoenvironmental changes // Sedimentary Geology. 2013. V. 294. P. 68—82.
21. Van Lith Y., Vasconcelos C., Warthmann R., McKenzie J. Role of Sulfate Reducing Bacteria During Microbial Dolomite Precipitation as Deduced from Culture Experiments // Journal of Conference Abstracts Volume, 2000. V. 5. No. 2. P. 1038.
22. Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates / Ed. R. J. Reeder. Carbonates: mineralogy and chemistry // Rev. Miner. Geochem. Miner. Soc. America, Washington, 1983. V. 11. P. 265—299.
23. Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // American mineralogist, 1993. V. 78. P. 533—557.

References

1. Kuleshov V. N. *Evolutsiya izotopnykh uglekislo-vodnykh system v litogenese. Soobshenie 1. Sedimentogenez i diagenез* (Evolution of isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Report 1. Sedimentogenesis and diagenesis). *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 2001, No. 5, pp. 491—508.
2. Nadson G. A. *Microorganizmy kak geologicheskie deyateli* (Microorganisms as geological agents). Saint-Peterburg: Soykins Publishing, 1903, 24 p.
3. Nosik L. P., Kucher M. N., Nosik V. L., Serov L. S. *Osobennosti fraksionirovaniya izotopnogo sostava khimicheskikh elementov v fizicheskikh i khimicheskikh processakh* (Features of fractionation of the isotopic composition of chemical elements in physical and chemical processes). Proceedings of conference. Moscow: Nauka, 1988.



4. Savelieva O. L., Saveliev D. P., Chubarov V. M. *Framboidy piritu v ugleodistykh porodakh smaginskoy assotsiatsii poluostrova Kamchatskiy mys* (Pyramite pyramboids in carbonaceous rocks of the Smaginsky Association of the Kamchatka Cape Peninsula). Vestnik KRAUNTS. Nauki o zemle, 2013, 22, pp. 144–151.
5. Timonin N. I. *Tektonika gryady Chernysheva* (Tectonics of the Chernyshev ridge). Leningrad: Nauka, 1975, 130 p.
6. Shebolkin D. N. *Dzhintujskaya svita venloka na reke Izayay (gryada Chernysheva). Prirodnoe geologicheskoe nasledie evropeyskogo severa Rossii: Materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii* (Wenlockian Dzhintuiskaya formation at the Izayay river (Chernyshev ridge). Natural geological heritage of the European North of Russia: proceedings of conference). Syktyvkar: Geoprint, 2017, pp. 97–100.
7. Shmeleva L. A. *Parageneticheskie assotsiatsii porod kak otrazhenie litogeodinamicheskoy evolyutsii okrainy karbonatnoy platform v pozdnem ordovike (bassejn reki Ilych, Severnyy Ural)* (Paragenetic associations of rocks as a reflection of the lithogeodynamic evolution of the margin of the carbonate platform in the Late Ordovician (basin of the Ilych River, Northern Urals). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, 2018, No. 5, pp. 3–12.
8. Yudin V. V. *Varistsydy Severnogo Urala* (Variscides of the Northern Urals). Leningrad: Nauka, 1983, 174 p.
9. Antoshkina A. I. Bacteriomorph Structures in Nodules, a Characteristic of Euxinic Conditions of Nodule Formation. Paleontological Journal, 2018, V. 52, No. 10, pp. 28–39.
10. Berner R. A. Sedimentary pyrite formation: An update. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1984, V. 48, Iss. 4, pp. 605–615.
11. Cailleau G., Mota M., Bindschedler S., Junier P., Verrecchia E. P. Detection of active oxalate–carbonate pathway ecosystems in the Amazon Basin: Global implications of a natural potential C sink. Catena, 2014, V. 116, pp. 132–141.
12. Folk R. L. Nannobacteria and the formation of framboidal pyrite: textural evidence. J. Earth Syst. Sci., 2005, V. 114, No. 3, pp. 369–374.
13. Graf D. Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. American mineralogist, 1961, V. 46, pp. 1283–1316.
14. Joachimski M. M., van Geldern R., Breisig S., Bugisch W., Day J. Oxygen isotope evolution of biogenic calcite and apatite during the Middle and Late Devonian. J. Earth Sciences (Geol Rundsch), 2004, V. 93, pp. 542–553.
15. Ngwenya B. T. Bacterial Mineralisation. Module in Materials Science and Materials. Engineering, 2016. doi:10.1016/B978-0-12-803581-8.02248-7/
16. Paction V., Ariztegui D., Wacey D., Kilburn M. R., Rollion-Bard C., Farah R., Vasconcelos C. Going nano: A new step towards understanding the processes governing fresh water ooid formation. Geology, 2012, V. 40, No. 6, pp. 547–550.
17. Petrash D. A., Bialik O. M., Bontognali T. R. R., Vasconcelos C., Roberts J. A., McKenzie J. A., Konhauser K. O. Microbially catalyzed dolomite formation: From near-surface to burial. Earth-Science Reviews, 2017, V. 171, pp. 558–582.
18. Sánchez-Román M., Vasconcelos C., Schmid T., Ditttrich M., McKenzie J. A., Zenobi R., Rivadeneyra M. A. Aerobic microbial dolomite at the nanometer scale: Implications for the geologic record. Geology, 2008, V. 36, No. 11, pp. 879–882.
19. Summons R. E., Bird L. R., Gillespie A. I., Pruss S. B., Roberts M., Sessions A. L. Lipid biomarkers in ooids from different locations and ages: evidence for a common bacterial flora. Geobiology, 2013, V. 11, Iss. 5, pp. 420–436.
20. Tombs S., Homann M., Mutti M., Amour F., Christ N., Immenhauser A., Agar S. M., Kabiri L. Alternation of microbial mounds and ooid shoals (Middle Jurassic, Morocco): Response to paleoenvironmental changes. Sedimentary Geology, 2013, V. 294, pp. 68–82.
21. Van Lith Y., Vasconcelos C., Warthmann R., McKenzie J. Role of Sulfate Reducing Bacteria During Microbial Dolomite Precipitation as Deduced from Culture Experiments. Journal of Conference Abstracts Volume, 2000, V. 5, No. 2, pp. 1038.
22. Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. Ed. R. J. Reeder. Carbonates: mineralogy and chemistry. Rev. Miner. Geochem. Miner. Soc. America, Washington, 1983, V. 11, pp. 265–299.
23. Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. American mineralogist, 1993, V. 78, pp. 533–557.



ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МИКРОБНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В СИСТЕМЕ «РИФ – ЛАГУНА» (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО РИФОВОГО КОМПЛЕКСА СЕДЬЮ, ЮЖНЫЙ ТИМАН)

Е. С. Пономаренко

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; esponomarenko@geo.komisc.ru

Описаны три типа микробных образований рифового комплекса Седью, обнаженного на Южном Тимане: скелетные строматолиты, тонкозернистые строматолиты и микробные сгустковые известняки. Скелетные строматолиты построены оксигенными фототрофами — цианобактериями — и составляют значительную часть рифа Седью. Сгустки являются результатом жизнедеятельности древних гетеротрофных бактерий и широко распространены в лагунных фациях. Тонкозернистые строматолиты занимают промежуточное положение. Выявлена зависимость распространения разных типов микробных образований от преобладания разных функциональных групп бактерий. Распространение бактерий, в свою очередь, регулировалось трофическими связями. Разработанная гипотетическая схема трофической структуры рифового комплекса Седью показала наличие крупной трофической петли между рифом и лагуной, которая в общих чертах повторяет современную.

Ключевые слова: система «риф — лагуна», микробные образования, трофические связи, Южный Тиман, франский ярус.

FEATURES OF MICROBIAL STRUCTURES IN THE «REEF – LAGOON» SYSTEM (ON EXAMPLE OF THE UPPER DEVONIAN SEDYU REEF COMPLEX, SOUTHERN TIMAN)

E. S. Ponomarenko

Institute of Geology FRC Komi SC RAS, Syktyvkar

Three types of microbial structures of the Sedyu Reef Complex, exposed in the Southern Timan, were described: skeletal stromatolites, fine-grained stromatolites, and microbial clotted limestones. Skeletal stromatolites were constructed by oxygenic phototrophs, cyanobacteria, and made up a significant part of the Sedyu Reef. Clots were resulted from vital activity of ancient heterotrophic bacteria and widespread in the lagoon facies. Fine-grained stromatolites occupied an intermediate position. The dependence of the distribution of different types of microbial structures on the predominance of different functional groups of bacteria was revealed. The bacteria spread, in turn, were regulated by trophic links. The developed hypothetical scheme of the trophic structure of the Sedyu Reef Complex showed the presence of a large trophic loop between the reef and the lagoon, which, in general terms, repeated the modern one.

Keywords: «reef — lagoon» system, microbial formations, trophic links, Southern Timan, Frasnian.

Введение

Девонские отложения Южного Тимана представлены разнофациальными отложениями. Интереснейшим геологическим объектом Южного Тимана является верхнефранская толща на р. Седью в районе одноименного поселка, интерпретируемая как ископаемый риф [8, 17 и др.]. В результате исследований было установлено, что большая часть верхнедевонских рифогенных карбонатов (в том числе и рифовый комплекс Седью) сложена синезелеными водорослями (цианобактериями) [4, 12 др.] и сгустковыми известняками с фенестрами.

Роль микроорганизмов в осадочном процессе чрезвычайно велика. С микроорганизмами связаны многие месторождения полезных ископаемых, в частности джеспилиты, железомарганцевые образования, фосфориты и многие другие [1, 3, 7 и др.]. Огромное влияние бактериальные сообщества оказывают на карбонатное осадкообразование [16, 20, 22 и др.]. Объективная необходимость обобщения и систематизации для построения общей теории осадочного процесса с учетом бактериального фактора в настоящий момент образует новые направления — литологию микробиолитов [7] и бактериальный литогенез [1].

Цель настоящей работы состоит в установлении литологических особенностей разных типов известняковых микробных образований верхнедевонского рифового комплекса Седью, закономерностей и вероятных причин их пространственного распределения.

Материал и методы

Верхнедевонский (верхнефранский) рифовый комплекс Седью на р. Седью в районе одноименного поселка вскрывается на протяжении нескольких километров в естественных выходах и карьерах (изучался автором летом 2011 г.). Здесь выделяются фациальные зоны (рис. 1) открытого моря, рифовых отмелей и лагун [9]. Микробные карбонаты в большом количестве отмечаются в рифовой и лагунной фациальных зонах.

Рифогенные образования изучались в обн. 12 и 14. Они представляют собой выходы в виде скал в верхней части склона и сложены вторичными пористыми и кавернозными доломитами с теневой структурой строматолитовых, биолитокластовых известняков, реже сгустковых узорчатых известняков. На нескольких уровнях развиты эрозионные поверхности [9].

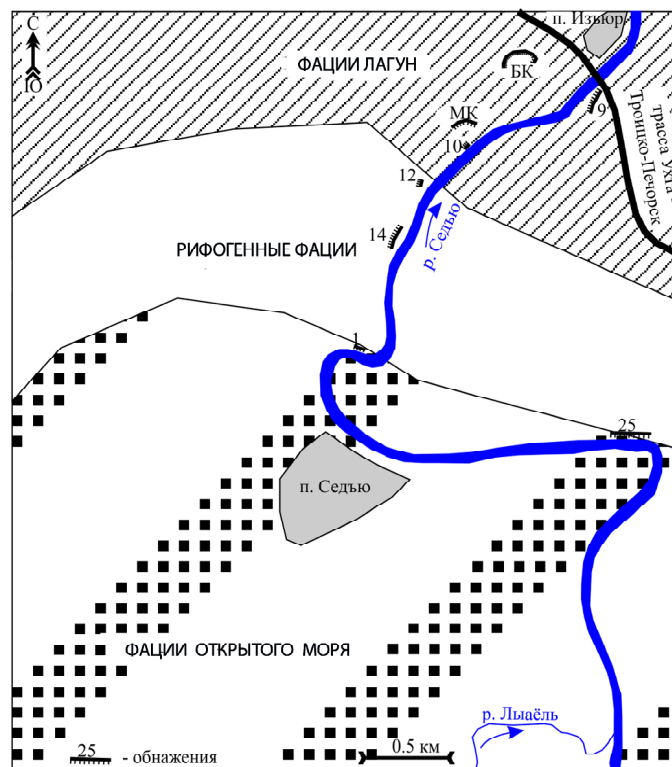


Рис. 1. Литолого-фациальный план-схема верхнефранских отложений в бассейне р. Седью. МК — малый карьер, БК — большой карьер

Fig. 1. Lithologic-facial plane-scheme of Upper Frasnian deposits in the Sedyu River basin. МК — small quarry, БК — big quarry

Лагунные отложения вскрыты северо-восточнее рифогенных (рис. 1). Ранее они интерпретировались как тыловая часть рифогенных фаций [8 и др.] или как образования полуизолированных лагун [2, 9]. В настоящей работе микробные известняки лагун рассматриваются на примере обн.10 и разрезов Малый Карьер и Большой Карьер (рис. 1). Лагунные отложения имеют пестрый литологический состав: известняки сгустковые, литокластовые, ооидные, пелитоморфные с редкими фаунистическими остатками (гастроподы, остракоды, амфипоры). Иногда отмечаются онкоиды.

Из рифогенных и лагунных образований было отобрано около 400 образцов; из них около 200 представлены микробными известняками или их доломитизированными разностями. Изучение образцов производилось в шлифах и пришлифовках. Шлифы изучались под оптическим микроскопом ПОЛАМ РП-1 (ЛОМО), оснащенный цифровой камерой IS-500. Изученный материал хранится в геологическом музее им. А. А. Чернова в Институте геологии имени акад. Н. П. Юшкина (колл. № 663).

Типы микробных образований

Среди изученных микробных образований выделяют строматолиты и сгустки. Среди строматолитов по классификации Р. Райдинга (R. Riding) [30] можно выделить скелетные и тонкозернистые типы.

Скелетные строматолиты широко развиты в рифовой фации и сильно доломитизированы. Визуально они имеют кавернозно-пористое строение, слоистость подчеркивается чередованием светлых и темных слоев, хорошо заметных в пришлифовках (рис. 2, d). Форма строматолитов раз-

нообразная, чаще уплощенная, куполовидная. Наиболее крупные из них в центральной части массива достигают высоты до 0.1 м и длины до 0.5 м. В северной части рифовой зоны строматолиты более редки и не превышают 4–5 см. Пространство между ними заполнено разнозернистым доломитом с теневыми структурами радиально-фибровых кристификационных корок (до 0.5–0.7 см), а также биокластов и литоклагов. В некоторых случаях среди строматолитов отмечаются колонии рецептакулит. Неизмененные биогермные породы были встречены в нижней по реке части обн. 25 и в развалах средней части склона обн. 12 (рис. 1), что позволило изучить микроструктуру самих строматолитов. В их строении также отмечено чередование темных и светлых слоев (рис. 2, a). Толщина темных слоев часто изменяется (от 0.06 до 0.4 мм). Они сложены плотным пелитоморфным кальцитом и распространены неравномерно: вверх по строматолиту их толщина увеличивается, в нижней части они часто выглядят как тонкие длинные линзы. Толщина светлых слоев, наоборот, от основания к верхней части строматолита уменьшается от 1.1 мм до 0.06 мм. Светлые слои сложены разнозернистым спаритовым кальцитом (от 0.007 до 1.0 мм), более крупные кристаллы ориентированы по наслению. По распределению зерен кальцита в них часто можно выделить более тонкие слои (0.01–0.02 мм толщиной). Кроме того, в светлых слоях отмечаются трубчатые образования (рис. 2, c), по форме напоминающие нитчатые цианобактерии. На строматолитах нарастают колонии цианобактерий *Schuguria flabelliformis* Antrop. (рис. 2, b), значительно реже — небольшие (до 0.3 мм) кустистые колонии, напоминающие *Ephyphion*.

Интерпретация. Характер строения изученных неизмененных строматолитов, в которых угадываются реликты нитчатых цианобактерий, позволяет относить их к типу скелетных строматолитов [22]. Таким образом, формирование биогермных пород происходило за счет жизнедеятельности бактериальных сообществ, где ведущая роль была отведена окислительным фототрофам — цианобактериям. Ведущая роль цианобактерий как первичных продуцентов признается для многих строматолитов.

Тонкозернистые строматолиты занимают промежуточное положение (обн. 10) между скелетными строматолитами и сгустковыми известняками лагунных фаций. Они имеют столбчатую или куполовидную формы (рис. 2, h) и в основном представлены чередованием темных слоев до 0.2 мм толщиной, сложенных плотным пятнистым пелитоморфным кальцитом, внутри которых отмечаются сильно измененные кальциферы и теневые нитчатые образования или колонии цианобактерий (до 1.0–1.5 см) *Garwoodia?* (рис. 2, i). Между строматолитами развит литокластовый материал, связанный спаритовым кальцитовым цементом.

Интерпретация. Согласно классификации [22], эти строматолиты относятся к типу тонкозернистых. В строении современных тонкозернистых строматолитов принимают участие различные функциональные группы бактерий [3, 20 и др.]. Тонкозернистые строматолиты в рифовом комплексе Седью развиты между скелетными строматолитами и сгустковыми известняками и, следовательно, представляют собой переходный тип микробных образований. В их строении отмечаются тени колоний и нитей цианобактерий, характерных для скелетных строматолитов, также большую роль играет пелитоморфный кальцит, слагающий сгустки в лагунных фациях.

Сгустки наиболее широко распространены в разрезах лагунной фации и слагают сгустковые известняки. Макро-

скопически они имеют плитчатое строение (плитки до 0.5 м), цвет пород от светло-кремово-серых до серых. Иногда отмечается тонкая неправильная слоистость (рис. 2, е), вследствие чего породы сходны с ламинитами — микробными образованиями литорали. Микроскопически эти породы сложены мелкими (0.1—0.2 мм) пелоидами с нечеткими облаковидными краями и кальцисферами, между которыми в порах развит спаритовый кальцит. Такая раз-

новидность пелоидов или сгустков в настоящее время многими исследователями относится к продуктам жизнедеятельности бактериальных сообществ [2, 21—23 и др.]. Часто сгустки образуют агрегаты более крупного размера разных форм (кустистые и древовидные), реже более крупные ветвящиеся столбчатые разности (рис. 2, ф). Исследование сгустков методом сканирующей электронной микроскопии [10] показало, что они сложены мелкими кристаллами каль-

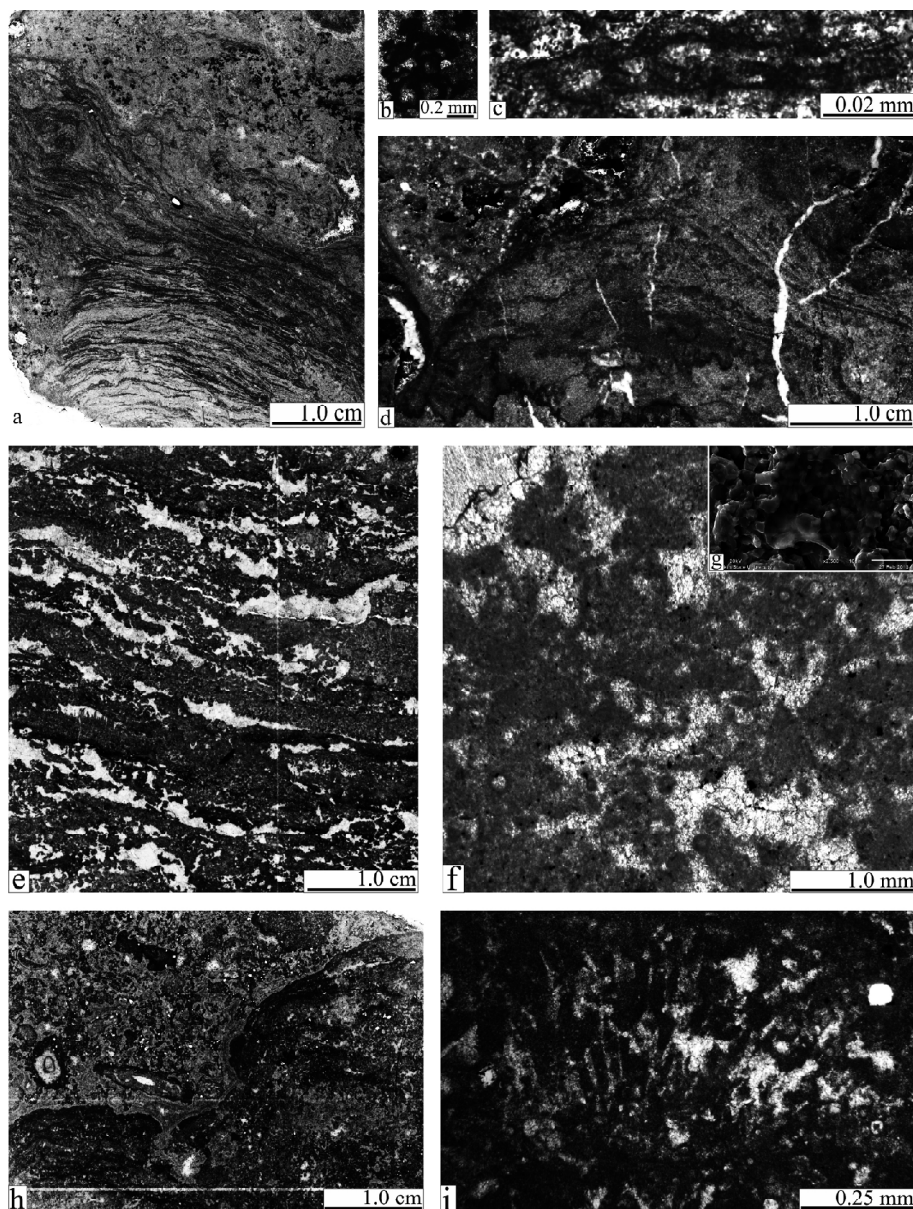


Рис. 2. Основные типы литифицированных микробных образований: а — строматолитовый известняк с разнообразными остатками цианобактерий. Шлиф С12/18с-2011; б — колония пузырчатой цианобактерии *Schuguria*. Шлиф С12/18с-2011; в — теньевые нитчатые образования в строматолите. Шлиф С12/18с-2011; д — вторичный доломит с теневой структурой строматолита. Обр. С14/19-2011. Пришлифовка; е — фенестровый сгустковый микробный известняк с тонкой неправильной слоистостью. Шлиф С4/74-2011; ф — кустовидные агрегаты из микробных сгустков. Шлиф С4/97-2011; г — строение сгустков под сканирующим электронным микроскопом. Отмечаются многочисленные мелкие зерна кальцита, покрытые микробной пленкой. Обр. С4/74-2011; h — тонкозернистый строматолит в онкоидно-литокластовом известняке. Шлиф С11/1а-2011; i — теневая структура кустистой колонии цианобактерии (вероятно, *Garwoodia*) в тонкозернистом строматолите. Шлиф МК76-2011

Fig. 2. Main types of lithified microbial structures: а — stromatolite limestone with various cyanobacteria fossils. Thin-section C12/18c-2011; б — colony of the vesicular cyanobacteria *Schuguria*. Thin-section C12/18c-2011; в — shadow filamentous structures in the stromatolite. Thin-section C12/18c-2011; д — secondary dolomite with shadow of the stromatolite. Sample C14/19-2011. Polished section; е — fenestral clotted microbial limestone with thin irregular lamination. Thin-section C4/74-2011; ф — bush-like aggregates from microbial limestones. Thin-section C4/97-2011; г — a clots structure under SEM. There are numerous small calcite grains coated with a microbial film. Sample C4/74-2011; h — fine-grained stromatolite in the oncoid-lithoclastic limestone. Thin-section C11/1a-2011; i — a shadow structure of a bushy colony of cyanobacteria (probably, *Garwoodia*) in the fine-grained stromatolite. Thin-section MK76-2011



цита (до 2.0 μm), связанными пленками (рис. 2, g), по всей видимости бактериального генезиса, из-за чего кристаллический кальцит имеет сглаженные очертания.

Интерпретация. Ранее сгустки рассматривались как кальцифицированные ЭПС (Extracellular Polymeric Substances) [22], но в настоящий момент [23] эти зерна интерпретируются как продукт гетеротрофной бактериальной кальцификации ЭПС и других клеточных продуктов. Полевыми и лабораторными работами [20] установлено, что самая верхняя часть нитей цианобактерий вблизи к поверхности бактериального мата обычно не обызвествлена, а кальцитизация возрастает книзу по направлению к зоне разложения. К похожим выводам пришли и другие исследователи [5, 14, 19], указав, что образование известковой оболочки происходит в плохо функционирующих или отмерших частях мата. Широкие масштабы бактериальных процессов приводят к концентрации HCO_3^- и увеличению щелочности, что благоприятствует осаждению CaCO_3 [24, 30]. Это связано с процессами органоминарализации — образования минералов при влиянии органического вещества вне зависимости от живущих организмов, из которых они были получены [15]. Тафономические изменения цианобактерий под воздействием гетеротрофной бактериальной активности были показаны в работах различных исследователей [13, 21, 24 и др.]. По предложенной модели [21], свободные нити цианобактерий (*Girvanella*) кальцифицируются, а затем под действием разложения превращаются в сгустки (рис. 3, a).

Приведенные выше данные свидетельствуют об образовании сгустковых известняков, которые широко развиты, в том числе и в лагунных фациях рифового комплекса Седью, при значительном участии гетеротрофных бактерий, разлагающих, по всей видимости, слизь цианобактерий. В пользу последнего предположения свидетельствует кусти-

тая и древовидная форма некоторых сгустковых агрегатов, напоминающая колонии *Schuguria* и *Epiphyton* (рис. 2, f).

Таким образом, анализ распространения основных типов микробных известняков ясно указывает на наличие скелетных строматолитов, строивших основную часть верхнефранского рифа Седью. В лагунных отложениях остатки бактериальных сообществ уже представлены в основном сгустками. Эти типы микробных образований, по всей видимости, зависят от жизнедеятельности функционально различных групп бактерий: в скелетных строматолитах ведущую роль играли окислительные фототрофные цианобактерии, тогда как сгустки являются результатом жизнедеятельности гетеротрофных бактерий. Тонкозернистые строматолиты занимают промежуточное положение, как по своему строению, так и по положению (на границе рифа и лагуны).

Связь трофической структуры в системе «риф — лагуна» и типами микробных образований

Для современной рифовой системы [11] характерно наличие двух важнейших, пространственно разнесенных, но связанных функционально трофодинамических ступеней — продуцирующей (сложенной главным образом автотрофными организмами) и потребляющей (образуемой комплексом гетеротрофных организмов, которые утилизируют биомассу, создаваемую первой трофической ступенью). Растворенный и взвешенный органический материал, поступающий из автотрофных зон, волнами забрасывается в лагуну, где заселяется бактериальными сообществами и осаждается на дно. Этими агрегатами питаются многочисленные планктонофаги, что приводит к парадоксу обилия планктонофагов в рифовых лагунах при крайней бедности планктона [6, 11].

На примере верхнефранского рифового комплекса

Седью автотрофная зона представлена скелетными строматолитами. Преобладание окислительных фототрофов (цианобактерий) свидетельствует о том, что сообщество этой зоны обладало собственной первичной продукцией. О наличии гетеротрофной зоны в лагуне свидетельствует обилие сгустков — результата жизнедеятельности гетеротрофных бактерий. Ана-

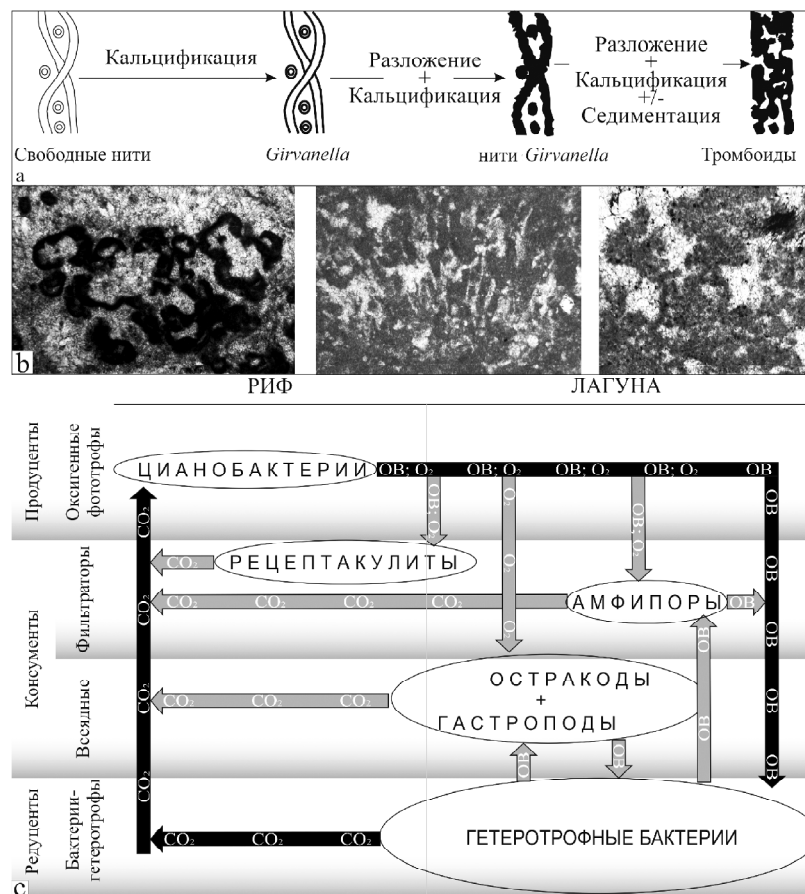


Рис. 3. a — тафономические изменения микробных образований (по данным Pratt, 1995, fig. 62); b — типы микробных образований в верхнефранских карбонатных породах. Слева направо: колония цианобактерий в ассоциации со скелетными строматолитами, тень колонии цианобактерий в тонкозернистом строматолите, микробные сгустки; c — гипотетическая схема трофической структуры бентосных сообществ рифового комплекса Седью

Fig. 3. a — taphonomic changes of microbial structures (the Pratt model. 1995, fig. 62). b — types of microbial structures in the Upper Frasnian carbonate rocks. From left to right: cyanobacterial colony in association with skeletal stromatolites, a shadow of a cyanobacterial colony in fine-grained stromatolite, microbial clots; c — a hypothetical scheme of the trophic structure of the benthic communities of the Sedyu Reef Complex



лиз специфики органических остатков и литологического состава лагунных фенестровых известняков позволили создать идеализированную схему трофических цепей в лагуне [2]. Гипотетическая схема трофической структуры и трофических цепей рифового комплекса Седью, представленная на рис. 3, с, показывает наличие автотрофно/гетеротрофной трофической петли между рифом и лагуной. Органика, произведенная автотрофными цианобактериями, использовалась гетеротрофными бактериями в лагуне, полученный при разложении органики CO_2 мог быть использован окислительными фототрофами на рифе. Внутри лагуны выделяется несколько гетеротрофных трофических петель, что характерно для детритных пищевых цепей.

Таким образом, распределение разных типов микробных известняков зависело от преобладающего типа бактериальных сообществ, чье распространение, в свою очередь, регулировалось трофическими связями.

Заключение

Таким образом, результаты исследований и их интерпретацию можно кратко изложить в следующих пунктах:

1. В изученном верхнефранском рифовом комплексе Седью большую роль играют микробные образования. Их распространение имеет явную фациальную зависимость: скелетные строматолиты являются основными строителями рифа, на границе с лагуной отмечаются тонкозернистые строматолиты, а в лагуне развиты микробные сгустковые известняки.

2. В скелетных строматолитах отмечаются тени нитчатых цианобактерий, а они сами ассоциируются с ясно заметными колониями пузырчатых и кустистых цианобактерий. Анализ опубликованной литературы показал, что за образование сгустковых микробных известняков ответственны гетеротрофные бактериальные сообщества. Согласно модели Пратта (Pratt, 1995), сгустки представляют собой результат тафономических изменений цианобактерий под воздействием гетеротрофной бактериальной активности. Это подтверждается фактическим материалом: в шлифах некоторые агрегаты из сгустков по форме напоминают пузырчатые и кустистые колонии цианобактерий.

3. Присутствие скелетных строматолитов и многочисленных других цианобактерий в рифогенных породах свидетельствует о наличии продуктивной автотрофной зоны на рифе, тогда как в лагуне преобладала гетеротрофная составляющая палеоэкосистемы. Это указывает на наличие трофической петли между позднедевонским строматолитовым рифом и его лагуной и в общих чертах повторяет структуру внешней трофической петли современных рифов. Пространственное распределение разных типов микробных известняков, таким образом, зависело от преобладающего типа бактериальных сообществ, чье распространение, в свою очередь, регулировалось трофическими связями.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-А17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект №18-5-5-31.

Литература

1. Антошкина А. И. Бактериальный литогенез // Обзор концептуальных проблем литологии. М.: ГЕОС, 2012. С. 89—105.
2. Антошкина А. И., Пономаренко Е. С., Канева Н. А. Фенестровые известняки как индикатор специфики по-

зднедевонских морей, Тимано-Североуральский регион // Литология и полезные ископаемые. 2014. №. 6. С. 493—505.

3. Бактериальная палеонтология / Под ред. А. Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.

4. Беляева Н. В., Корзун А. Л., Петрова Л. В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров). СПб.: Наука, 1998. 154 с.

5. Герасименко Л. М. Фотосинтез и актуалистическая палеонтология цианобактерий // Проблемы ранней эволюции фотосинтеза. М.: ПИН РАН, 2011. С. 37—65. (Геобиологические процессы в прошлом).

6. Заварзин Г. А., Рожнов С. В. Рифы в эволюции геобиологических систем. Постановка проблемы // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. М.: ПИН РАН, 2011. С. 4—25. (Геобиологические процессы в прошлом).

7. Кузнецов В. Г. Литология микробиолитов // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 12. С. 1092—1102.

8. Меннер В. В., Архангельская А. Д., Кузьмин А. В. и др. Сопоставление разнофациальных разрезов франского яруса на Южном Тимане // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1992. Т. 62. Вып. 6. С. 64—82.

9. Пономаренко Е. С., Антоновская Т. В. Верхнедевонские разнофациальные отложения Южного Тимана / Путеводитель полевой экскурсии Всеросс. литолог. совещ. «Геология рифов» 10—14 июня 2015 г. Сыктывкар: Геопринт, 2015. 35 с.

10. Пономаренко Е. С., Канева Н. А., Пошибаев В. В., Шевчук С. С. Генезис илового материала в верхнедевонских известняках Тимано-Североуральского региона // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 151—155.

11. Преображенский Б. В. Современные рифы. М.: Наука, 1986. 244 с.

12. Тихий В. Н. Что называют рифами в девоне Тимано-Печорской провинции // Условия формирования ловушек неантиклинального типа на севере европейской части СССР. Л., 1984. С. 24—34.

13. Bartley J. K. Actualistic taphonomy of cyanobacteria: Implications for the Precambrian fossil record: *Palaaios*, 1996. V. 11. P. 571—586.

14. Chafetz H. S., Buczynski C. Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaaios*, 1992. V. 7, P. 277—293.

15. Defarge C. Organomineralization. In: *Encyclopedia of Geobiology* (Ed. by J. Reitner and V. Thiel), 2011. P. 697—701. Springer-Verlag.

16. Dupraz C., Reid R. P., Braissant O., Decho A. W., Norman R. S., Visscher P. T. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 2009. V. 96. P. 141—162.

17. House M. R., Menner V. V., Becker R. T. et al. Reef episodes, anoxia and sea level changes in Frasnian of the Southern Timan (NE Russian Platform) // *Carbonate Platform Systems: component and interaction*, 2002. PP. 147—176. (Geol. Soc. Spec. Publ., 178).

18. Knorre von H., Krumbein W. E. (2000): Bacterial calcification // *Microbial sediments* (Ed. by Riding R. E., Awramik S. M.). Berlin (Springer), 2000. P. 25—32.

19. Krumbein W. E. Algal mats and their lithification // *Environmental biogeochemistry and geomicrobiology*, 1978. P. 209—225.



20. Monty C. L. V. The rise and nature of Carbonate Mud Mounds: an introductory actualistic approach. In: Carbonate Mud Mounds. Their origin and evolution. (Ed. by C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges, B. R. Pratt). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 1995. V. 23. P. 11–48.

21. Pratt B. R. The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. In: Carbonate Mud Mounds. Their origin and evolution. (Ed. by C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges, B. R. Pratt). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 1995. V. 23. P. 49–123.

22. Riding R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 2000. V. 47. P. 179–214.

23. Riding R. Microbialites, stromatolites and thrombolites. *Encyclopedia of Geobiology*. J. Reitner, V. Thiel (eds). *Encyclopedia of Earth Science Series*, 2011. P. 635–654. Springer, Heidelberg.

24. Turner E. C., James N. P., Narbonne G. M. Taphonomic Control on Microstructure in Early Neoproterozoic Reefal Stromatolites and Thrombolites. *Palaaios*, 2000. V. 15. P. 87–111.

References

1. Antoshkina A. I. *Bakterialnyj litogenes* (Bacterial lithogenesis). Review of conceptual problems of lithology. Moscow: GEOS, 2012. pp. 89–105.

2. Antoshkina A. I., Ponomarenko E. S., Kaneva N. A. *Fenestrovye izvestnjaki kak indikator specifiki pozdne-devonskih morej, Timano-Severouralskij region* (Fenestral limestones as an indicator of the specific of Late Devonian seas, Timan-Northern Urals region). *Lithology and mineral resources*, 2014. No. 6. pp. 493–505.

3. *Bakterialnaja paleontologija* (Bacterial paleontology). Ed A. Yu. Rozanov. Moscow: PIN RAN, 2002, 188 pp.

4. Bel aeva N. V., Korzun A. L., Petrova L. V. *Model sedimentacii fransko-turnejskikh otlozhenij na severo-vostoke Evropejskoj platform (v svyazi s formirovaniem rifosykh rezervuarov)* (Model of sedimentology of Frasnian-Tournasian deposits of north-east of the European Platform (due to the formation of reef reservoirs). Saint-Petersburg: Nauka, 1998, 154 pp.

5. Gerasimenko L. M. *Fotosintez i aktualisticheskaja paleontologija cianobakterij* (Photosynthesis and actualistic paleontology of cyanobacteria). *Problemy rannej evolucii fotosinteza* (Problems of early photosynthesis evolution). Moscow: PIN RAS, 2011, pp. 37–65 (Geobiological processes in the past).

6. Zavarzin G. A., Rozhnov S. V. *Rify v evolucii geo-biologicheskikh sistem. Postanovka problem* (Reefs in the evolution of geo-biological systems. Formulation of the problem). *Rifogellye formacii i rify v evolucii biosfery* (Reef formations and reefs in the biosphere evolution). Moscow: PIN RAS, 2011, pp. 4–25 (Geobiological processes in the past).

7. Kuznetsov V. G. *Litologija microbiolitov* (Lithology of microbiolithes). *Vestnik Rossijskoj Akademii nauk* (Bulletin of the Russian Academy of Sciences), 2015, V. 85, No. 12, pp. 1092–1102.

8. Menner V. V., Archangelskaya A. D., Kuzmin A. V. et al. *Sopostavlenije raznofacialnykh razrezov franskogo jarusa na Juzhnom Timane* (Comparison of sections of different facies of the Frasnian in the Southern Timan. Bull. MOIP. Otd. Geol., 1992, V. 62, Iss. 6, pp. 64–82.

9. Ponomarenko E. S., Antonovskaya T. V. *Verkhne-devonskije raznofacialnyje otlozhenija Juzhnogo Timana* (Upper Devonian deposits of the Southern Timan). *Putevoditel polevoj ekskursii Vserossijskogo litologicheskogo soveshchanija «Geologija*

Rifov» (Gudebook of the field excursion of the All-Russian lithological meeting «Geology of Reefs»). Syktyvkar: Geoprint, 2015, 35 pp.

10. Ponomarenko E. S., Kaneva N. A., Poshibaev V. V., Shevchuk S. S. *Genezis ilivigi materiala v verkhne-devonskikh izvestnjakakh Timano-Severouralskogo regiona* (Genesis of the silty material in the Upper Devonian limestones of the Timan-Northern Urals region). *Struktura, veshchestvo, istorija litosfery Timano-Severouralskogo segmenta* (Structure, matter, history of lithosphere of the Timan-Northern Urals segment). *Proceedings of conference*. Syktyvkar: Geoprint, 2013, pp. 151–155.

11. Preobrazhensky B. V. *Sovremennyye rify* (Modern Reefs). Moscow: Nauka, 1986, 244 pp.

12. Tikhv V. N. *Chto nazyvajut rifami v devone Timano-Pechorskoj provincii* (What is called reef in the Devonian of the Timan-Pechora province). *Uslovija formirovanija lovushek neantiklinalnogo tipa na severe evropejskoj chaste SSSR* (The history of the formation of the non-anticlinal traps in the north of the European part of the USSR) Leningrad, 1984, pp. 24–34.

13. Bartley J. K. Actualistic taphonomy of cyanobacteria: Implications for the Precambrian fossil record: *Palaaios*, 1996, V. 11, pp. 571–586.

14. Chafetz H. S., Buczynski C. Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaaios*, 1992, V. 7, pp. 277–293.

15. Defarge C. Organomineralization. In: *Encyclopedia of Geobiology* (Ed. by J. Reitner and V. Thiel), Springer-Verlag, 2011, pp. 697–701.

16. Dupraz C., Reid R. P., Braissant O., Decho A. W., Norman R. S., Visscher P. T. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 2009, V. 96, pp. 141–162.

17. House M. R., Menner V. V., Becker R. T. et al. Reef episodes, anoxia and sea level changes in Frasnian of the Southern Timan (NE Russian Platform). *Carbonate Platform Systems: component and interaction*, 2002, pp. 147–176. (Geol. Soc. Spec. Publ., 178).

18. Knorre, von, H., Krumbein, W.E. (2000): Bacterial calcification. *Microbial sediments* (Ed. by Riding R.E., Awramik S.M.). Berlin (Springer), 2000, pp. 25–32.

19. Krumbein W. E. Algal mats and their lithification. *Environmental biogeochemistry and geomicrobiology*, 1978, pp. 209–225.

20. Monty C. L. V. The rise and nature of Carbonate Mud Mounds: an introductory actualistic approach. In: Carbonate Mud Mounds. Their origin and evolution. (Ed. by C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges, B. R. Pratt). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 1995, V. 23, pp. 11–48.

21. Pratt B. R. The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. In: Carbonate Mud Mounds. Their origin and evolution. (Ed. by C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges, B. R. Pratt). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 1995, V. 23, pp. 49–123.

22. Riding R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 2000, V. 47, pp. 179–214.

23. Riding R. Microbialites, stromatolites and thrombolites. *Encyclopedia of Geobiology*. J. Reitner, V. Thiel (eds). *Encyclopedia of Earth Science Series*, Springer, Heidelberg, 2011, pp. 635–654.

24. Turner E. C., James N. P., Narbonne G. M. Taphonomic Control on Microstructure in Early Neoproterozoic Reefal Stromatolites and Thrombolites. *Palaaios*, 2000, V. 15, pp. 87–111.



НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Р. И. Зайнуллин¹, Л. И. Мизенс², А. Г. Мизенс²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа; zri-bgu@mail.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; mizensAG@igg.uran.ru

Нижнедевонские отложения Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала в разных районах представлены мансуровской, ильтибановской, ускульской и рыскужинской толщами. По причине макроскопической схожести, недостаточности биостратиграфических данных и сложного тектонического строения территории долгое время данные толщи рассматривались в составе ирендыкской свиты. После принятия в 1993 году новой Стратиграфической схемы Урала и проведения на изучаемой территории геолого-съемочных работ, было установлено, что они являются возрастными аналогами мазовской свиты нижнего девона. По результатам детальных стратиграфических исследований и геологического изучения девонских разрезов В. А. Масловым и О. В. Артюшковой было принято решение рассматривать нижнедевонские толщи в виде самостоятельных единиц.

Ускульская толща расположена в Узынкырской подзоне Западно-Магнитогорской зоны (юго-западный берег оз. Ускуль и северо-западный склон одноименной горы Республики Башкортостан). Сложена она вулканокластическими, карбонатными и кремнистыми породами, реже вулканитами. Видимая мощность разреза составляет примерно 700 м. Долгое время возраст ускульской толщи определялся по фауне из линзовидных известняков, расположенных в верхней части разреза. В статье приведены первые находки макрофауны из ритмичной пачки тефротурбидитов, залегающих в нижней части разреза. Фауна представлена остатками брахиопод и криноидей. Брахиоподы соответствуют раннедевонскому пражско-эмсскому возрасту. Новые данные позволяют говорить о близком времени формирования тефротурбидитов с вышележащими известняками и определяют возраст ускульской толщи в целом как пражско-раннеэмсский с учетом данных по конодонтам.

Ключевые слова: нижний девон, биостратиграфия, макрофауна, Магнитогорская мегазона, Южный Урал.

NEW DATA ON AGE OF LOWER DEVONIAN DEPOSITS OF THE WEST-MAGNITOGORSK ZONE OF THE SOUTHERN URALS

R. I. Zaynullin¹, L. I. Mizens², A. G. Mizens²

¹Institute of Geology (Federal Ufa Research Centre) RAS, Ufa

²Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg

Lower Devonian deposits of the West-Magnitogorsk zone of the Southern Urals in some regions are represented by Mansurovo, Iltibanovo, Uskul' and Ryskuzhino strata. For a long time these strata were considered as a part of the Irendyk suite due to the macroscopic similarity, insufficiency of biostratigraphic data and complicated tectonic structure of the territory. After the adoption of a new Stratigraphic scheme of the Urals in 1993 and the geological survey, carried out in the study area, the age identity with the Lower Devonian Mazovo suite was established. Based on the results of detailed stratigraphic and geological studies of the Devonian sections, V. A. Maslov and O. V. Artyushkova decided to consider the Lower Devonian strata as independent units.

The Uskul' strata are located in the Uzynkyr subzone of the West-Magnitogorsk zone (Republic of Bashkortostan, the southwestern shore of the Uskul' Lake and the northwestern slope of the mountain of the same name). They are composed of volcanoclastic, carbonaceous and siliceous rocks, rarely volcanic rocks. The apparent thickness of the section is approximately 700 m. For a long time, the age of the Uskul' strata was determined by the fauna from the lenticular limestones located in the upper part of the section. The article presents the first finds of macrofauna from a rhythmic packet of tephroturbidites lying in the lower part of the section. The fauna is represented by fossils of brachiopods and crinoids. Brachiopods correspond to the Early Devonian Pragian-Emsian age. The new data allow to speak about close time of sedimentation tephroturbidites and overlying limestones, and in general to determine the age of the Uskul' strata as Pragian-Early Emsian based on conodonts.

Keywords: Lower Devonian, biostratigraphy, macrofauna, Magnitogorsk megazone, Southern Urals.

Введение

Нижнедевонские отложения Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) представлены вулканокластическими, карбонатными и кремнистыми породами, реже вулканитами, которые отнесены к мансуровской, ильтибановской, ускульской и рыскужинской толщам. По причине макро-

скопической схожести, недостаточности биостратиграфических данных и сложного тектонического строения территории долгое время данные толщи рассматривались в качестве первых подсвит ирендыкской свиты, которая сложена преимущественно вулканогенными и вулканогенными



генно-осадочными отложениями. После принятия новой Стратиграфической схемы Урала и проведения на изучаемой территории геолого-съёмочных работ (ГДП-200) они вошли в состав мазовской свиты нижнего девона [7]. По результатам детальных стратиграфических исследований и геологического изучения девонских разрезов В. А. Масловым и О. В. Артюшковой было принято решение рассматривать нижнедевонские толщи в виде самостоятельных единиц [4].

Имеющиеся на сегодняшний день биостратиграфические данные, полученные преимущественно по карбонатным и кремнистым породам, не всегда позволяют детально установить время начала формирования вулканокластических пород, которые имеют наибольшее распространение среди нижнедевонских отложений. Связано это с фрагментарностью разрезов и не всегда понятными взаимоотношениями между вышеназванными породами. Помимо этого, практически не датирована нижняя часть нижнедевонских разрезов и не изучены взаимосвязи с более древними подстилающими породами. Следовательно, любые находки новой фауны представляют собой ценность для детализации возраста нижнедевонских отложений ЗМЗ и понимания последовательности формирования слагающих их разных по составу пород.

Строение разреза

Ускульская толща расположена в Узынкырской подзоне ЗМЗ, которая имеет сложное тектоническое строение, что, возможно, обусловило фрагментарность ее разреза и вторичные изменения пород. Толща сложена вул-

канокластическими песчаниками и алевролитами, известняками, кремнисто-глинистыми сланцами, кремнями и, реже, вулканитами, которые лучше всего обнажены на юго-западном берегу оз. Ускуль и северо-западном склоне одноименной горы Республики Башкортостан [1]. Видимая мощность всего разреза, который условно можно разделить на три интервала (рис. 1), составляет больше 700 м.

В первом интервале (в основании) наблюдаются разрозненные выходы массивных и брекчиевых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфириров. Брекчиевые разности состоят из темно-фиолетовых, красновато-бурых и серо-зеленых угловатых фрагментов вулканитов (размер 0.5–20 см), погруженных в светло-серую зеленоватую цементирующую массу. Размер вкрапленников пироксена и плагиоклаза во всех порфиритах может достигать 2 мм. Вулканиты слагают потоки мощностью 3–5 и 10–15 м. Суммарная мощность их составляет на этом участке не более 100–150 м.

Во втором интервале (выше по разрезу) вулканиты перемежаются с пачками (15–25 м) ритмично чередующихся тейфротурбидитов мощностью 0.1–0.15 и 0.3–0.5 м. Тейфротурбидиты сложены серо-зелеными крупно-, средне- или мелкозернистыми песчаниками (иногда алевролитами) с градиционной слоистостью, которые по направлению вверх постепенно сменяются тонкослоистыми аргиллитами. В алевроаргиллитах часто наблюдается слабо-волнистая слоистость. Контакты между слоями тейфротурбидитов резкие и плавно изогнутые. Эти породы могут чередоваться с серыми, темно-серыми тонкоплитчатыми, сильно выветрелыми кремнисто-глинистыми сланцами

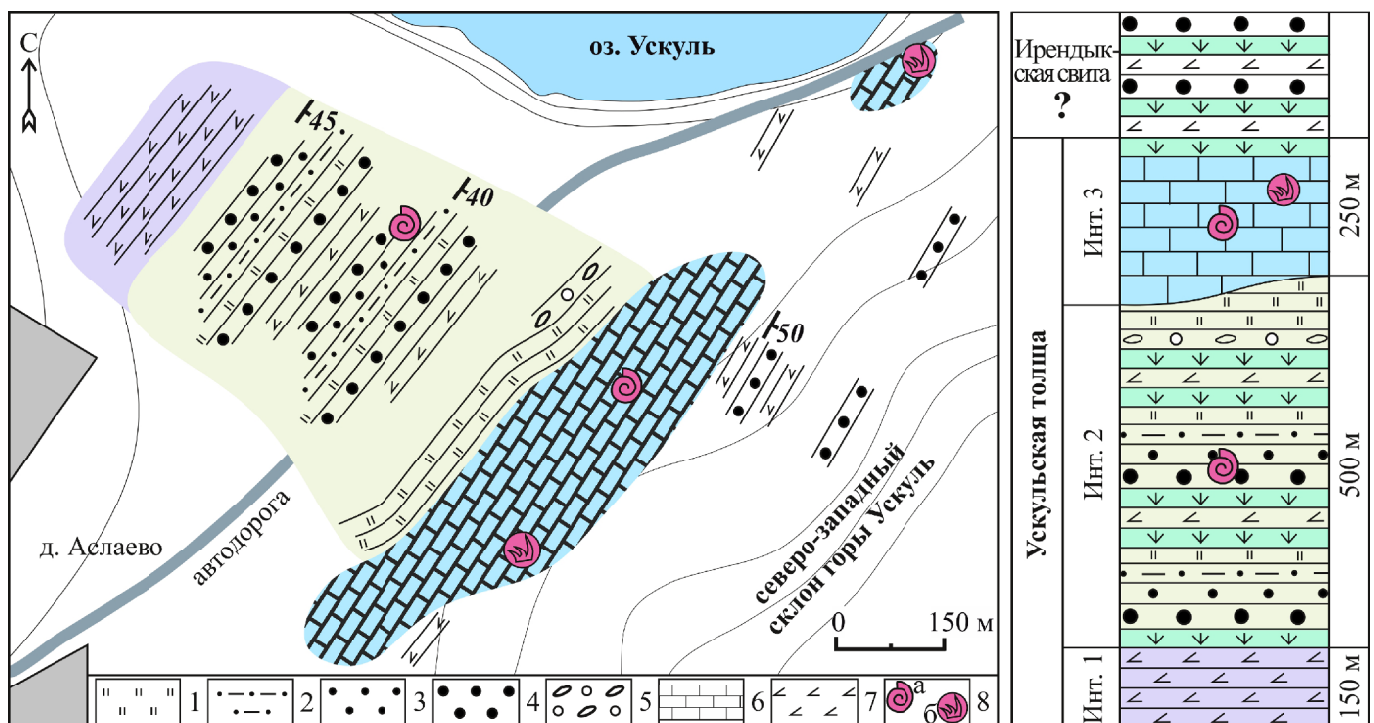


Рис. 1. Схематическая карта (слева) и литологическая колонка (справа) ускульской толщи.

Условные обозначения: 1 — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники мелко- и среднезернистые, 4 — песчаники крупнозернистые, 5 — гравелиты, 6 — известняки, 7 — вулканиты (лавовые потоки), 8: а — точки находок брахиопод и криноидей, б — точки находок конодонтов [9]

Fig. 1. Schematic map (left) and lithological column (right) of the Uskul strata.

Legend: 1 — argillites, 2 — siltstones, 3 — fine- and medium-grained sandstones, 4 — coarse-grained sandstones, 5 — gravelites, 6 — limestones, 7 — volcanic rocks (lava flows), 8: a — points of brachiopod and crinoid finds, b — points of conodont finds [9]

мощностью 0.5—1 м. В ритмичной пачке кластолитов найдены остатки макрофауны и их отпечатки, которые будут описаны ниже. Заканчивается данный интервал разреза небольшими выходами гравелитов, грубозернистых вулканокластических песчаников и кремнисто-глинистых сланцев. Последние у подножья склона горы Ускуль слагают пачку мощностью 15—20 м.

Третий интервал разреза представлен светло-серыми, серыми, темно-серыми известняками, местами перекристаллизованными, мощностью 100—250 м. Контакты с окружающими их отложениями описаны М. Ш. Биковым, Ш. Н. Кацем и Б. М. Садрисламовым по-разному: как тектонические, согласные и несогласные. По данным В. А. Маслова и В. Б. Смирнова [5], известняки по простиранию постепенно сменяются кремнистыми отложениями. Подробное описание и обобщение накопленного материала по известнякам приводится в работе [8]. Подобные тела органогенных известняков, образующих блоки различной величины, прослеживаются субмеридионально на север и выходят на поверхность в районе дд. Баталово, Уразово, Ильтибаново, Юлдашево, Калканово и Шарипово и др.

Стратиграфия

Возраст пород ускульской толщи ранее был определен по известнякам, в которых в разные годы были найдены кораллы (табуляты и ругозы), криноидеи и брахиоподы пражско-раннеэмского возраста (ссылки на первоисточники приведены в работе [4]). Возраст брахиопод, найденных В. А. Масловым в 1965 году и определенных А. П. Тяжевой, был пересмотрен Л. И. Мизенс согласно современной региональной стратиграфической схеме Урала. Были установлены представители *Gypidula* ex gr. *biplicata* (Schnur), *G. subvenetus* Khod., *Multicosta* ? sp., *Kransia* ? sp., *Punctatrypa* cf. *perpolita* (Khod.), *Carinatina* sp., *Plesicarinatina* cf. *mala* (Khod.), *Totia* ex gr. *intermediafera* (Khod.), *Karpinskia conjugula* (Tschern.), *Mimatrypa* ? sp., *Ilmenia* cf. *waganovi* I. Breiv. Данный комплекс брахиопод характерен для пражско-нижнеэфельского стратиграфического интервала.

Аналогичный возраст также был установлен по конодонтам [9], полученным из разных частей известняков. В первой точке с координатами N53°51'13.32" E58°49'51.89", находящейся к югу от озера Ускуль, обнаружены *Polygnathus pireneae* Boersma и *Pandorinellina* aff. *miae* (Bultynck), характерные для верхней части пражского и низов эмского ярусов нижнего девона (зона *pireneae* — низы зоны *kitabicus*). Во второй точке с координатами N53°51'34.77" E58°50'24.23", расположенной на юго-восточном берегу того же озера, найдены единичные конодонты неполной сохранности *Polygnathus* aff. *gilberti* Bardashev и *Caudicriodus* aff. *sigmoidalis* (Carls et Gandl), характерные для нижней части эмского яруса [9].

Дополнительная макрофауна найдена в разнозернистых тефротурбидитах, расположенных в нижней части разреза (рис. 1), в небольшом карьере по добыче камня (координаты: N53°51'39.3" E58°49'67.2"). Здесь снизу вверх по разрезу наблюдаются:

1. Серо-зеленые однородные массивные средне- и крупнозернистые вулканокластические песчаники. Мощность 0.2—0.3 м.

2. Тефротурбидит, который в основании сложен серо-зелеными гравелитами и грубозернистыми вулканокластическими песчаниками с обильным количеством обломков светло-серых известняков и темно-серых, черных кремней разной размерности (1—5 мм и более). В данном слое собраны брахиоподы (рис. 2, 3, а—d) и криноидеи (рис. 3, е—h). Размер брахиопод составляет 0.5—2 см, а криноидей — от первых мм до 0.5—1 см. Мощность слоя 0.3 м. Перекрывается данный слой крупно- и среднезернистыми песчаниками с заметно меньшим количеством макрофауны (мощность слоя 0.2 м), которые, в свою очередь, сменяются мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и кремнистыми аргиллитами (мощность слоя 0.4 м). Азимут падения пород: ЮВ — 110°, угол — 70°, мощность тефротурбидита составляет 0.9—1 м.

3. Тефротурбидит, который в нижней части состоит из крупно- и мелкозернистых гравелитов, постепенно

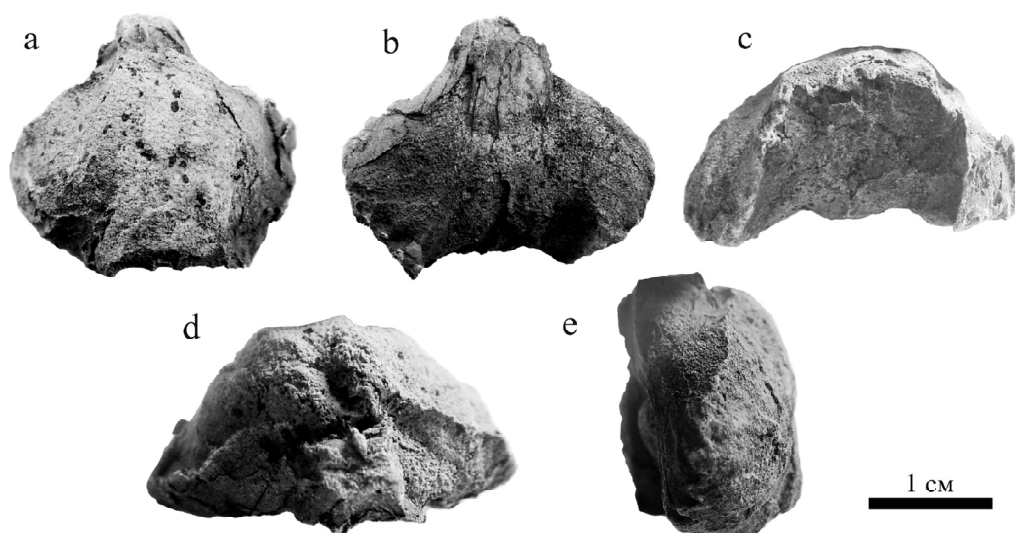


Рис. 2. Внутреннее ядро раковины брахиоподы отряда Rhynchonellida: а — спинная створка, б — брюшная створка, с — передний край, d — замочный край; е — вид сбоку

Fig. 2. The internal cast of the brachiopod of the order Rhynchonellida: а — the dorsal valve, б — the ventral valve, с — the anterior view, d — the hinge view; е — the lateral view

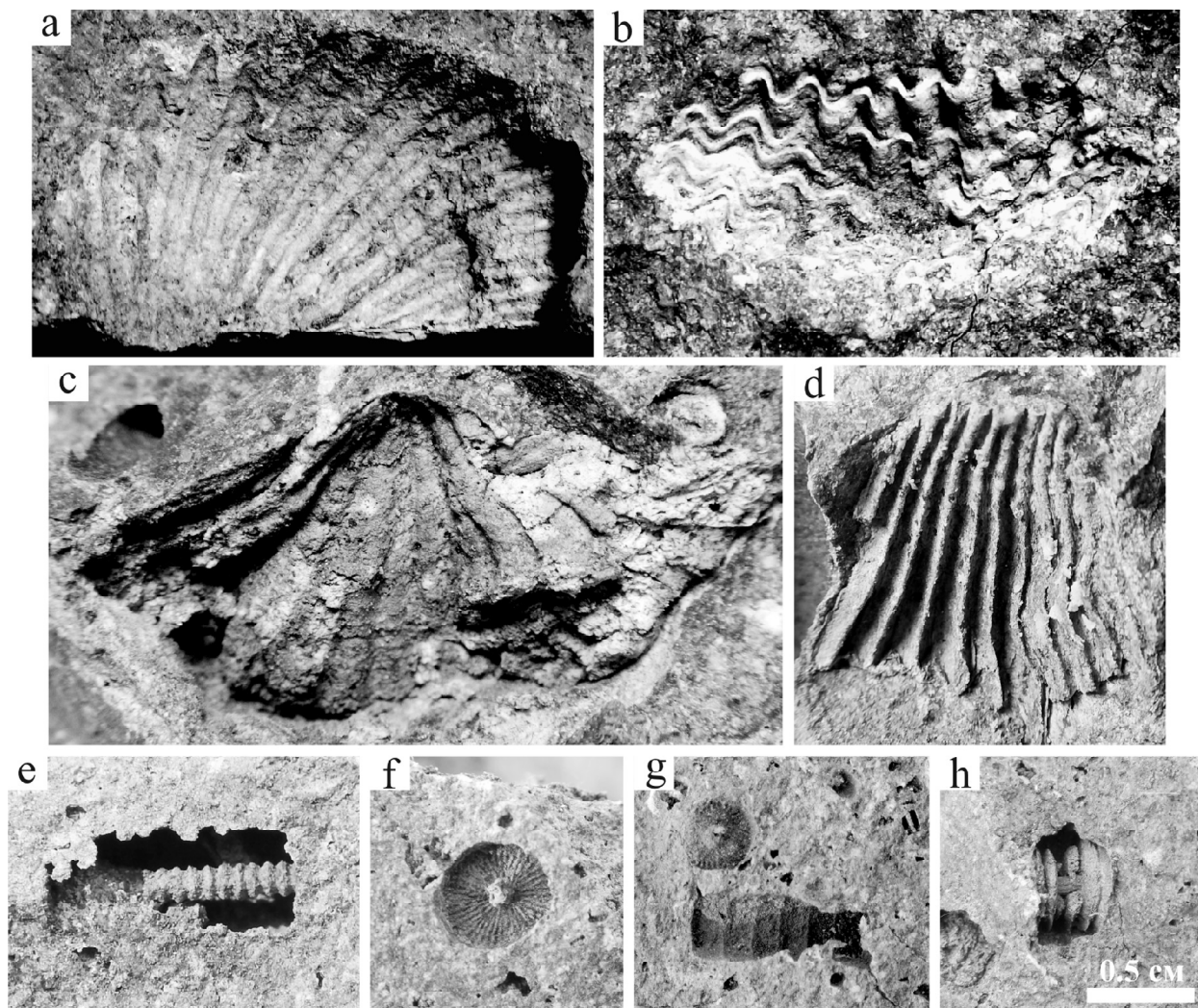


Рис. 3. Отпечатки брахиопод и криноидей: а — *Totia* ex gr. *intermediafera* (Khod.): отпечаток неполной спинной створки; б — *Spinatrypa* ? sp.: отпечаток переднего края; в — *Neospirigerina* ? sp.: отпечаток неполной спинной створки; д — *Wilsonella* ? sp.: отпечаток неполной спинной створки; е–г — отпечатки членников криноидей. Масштабная линейка указана для всех рисунков

Fig. 3. External cast of brachiopods and prints of crinoids: а — *Totia* ex gr. *intermediafera* (Khod.): incomplete dorsal valve; б — *Spinatrypa* ? sp.: the anterior margin; в — *Neospirigerina* ? sp.: incomplete dorsal valve; д — *Wilsonella* ? sp.: incomplete dorsal valve; е–г — segments of crinoids. A scale bar is shown for all figures

сменяющихся грубозернистыми песчаниками. В верхней части турбидит представлен крупнозернистым песчаником. Макрофауны мало. Мощность 0.6 м.

4. Тефротурбидит, сложенный гравелитами с обломками кремней, известняков и макрофауны небольшой размерности, постепенно сменяющимися грубо-, крупно-, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Мощность 0.5–0.6 м.

Найденные в вышеописанных породах отпечатки брюшных и спинных створок брахиопод определены как *Wilsoniella* ? sp., *Spinatrypa* ? sp., *Neospirigerina* ? sp., *Totia* ex gr. *intermediafera* (Khod.), что позволяет говорить о раннедевонском пражско-эмском возрасте вмещающих их отложений.

Выводы

Новые находки фауны позволяют уточнить возраст нижней части ускульской толщи и условия формирования слагающих ее вулканокластических отложений. Согласно ранее проведенным реконструкциям [1], накопление их происходило совместно с вышележащими «ри-

фогенными» известняками в едином раннедевонском островодужном бассейне. Карбонатонакопление иногда прерывалось поступлением пирокластики в бассейн седиментации и действием тефротурбидитов, что в определенной степени подтверждается наличием прослоев вулканокластического материала в известняках у дд. Баталово и Рыскужино [3]. Турбидные потоки, насыщенные тефровым материалом (тефротурбидиты), перемещались по склонам юной островной дуги и частично разрушали карбонатные постройки с макрофауной, которые располагались, по-видимому, на пологих мелководных участках рельефа. Таким образом, новая макрофауна, найденная в тефротурбидитах, позволяет говорить о близком по геологическим меркам времени их формирования с вышележащими известняками и констатировать возраст ускульской толщи в целом как пражско-раннеэмский. Аналогичным образом происходило формирование в южной части бассейна отложений рыскужинской толщи, в вулканокластических разностях которой также найдены [2, 6] переотложенные брахиоподы раннеэмского возраста.



Исследования выполнены в рамках темы № 0246-2019-0118 государственного задания ИГ УФИЦ РАН «Границы стратиграфических подразделений фанерозоя как отражение региональных и глобальных биотических и абиотических событий» (Р. И. Зайнуллин) и № АААА-А18-118052590032-6 государственного задания ИГГ УрО РАН «Палеогеодинамика и эволюция структурно-вещественных комплексов при формировании земной коры континентального типа на примере Урало-Монгольского складчатого пояса и Западно-Сибирской платформы» (Л. И. Мизенс, А. Г. Мизенс).

Авторы благодарят к. г.-м. н. А. М. Фазлиахметова за организацию экспедиционных выездов, д. г.-м. н. В. А. Маслова за ознакомление с нижедевонскими разрезами и д. г.-м. н. О. В. Артюшкову (все ИГ УФИЦ РАН) за ценные замечания по статье.

Литература

1. Зайнуллин Р. И. Обстановки седиментации лохков-нижнеэмских вулканокластических отложений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. № 12. С. 104—113.
2. Иванов К. С., Бикбаев А. З., Мизенс Л. И., Сапельников В. П. Первые находки брахиопод в вулканогенно-осадочных породах ирендыкской свиты на Южном Урале // Ежегодник-1996: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 13—15.
3. Кац Ш. Н. Отчет о геологическом доизучении в масштабе 1:50000 Миндыкской площади (Планшеты N-40-70-G, b, v, g; N-40-71-A и B; N-40-82-A-b, v, g и B): по работам Миндыкского геолого-съёмочного отряда и Учалинской геофизической партии за 1975—1980 годы. Уфа, 1980. Инв. № 10492.
4. Маслов В. А., Артюшкова О. В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
5. Маслов В. А., Смирнов В. Б. Типовые разрезы силура и девона Магнитогорского мегаинклинория: Отчет // Типовые разрезы палеозоя Магнитогорского мегаинклинория. Раздел 1 (силур и девон). Уфа, 1970, 333 с. Инв. № 7999.
6. Сапельников В. П., Мизенс Л. И., Иванов К. С., Бикбаев А. З. Брахиоподы из туфопесчаников ирендыкской свиты (нижний эмс, Южный Урал) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Сборник научных трудов. Выпуск 2. Екатеринбург, 1999. С. 149—159.
7. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / МСК России. Екатеринбург, 1993. 151 с.
8. Фазлиахметов А. М. Нижнедевонские известняки района озера Ускуль (север Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Материалы III Всероссийской молодежной геологической конференции. Уфа, ИГ УНЦ РАН, 2015. С. 99—103.
9. Фазлиахметов А. М., Артюшкова О. В. Условия формирования раннеэмских известняков восточного склона Южного Урала по геохимическим данным // Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра: Материалы 12 Уральского литологического совещания. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2018. С. 355—359.

References

1. Zainullin R. I. *Obstanovki sedimentatsii lochkov-nizhneemsskikh vulkanoklasticheskikh otlozheniy Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala* (Sedimentation of Lochkovian Lower Emsian volcanoclastic deposits of the West-Magnitogorsk zone of the South Ural) Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering, 2018, V. 329, No. 12, pp. 104—113.
2. Ivanov K. S., Bikbaev A. Z., Mizens L. I., Sapelnikov V. P. *Pervye nakhodki brachiopod v vulkanogenno-osadochnykh porodakh irendyckoy svity na Yuzhnom Urale* (The first finds of brachiopods in volcanogenic-sedimentary rocks of the Irendyk suite in the Southern Urals). *Ezhegodnik*-1996. Collection of articles. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 1997, pp. 13—15.
3. Katz Sh. N. *Otchet o geologicheskoy doizuchenii v masshtabe 1:50000 Mindyatskoy ploshchadi (Planshety N-40-70-G, b, v, g; N-40-71-A i B; N-40-82-A-b, v, g i B): po rabotam Mindyatskogo geologos'yemochного otryada i Uchalinskoy geofizicheskoy partii za 1975—1980 gody* (Report on geological prospecting on a scale of 1: 50,000 in Mindyak Square (Tablets N-40-70-G, b, v, g; N-40-71-A and B; N-40-82- A-b, v, g and B): on the works of the Mindyak geological survey unit and the Uchalinsky geophysical party for the years 1975—1980). Ufa, 1980, inv. No. 10492.
4. Maslov V. A., Artyushkova O. V. *Stratigrafiya i korrelyatsiya devonskikh otlozheniy Magnitogorskoy megazony Yuzhnogo Urala* (Stratigraphy and correlation deposits of Devonian of the Magnitogorsk megazone of Southern Urals). Ufa: DizaynPoligrafServis Publ., 2010, 288 p.
5. Maslov V. A., Smirnov V. B. *Tipovye razrezy silura i devona Magnitogorskogo megasinklinoriya* (Typical sections of the Silurian and the Devonian of the Magnitogorsk megasynclorium). Report on the topic: «Typical sections of the Paleozoic of the Magnitogorsk megasynclorium». Section 1 (Silurian and Devonian). Ufa, 1970, 333 p. Inv. No. 7999.
6. Sapelnikov V. P., Mizens L. I., Ivanov K. S., Bikbaev A. Z. *Brachiopody iz tufopeschaniikov irendyckoy svity (nizhniy ems, Yuzhnyy Ural)* (Brachiopods from tuff sandstones of the Irendyk suite (Lower Emsian, South Urals)). *Materialy po stratigrafii i paleontologii Urala* (Materials on stratigraphy and paleontology of the Urals). Collection of articles. Issue 2. Ekaterinburg, 1999, pp. 149—159.
7. *Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembriy, paleozoy)* (Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)). MSC, Ekaterinburg, 1993, 151 p.
8. Fazliakhmetov A. M. *Nizhnedevonskie izvestnyaki rayona ozera Uskul' (sever Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala)* (Lower Devonian limestones of the Uskul Lake region (north of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals). Proceedings of conference. Ufa, IG USC RAS, 2015, pp. 99—103.
9. Fazliakhmetov A. M., Artyushkova O. V. *Usloviya formirovaniya ranneemsskikh izvestnyakov vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala po geokhimicheskim dannym* (Formation conditions of Early Emsian limestones of the eastern slope of the Southern Urals according to geochemical data). *Osadochnaya geologiya Urala i prilezhashchikh regionov: segodnya i zavtra* (Sedimentary geology of the Urals) Proceedings of conference. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 2018, pp. 355—359.



УЛЬТРАМАФИТЫ ИЛЬМЕННО-ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ГЕОТЕРМОМЕТРИЯ ПО Тi В ЦИРКОНЕ

П. М. Вализер¹, А. А. Краснобаев², Н. М. Глебова¹

¹Ильменский государственный заповедник, Миасс; valizer@ilmeny.ac.ru

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург; krasnobaev@igg.uran.ru

В статье изложены результаты определения температуры кристаллизации цирконов (78 кристаллов) из ультрамафитов ильменно-вишневогорского комплекса и Карабашского массива по геотермометру Ti в цирконе. Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконе определено методом вторичной ионной масс-спектропии на ионном зонде CAMEKA IMS-4F. Сообщество гетерогенно-полихронных цирконов ультрамафитов включает разновидности с признаками каждой специфическими минералогическими-геохимическими и возрастными характеристиками. Магматические цирконы возраста PR₁ (1770—1740 млн лет) характеризуются концентрацией титана от 16.7 до 29.9 ppm, низкими содержаниями $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 482$ ppm, $\text{LREE}_{\text{cp}} = 25.4$ ppm и элементов-примесей $\text{Ca}_{\text{cp}} = 33$ ppm, $\text{Ba}_{\text{cp}} = 1.4$ ppm и $\text{Sr} \leq 0.5$ ppm. Максимум Ce и минимум Eu отчетливо проявлены. $\text{Th}/\text{U}_{\text{cp}} = 0.65$. Магматические цирконы V—Є₁ (580—520 млн лет) содержат 7.9—12.9 ppm титана, более высокие концентрации $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 623$ ppm, $\text{LREE}_{\text{cp}} = 30$ ppm и элементов-примесей $\text{Ca}_{\text{cp}} = 17$ ppm, $\text{Th}/\text{U}_{\text{cp}} = 0.86$. Магматические цирконы O₃—S (450—420 млн лет) характеризуются концентрацией титана от 7.4 до 19.6 ppm, высокими $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 1142$ ppm, низкими $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.03$ и $\text{Th}/\text{U}_{\text{cp}} = 0.42$. Цирконы переходного и гидротермального типов (274—1793 млн лет) имеют широкие вариации концентраций титана — от 2.5 до 1160 ppm, которые в основном обусловлены повышенными содержаниями в цирконе LREE, Ca, Ba и Sr. Для реалистичной оценки температуры кристаллизации циркона, а следовательно и ультрамафита, могут быть использованы цирконы магматического типа. Температура кристаллизации циркона, т. е. образования-преобразования ультрамафитов, определена как PR₁ — $(822.5 \pm 37)^\circ\text{C}$; V—Є₁ — $(742 \pm 17)^\circ\text{C}$ и O₃—S — $(768 \pm 27)^\circ\text{C}$.

Ключевые слова: ильменно-вишневогорский комплекс, ультрамафит, циркон, геотермометрия, титан.

ULTRAMAFITES OF ILMENY-VISHNEVOGORSKY COMPLEX (SOUTH URALS): TI-IN-ZIRCON GEOTHERMOMETRY

P. M. Valizer¹, A. A. Krasnobaev², N. M. Glebova¹

¹ Ilmeny State Reserve, Miass

² Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the UB RAS, Yekaterinburg

The article presents data on determining the crystallization temperature of zircons (78 crystals) from ultramafites of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex and the Karabash massif by Ti-in-zircon geothermometer. The content of RE and REE in zircon is determined by Secondary-Ion Mass Spectrometry using the ion microprobe CAMEKA IMS-4F. A variety of heterogeneous polychronous zircons from ultramafic rocks include varieties with certain specific mineralogical-geochemical and age characteristics. The Early Proterozoic magmatic zircons PR₁ (1770—1740 Ma) are characterized by the concentration of titanium from 16.7 to 29.9 ppm, low contents $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 482$ ppm, $\text{LREE}_{\text{cp}} = 25.4$ ppm and impurity elements $\text{Ca}_{\text{av}} = 33$ ppm, $\text{Ba}_{\text{av}} = 1.4$ ppm and $\text{Sr} \leq 0.5$ ppm. High Ce and minimum Eu are distinctly manifested. $\text{Th}/\text{U}_{\text{cp}} = 0.65$. The Cambrian magmatic zircons V—Є₁ (580—520 Ma) contain 7.9—12.9 ppm titanium, higher concentrations $\Sigma\text{REE}_{\text{av}} = 623$ ppm, $\text{LREE}_{\text{av}} = 30$ ppm and impurity elements $\text{Ca}_{\text{av}} = 17$ ppm, $\text{Th}/\text{U}_{\text{av}} = 0.86$. The Early Silurian magmatic zircons O₃—S (450—420 Ma) are characterized by titanium concentration from 7.4 to 19.6 ppm, high $\Sigma\text{REE}_{\text{av}} = 1142$ ppm, low $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.03$ and $\text{Th}/\text{U}_{\text{av}} = 0.42$. Transition and hydrothermal type of zircons (274—1793 Ma) have wide variations of titanium concentrations from 2.5 to 1160 ppm, that are mainly characterized by high concentrations in zircon LREE, Ca, Ba and Sr. For a real assessment of the crystallization temperature of zircon, and, therefore ultramafites zircons of magmatic type can be used. The crystallization temperature of magmatic zircon types (the formation-transformation of ultramafites) amount to Early Proterozoic PR₁ — $(822.5 \pm 37)^\circ\text{C}$; Cambrian V—Є₁ — $(742 \pm 17)^\circ\text{C}$ and Early Silurian O₃—S — $(768 \pm 27)^\circ\text{C}$.

Keywords: Ilmeny-Vishnevogorsky complex, ultramafites, zircon, Ti-in-zircon geothermometry.

Введение

Ультрамафиты в структуре ильменно-вишневогорского комплекса (ИВК) закономерно рассредоточены в виде цепочек в зонах сочленения тектонических пластин (рис. 1). Они слагают как крупные серпентинитовые массивы (Булдымский, Няшевский и др.), обладающие индивидуальными особенностями строения и минерально-

го состава, так и многочисленные мелкие будинообразные и линзовидные тела. Ультрамафиты представлены в основном серпентинитами, которые содержат реликты первичных минералов оливина, хромшпинелида, пироксена и амфибола [2—6, 10—11]. Дискуссионность представления об образовании-преобразовании ультрамафи-

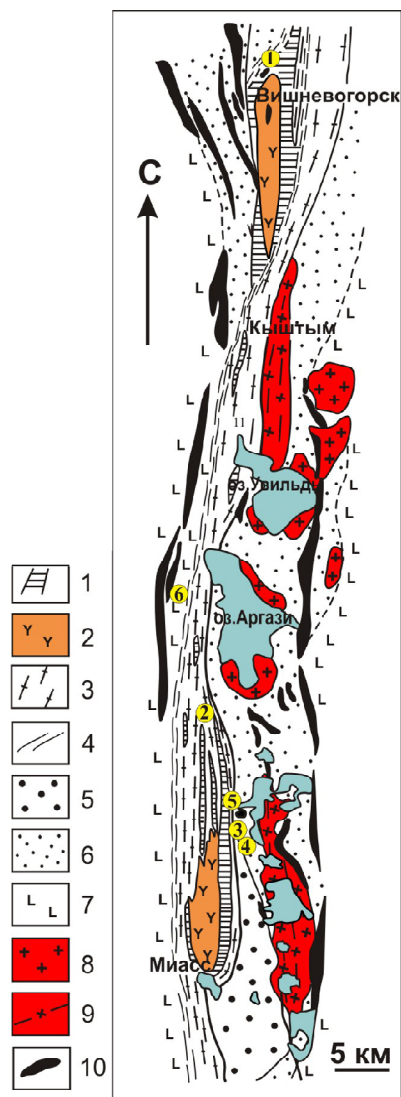


Рис. 1. Схематическая геологическая карта ильмено-вишневогорского комплекса [10]: 1 — селяннинская серия амфиболит-гнейсово-плагиомигматитовая (AR-PR₁); 2 — массивы миаскитов (O₃); 3 — милониты гранитоидного и сиенитового состава (P₂-T₁ (?)); 4 — милониты Кыштымского сдвига-надвига; 5 — еланчиковская толща, тектониты гранитоидного состава; 6 — сайтовская серия, метатерригенная (S); 7 — зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 8 — Увильдинский монзонит-гранитный комплекс (Pz₃); 9 — гнейсовидные граниты Кисегачского массива; 10 — ультрамафиты. Цифры в кружках — ультрамафитовые массивы: 1 — Булдымский, 2 — Ишкульский, 3 — Няшевский, 4 — Савелькульский, 5 — Уразбаевский, 6 — Карабашский

Fig. 1. Schematic geological maps of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex by [10]: 1 — Selyankino Group: Archean to Early Proterozoic amphibolite-gneiss-plagiomigmatite rocks; 2 — Middle Ordovician miaskite massifs; 3 — Middle Permian-Lower Triassic (?) granitic and syenitic blastomylonites; 4 — mylonites of Kyshtym shear-thrust; 5 — Elanchik Sequence: plagioclases and injection migmatites; 6 — Saitovo Sequence: metaterrigenous rocks; 7 — greenschist volcanosedimentary complexes of West Magnitogorsk and Aramil-Sukhteli zones; 8 — Upper Precambrian Uvildy monzogranitic complex; 9 — gneissic granites Kisegach complex; 10 — ultramafic rocks. Notes. In the diagram the numbers in circles — ultramafic massifs: 1 — Buldym, 2 — Ishkul, 3 — Nyashevo, 4 — Savelkul, 5 — Urazbaevo, 6 — Karabash

тов ИВК обусловлена очень низкой сохранностью в его породных ассоциациях исходных парагенезисов, возникших на ранних этапах их формирования. Особенности состава реликтовых и редких минералов, определенных в ультрамафитах, позволяют предполагать, что преобразования ультрамафитов характеризовались Р-Т-трендом от мантийных ультравысокопараметрических до коровых условий [3]. Процессы преобразования ультрамафитов протекали в длительном возрастном интервале от палеопротерозоя до перми (рис. 2) и были дискретными [7–9].

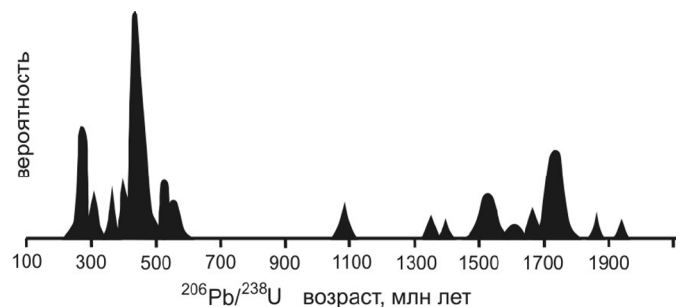


Рис. 2. Гистограмма распределения возрастных параметров по ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) для цирконов ультрамафитов ильмено-вишневогорского комплекса

Fig. 2. The distribution histogram of age parameters by ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) for zircons from ultramafites of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex

Целью исследований было определение температуры образования-преобразования ультрамафитов ИВК по температуре кристаллизации циркона на основе эмпирической закономерности, связывающей концентрации титана в цирконе с температурой его кристаллизации [20].

Объект и методика исследований

Объектом исследований являлись цирконы из ультрамафитов Булдымского, Ишкульского, Няшевского, Савелькульского, Уразбаевского и Карабашского массивов. Характеристика ультрамафитов и выделенных из них цирконов дана в работах [3, 7–9]. Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконах определялось методом вторично-ионной масс-спектропии на приборе CAMECA IMS-4F в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль). Область сбора вторичных электронов — 25 мкм в диаметре. Измерения проводились в виде пяти циклов накопления сигнала и изменялись в зависимости от его интенсивности. Калибровочные кривые строились с использованием известных стандартов [12]. Измерения редких и редкоземельных элементов в кристаллах проводились в тех же точках, что и при U-Pb датировании.

Геотермометрия и особенности состава циркона

Временная эволюция ультрамафитов ИВК по изотопно-геохронологическим данным (U-Pb-метод по циркону) постулируется четырьмя интервалами датировок: 1) ≥ 2.0 млрд лет — минимальный возраст мантийного субстрата; 2) 0.52–0.58 и 1.7–1.8 млрд лет — время преобразования верхнемантийных ультрамафитовых реститов; 3) 0.42–0.45 млрд лет — время внедрения ультрамафита во вмещающие породы силурийского возраста; 4) 0.26–



0.36 млрд лет — преобразования ультрамафита, обусловленные поздними сдвиговыми процессами (рис. 2) [1, 7–9].

Для конкретной оценки природы цирконов использована взаимосвязь параметров концентраций La, Ce и Sm [15], позволяющая решать вопросы о принадлежности цирконов к магматическому (М), переходному (М1) и гидротермальному (Н) типам. Все сообщество цирконов ультрамафитов ИВК по данным параметрам соответствует в рамках возрастного интервала $420 \geq 2000$ млн лет М- и М1-типам и только отдельные кристаллы — Н-типам, а во временном диапазоне 260–420 млн лет — М1- и Н-типам (рис. 3) [4, 7–9].

Цирконы ранней генерации датируются временным интервалом 1742–1772 млн лет и отвечают М- и М1-типам. Магматические цирконы характеризуются содержаниями титана от 16.7 до 29.9 ppm, что соответствует температуре кристаллизации циркона 822.5°C ($788\text{--}847^\circ\text{C}$). Они имеют следующие показатели состава: $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 482$ ppm (407–642 ppm), $\text{LREE}_{\text{cp}} = 25.4$ ppm (15.8–37.5 ppm), $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.04\text{--}0.06$, $\text{Yb} = 180\text{--}290$ ppm, $\text{Y} = 610\text{--}1030$ ppm и отношения $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 14\text{--}15$; $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 44\text{--}47$ (табл.). На спектрах распределения РЗЭ хорошо выражены положительная цериевая ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 21\text{--}45$) и отрицательная европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.06\text{--}0.14$) аномалии (рис. 4). По отношению $\text{Th}/\text{U} = 0.65$ (0.52–0.78) минералы соответствуют цирконам магматического происхождения. Концентрации Ва варьируют от 0.5 до 6 ppm, Sr — от 0.2 до 0.6 ppm. Цирконы М1 имеют концентрации титана 7.6–19.6 ppm, что позволяет оценить температуру кристаллизации циркона — 760°C ($717\text{--}804^\circ\text{C}$). Для их состава отмечаются более высокие концентрации: $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 774$ ppm (434–1256 ppm), $\text{LREE}_{\text{cp}} = 36.9$ ppm (19.4–54.3 ppm), $\text{LREE}/\text{HREE}_{\text{cp}} = 0.05$ (0.04–0.06), $\text{Yb} = 163\text{--}483$ ppm, $\text{Y} = 557\text{--}2272$ ppm — и значительные колебания отношений: $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 13(8\text{--}22)$,

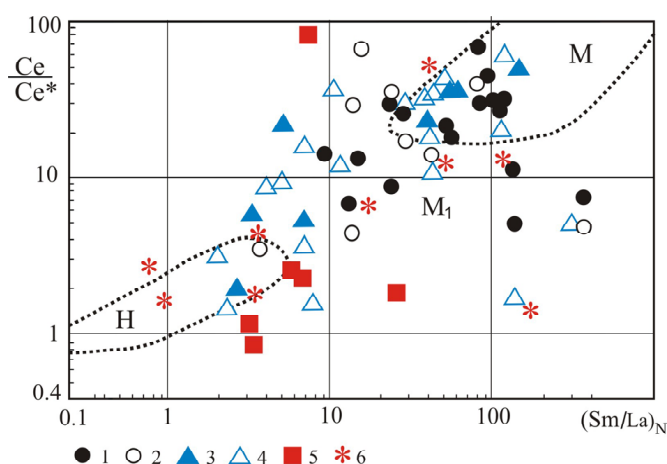


Рис. 3. Генетическая классификация цирконов разных возрастных групп ультрамафитов ильмено-вишневогорского комплекса по [15]: 1 — > 1700 млн лет; 2 — 1100–1695 млн лет; 3 — 480–570 млн лет; 4 — 420–460 млн лет; 5 — 310–360 млн лет; 6 — < 300 млн лет. М и Н — поля магматических и гидротермальных типов цирконов, состав хондрита по [16]

Fig. 3. Genetic classification of zircons of different age groups of ultramafites of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex by [15]: 1 — more than 1700 Ma; 2 — 1100–1695 Ma; 3 — 480–570 Ma; 4 — 420–460 Ma; 5 — 310–360 Ma; 6 — less than 300 Ma. M and H — fields of magmatic and hydrothermal types of zircons, chondrite composition [16]

$(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 19\text{--}80$ (табл.). Отчетливо проявлена положительная цериевая ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 5\text{--}67$) и отрицательная европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.04\text{--}0.25$) аномалии (рис. 4). Th/U -отношение 0.83 (0.52–1.06) в среднем более высокое. Повышенные содержания (42–62 ppm) Ва в цирконе М1 наблюдается для серпентинитов Ишкульского массива.

Цирконы с возрастом 1100–1600 млн лет отвечают М1- и Н-типам. Они характеризуются широкими вариациями концентраций Ti — от 6.6 до 27.3 ppm и, соответственно, температуры — 785°C ($706\text{--}837^\circ\text{C}$). От магматических цирконов их отличают более высокие

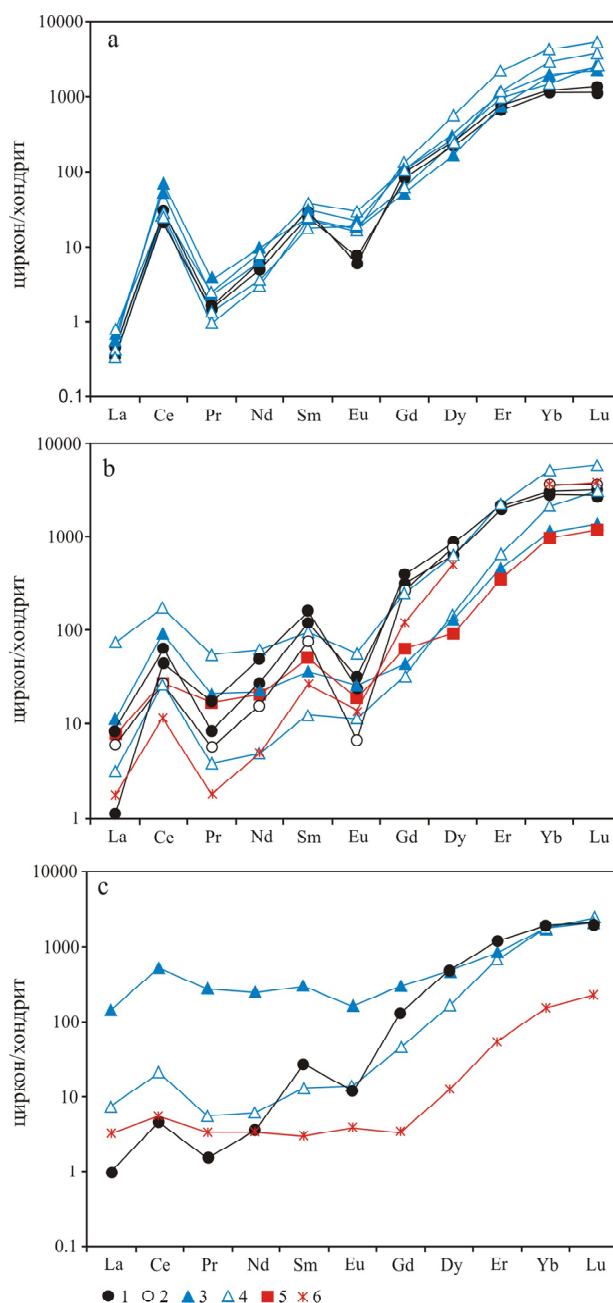


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в цирконе разных возрастных групп из ультрамафитов ильмено-вишневогорского комплекса. Тип циркона по [15]: а — магматический, б — переходный, с — гидротермальный. Условные обозначения см. на рис. 3

Fig. 4. REE distribution of different age groups from ultramafites of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex in zircon. Zircon type [15]: a — magmatic, b — transitional, c — hydrothermal. See legend to Fig. 3

Показательные характеристики цирконов из ультрамафитов: возраст, концентрации РЭ и РЗЭ, отношения содержаний и рассчитанные значения температуры кристаллизации

Indicative characteristics of zircons from ultramafic rocks: the age, the concentration of RE and REE, relationships of contents and calculated values of the crystallization temperature

Массив Massif	№ пробы Sample No.	Кристалл Crystal	Возраст (млн лет) Age (My)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	ΣРЗЭ (ppm)	LREE/ HREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	(Yb/Gd) _N	(Yb/Sm) _N	T (ppm)	T (°C)
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>15</i>	<i>16</i>	<i>17</i>	<i>18</i>	<i>19</i>
1	2116	7	1352±14	62.31	49.90	1.25	1.27	0.42	1418	346	867	0.02	0.17	5.16	7.9	23	19.53	803.5
		5.1	426±2.7	59.68	125.62	0.48	5.51	2.75	601	304	366	0.03	0.44	8.8	41	135	10.32	740
		5.2	436.2±4.6	54.81	292.19	0.19	2.89	1.06	406	229	405	0.04	0.44	15.2	48	149	13.82	770
		6.1	428.3±4	65.40	122.11	0.54	2.04	0.44	877	343	687	0.03	0.39	19.6	19	55	13.94	775
		1.2	426.1±2.6	36.90	156.58	0.24	3.77	0.39	403	190	346	0.04	0.38	11.9	36	92	11.79	756
		1.1	431.4±3.9	344.88	524.9	0.66	1.98	12.83	1944	812	1682	0.10	0.33	2.67	20	53	31.07	851
		6.2	274.5±2	40.48	1677.56	0.02	3.92	0.91	303	155	313	0.11	0.33	2.25	15	19	30.39	849
	2049	2.1	1104±25	11.08	195.78	0.57	2.45	8.16	2042	570	935	0.03	0.04	4.6	13	46	17.57	793
		5.1	393±12	64.27	204.18	0.32	1.92	0.82	1500	556	807	0.01	0.18	1.78	28	135	8.96	731
		5.2	389.5±9.8	51.53	294.84	0.18	1.79	1.43	799	346	486	0.02	0.18	4.55	45	187	7.51	716
		3.2	302±	53.12	1.57	33.8		0.63	252	179	241	0.06	0.24	7.9	131	610	4.64	678
2	2117	9.1	1744±34	149.5	164.5	0.91	42.53	8.40	2272	452	1125	0.05	0.15	7.1	9	24	19.63	804
		9.2	1793±33	155.3	299.1	0.52	5.92	0.22	1031	287	642	0.06	0.12	21	16	44	29.90	847
		2.1	1773±29	66.1	128.0	0.52	2.00	0.50	557	163	347	0.06	0.06	29	22	71	12.39	760
		6.1	426.4±10	40.4	99.6	0.40	3.69	3.31	632	285	519	0.04	0.48	3.3	40	136	14.06	772
		6.2	444.6±7.9	172.4	304.9	0.57	3.42	1.34	1687	692	1277	0.03	0.39	33	40	195	15.13	779
		5.1	440.6±9.3	66.4	181.4	0.37	1.87	0.87	1179	469	832	0.02	0.48	30	46	165	13.74	770
		5.2	421±13	10.6	53.6	0.20	3.19	0.63	194	92	170	0.04	0.37	40	37	146	7.37	715
	1872	3	1747±28	78.57	104.14	0.75	62.06	18.8	625	195	444	0.06	0.16	14.1	14	46	7.60	717
		4.1	1518±23	424.9	375.23	1.13	1.20	0.63	892	289	640	0.06	0.07	20.4	15	49	6.60	706
		6.1	443.2±8.8	58.55	308	0.19	4.33	1.25	600	332	575	0.04	0.49	7.7	64	167	49.29	904
		5.2	390±6.6	21.70	54.21	0.40	5.57	5.82	38	24	48	0.14	1.19	1.6	46	51	16.12	785
		4.2	285.6±5.5	89.82	541.32	0.17	1.58	0.44	188	109	200	0.11	0.19	79	66	264	2.80	640
3	1885	3	1397±13								47	0.16	0.26	11.6	22	4		
		5	441±7								42	0.21	0.10	7.6	26	3		
		6	309±4								58	0.15	0.07	9	36	4		
		2	289±7								480	0.05	0.39	59	82	59		
		4	284±7								52	0.19	-	12	28	3		
4	1854	2.2	1605±25	47.23	118.33	0.40	1.51	0.38	717	217	475	0.02	0.06	14.6	15	55	27.3	837
		2.1	1605±19	74.79	200.11	0.37	0.76	0.48	669	208	448	0.03	0.04	30.8	19	80	16.48	787
		5.1	1519±18	183.5	460.1	0.40	2.18	0.44	438	180	363	0.07	0.12	31.2	27	89	11.22	751
		4.1	424±6	878.2	327.6	2.68	2.34	1.03	3252	1283	2624	0.12	0.37	55.7	37	113	19.56	804
		4.2	445±23	17.98	24.0	0.75	1.65	0.17	131	62	119	0.18	0.54	35.7	77	79	3.33	653
		1.2	369±5	271.44	527.2	0.47	2.46	4.97	732	293	670	0.20	0.26	2.8	20	47	9.05	732
		1.1	346±5	134.96	329.1	0.41	1.56	0.65	1288	483	953	0.04	0.25	60.4	26	107	4.28	671

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
5	2077	4.1	534.1±7.9	177.95	212.84	0.84	1.49	0.55	760	306	589	0.09	0.47	33.7	36	80	11.17	751
		4.2	533.7±8.1	174.5	217.98	0.80	3.67	1.56	441	180	403	0.21	0.65	5.6	26	30	14.23	773
		7.1	531.7±8.6	168.74	194.46	0.87	1.68	0.63	1038	332	699	0.06	0.33	38.6	20	66	12.89	764
		2.1	530±4.3	401.01	2139.22	0.19	14.64	7.08	668	278	1161	0.76	0.56	2.5	66	6	35.66	866
		2.2	491.2±8.6	91.32	259.39	0.35	2.13	0.74	375	179	338	0.09	0.32	23.5	47	155	8.41	726
6	2143	1.3	1710±21	49	77	0.64	1.71	0.45	610	183	407	0.04	0.14	22	14	47	26.6	835
		2	1670±11	98.4	821	0.12	1.4	0.81	1173	302	681	0.01	0.15	3.6	15	71	22.5	817.6
		4	1705±11	87	133	0.65	0.9	0.38	628	183	417	0.06	0.06	45	14	45	16.7	788
		1.2	1761±15	92	162	0.57	1.82	0.33	667	192	434	0.06	0.04	33	14	45	13.0	764.6
		1.1	1737±14	236	246	0.96	0.9	0.59	1974	483	1225	0.04	0.06	7.7	8	21	8.1	722.7
		6	521±15	7.5	25	0.3	1.52	0.53	1144	414	804	0.01	0.13	22	35	224	9.0	731.8
		5.2	478±9	9.4	209	0.04	4.21	0.88	142	66	159	0.22	0.48	1.5	10	8	11.9	764.6
	2144	5	1937±29	163	154	1.06	0.22	0.24	898	269	587	0.05	0.25	67	19	80	10.2	743
		4.2	1759±30	90	116	0.78	0.46	0.65	703	197	460	0.05	0.09	31	12	42	23.1	820.4
		4.1	1706±25	216	205	1.05	0.93	0.80	2074	483	1256	0.04	0.09	4.9	8	19	19.6	804
		1.2	577±10	213	249	0.86	1.1	0.73	1733	703	1323	0.02	0.15	49	39	196	7.9	721
		1.3	567±12	17	235	0.07	0.7	0.79	261	261	401	0.01	0.30	5.1	167	343	4.1	668
		3.1	456.2±9	34	129	0.26	4.9	1.23	807	295	591	0.05	0.58	3.4	26	57	21.7	814
		3.2	436±12	116	283	0.41	0.54	0.99	2020	722	1263	0.01	0.21	29	33	195	12.7	762
		3.3	430.7±9.6	38	97	0.39	1.92	0.86	400	127	269	0.09	0.84	1.4	25	58	15.5	781

Примечание: массивы: 1 — Булдымский, 2 — Ишкульский, 4 — Савелькульский, 5 — Уразбаевский, 6 — Карабашский.

Note: ultramafic massifs: 1 — Buldym, 2 — Ishcul, 4 — Savelkul, 5 — Urazbaevo, 6 — Karabash.

$\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 801$ (560–1041), $\text{LREE}_{\text{cp}} = 28$ (18–44), $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.02$ –0.05, $\text{Yb} = 339$ (170–570), $\text{Y} = 1258$ (518–2042) и значения отношений $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 16$ (8–27) и $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 59$ (23–89), менее выраженные цериевая ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 4$ –31) и европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.07$ –0.17) аномалии (табл., рис. 4) и значительные вариации отношения $\text{Th}/\text{U} = 0.60$ (0.12–1.25).

Цирконы с датировками в возрастном интервале 520–580 млн лет отвечают всем трем (М, М1, Н) типам и имеют значительные вариации концентраций титана от 4.1 до 42.1 ppm. Цирконы М-типа ($\text{Ti} = 7.9$ –12.9 ppm, $T = 721$ –764 °C) отличает от ранних магматических цирконов более высокое содержание $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 623$ (159–1328) ppm, $\text{Yb} = 317$ (66–703) ppm и $\text{Y} = 810$ (142–1733) ppm (табл.). Для них характерны более значительные вариации отношения $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.10$ (0.02–0.22), $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 26$ (20–39), $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 123$ (6–343). М1- и Н-типы циркона имеют широкие вариации как концентраций титана (от 4.1 до 42.1 ppm) и $T = 668$ –885 °C, так и параметрических особенностей состава: $\Sigma\text{REE} \geq 1100$, $\text{Yb} = 268$ (180–350), $\text{LREE}_{\text{cp}} = 300$ (69–480), $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.2$ –0.8, а также повышенные содержания $\text{Ca} = 210$ –250, Ba — до 14.7 ppm, Sr — до 7.1 ppm (табл., рис. 5).

Цирконы с возрастными датировками 420–450 млн лет имеют широкие вариации по концентрации титана (от 3.3 до 49.3 ppm), встречены отдельные кристаллы с аномальными концентрациями Ti (до 145 ppm) и, соответственно, температурами кристаллизации (650–900 °C). Представлены по своей природе М-, М1- и Н-типами (рис. 3). Цирконы М-типа ($\text{Ti} = 7.4$ –19.6 ppm, $T = 715$ –804 °C) имеют следующие параметры состава: $\Sigma\text{REE}_{\text{cp}} = 1142$ (170–2624) ppm; $\text{Yb} = 600$ (92–1283) ppm; $\text{Y} = 1535$ (194–3252) ppm; $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 35$ (19–46); $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 145$ (55–195). На спектрах распределения ΣREE хорошо выражена положительная цериевая ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 20$ –56) и слабее по интенсивности европиевая ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.21$ –0.48) аномалии (табл., рис. 4). Отношения $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.03$ (0.01–0.04) и $\text{Th}/\text{U} = 0.42$ (0.20–0.57) низкие. Концентрации Ba — 2.23 (0.54–3.42) ppm — повышенные,

а Sr — 0.88 (0.44–1.34) ppm — низкие. От магматических цирконов ранних генераций их отличает более высокое содержание ΣREE и высокие значения отношений $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}}$, $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}}$, более выраженные цериевая и менее — европиевая аномалии, а также более низкие Th/U -отношения. Для М1- и Н-цирконов отмечаются более широкие колебания содержаний титана (от 3.3 до 49.3 ppm) и температуры — 782 (653–904) °C. Для их состава характерны более низкие концентрации $\Sigma\text{REE} = 399$ ppm при повышенных содержаниях легких элементов LREE ($\text{LREE}/\text{HREE} = 0.07$). Цериевая аномалия менее отчетлива. Отношение $\text{Th}/\text{U} = 0.36$ (0.04–0.75) имеет низкие значения. Концентрации $\text{Ba} = 3.4$ (1.9–5.5) ppm и $\text{Sr} = 2.65$ (0.17–12.8) ppm значительно выше.

Поздние (270–360 млн лет) генерации цирконов представлены М1- и Н-типами, имеют очень широкие колебания по содержанию титана (от 2 до 273 ppm) и температуры (от 640 до 1150 °C). Они характеризуются очень пестрым составом: $\Sigma\text{REE} = 52$ –953 ppm, при повышенных концентрациях легких элементов ($\text{LREE}/\text{HREE} = 0.04$ –0.20) и $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}} = 15$ –131, $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 3$ –610. Содержания Th низкие, при различных концентрациях U ($\text{Th}/\text{U} = 0.2$ –84). Концентрации Ba и Sr колеблются в очень широких пределах (табл., рис. 5).

Обсуждение

Оценка температуры кристаллизации циркона по содержанию в нем титана является на сегодня наиболее приемлемым методом. Закономерности распределения элементов-примесей в цирконах изучены для пород различного генезиса и состава. Выявлено, что концентрация титана в цирконе определяется целым рядом факторов — температурой, давлением, флюидным режимом и кристаллической структурой циркона [12, 14, 15, 17]. Предыдущие исследования показали, что элементы-примеси, такие как LREE , Ca , Al , Ba и Sr , могут входить в структуру циркона после его кристаллизации, на стадии его преобразования [18–19]. Отличительной чертой изученных цирконов из ультрамафитов ИВК является значительная ва-

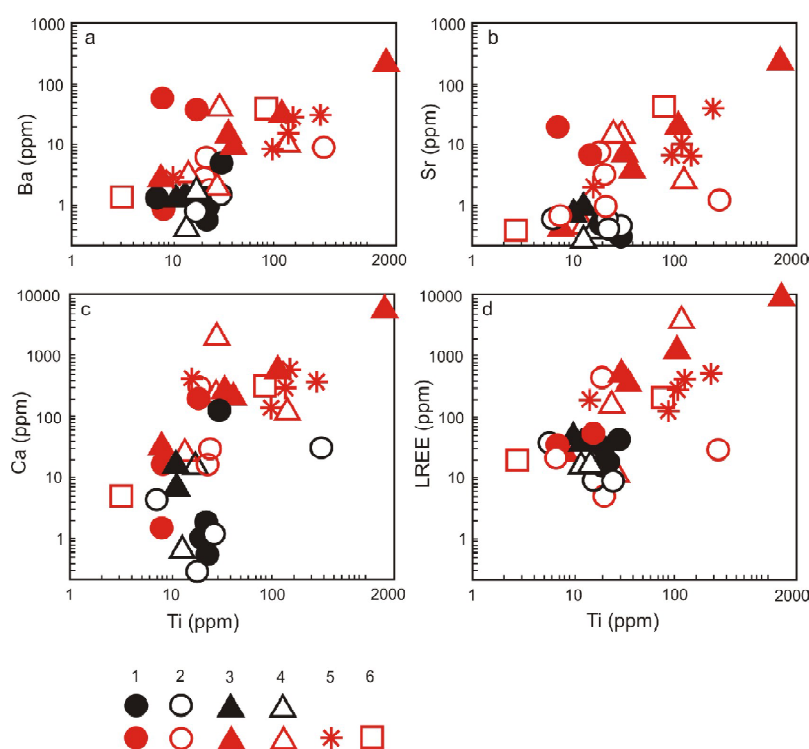


Рис. 5. Вариации элементов-примесей Ti : Ba , Sr , Ca , LREE — в цирконах ультрамафитов ИВК. Условные обозначения см. на рис. 3. Цирконы М-типа — черный цвет, М1 и Н — красный

Fig. 5. The variations of impurity elements Ti : Ba , Sr , Ca , LREE — in zircons of ultramafites from Ilmeny-Vishnevogorsky complex. Zircons M-type marked — black, M1 and H — red



риация (от 2.5 до 1160 ppm) концентрации Ti в цирконах, которая, вероятно, отражает широкое проявление вторичных процессов и их влияние на первичный состав циркона. Для цирконов из ультрамафитов ИБК каждого типа отмечаются следующие колебания элементов-примесей: для М-типа цирконов — $Ti_{cp} = 15.4$ ppm (5–30 ppm), $LREE/HREE_{cp} = 0.05$ (0.01–0.15), $Ca_{cp} = 17.8$ ppm (0.3–42 ppm), $Ba_{cp} = 2.4$ ppm (0.4–6 ppm), $Sr_{cp} = 0.63$ (0.4–1.3 ppm); для М1-типа цирконов — $Ti_{cp} = 16.2$ ppm (4–70 ppm), $LREE/HREE_{cp} = 0.05$ (0.01–0.18), $Ca_{cp} = 19$ ppm (0.4–71 ppm), $Ba_{cp} = 7.5$ ppm (0.7–62 ppm), $Sr_{cp} = 2.4$ (0.1–19 ppm); для Н-типа цирконов — $Ti_{cp} = 137.5$ ppm (2.5–1160 ppm), $LREE/HREE_{cp} = 0.23$ (0.02–0.82), $Ca_{cp} = 62.2$ ppm (26–125 ppm), $Ba_{cp} = 8.4$ ppm (2–31 ppm), $Sr_{cp} = 7.7$. (0.5–53 ppm). В цирконах М1- и Н-типов концентрации данных элементов в отдельных кристаллах превышает указанные средние значения на несколько порядков (рис. 5). В цирконах М1- и Н-типов концентрация Ti коррелируется с содержанием LREE, Ca, Ba и Sr (рис. 5). Например, в ядре кристалла циркона М-типа регистрируется концентрация Ti = 13.9 ppm при содержании LREE = 20.9 ppm, Ca = 18.9 ppm, Ba = 20.04 ppm, а в перекристаллизованной оболочке, отвечающей Н-типу, — 30.4, 29.5, 34.5 и 3.92 ppm соответственно. Аналогичная закономерность в распределении Ti и LREE, Ca, Ba и Sr наблюдается в зональном кристалле циркона М-М1-Н-типов (табл., кристалл 3, проба 2144) и др. Наличие этой корреляции значительно ограничивает использование Zr_{Hf} -геотермометра. Полученное изучение распределения Ti и других редких и редкоземельных элементов в цирконах из ультрамафитов ИБК показало, что для реалистичной оценки температуры кристаллизации циркона, а следовательно и ультрамафита, могут быть использованы цирконы М-типа.

Выводы

Температура кристаллизации циркона и, вероятно, образования-преобразования ультрамафита соответствовала на раннепротерозойском (1740–1770 млн лет) этапе (822.5 ± 37) °С. Значения температуры кристаллизации ранней генерации М-циркона согласуются с температурой образования хромшпинели — шпинели #Cr = 0.05–0.46, #Mg = 0.59–0.75 (850–900 °С) [13] и ассоциации омфацит Jd 14, #Mg = 0.60 — энстатит Na ≥ 0.01 к.ф., #Mg = 0.92 (800–820 °С), отмеченными в ультрамафитах ИБК [3]. Венд-раннекембрийский (580–520 млн лет) этап проявлен не очень отчетливо и не во всех массивах установлен. Характеризуется наиболее низкой (742 ± 17 °С) температурой. Процесс внедрения ультрамафитов в позднеордовикско-силурийское время (450–420 млн лет) во вмещающие породы происходил при температуре (768 ± 27) °С. Близкие значения (620–700 °С) температуры определены по пироп-альмандиновому и альмандиновому гранатам, чермакиту и эдениту и ассоциации омфацит — глаукофан — фенгит [2–3].

Оценка температуры кристаллизации циркона по концентрации титана в его составе позволяет получать информацию об условиях образования-преобразования ультрамафитов, испытавших полихронные процессы, которые не оставили первичных минеральных ассоциаций в своем составе. Для корректной оценки температуры перспективны цирконы магматического типа.

Работа выполнена по госбюджетной теме № АААА—А19—119070890019—7 и частично поддержана проектом УрО РАН № 18—5—5—48.

Литература

1. Анфилов В. Н., Краснобаев А. А., Вализер П. М. Возраст гипербазитов Главного Уральского разлома // ДАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 418–420.
2. Вализер П. М., Русин А. И., Краснобаев А. А., Банева Н. Н. Включения омфацита, глаукофана и фенгита в рутиле ультрамафитов Булдымского массива (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 2. С. 7–10.
3. Вализер П. М., Краснобаев А. А. Редкие минералы в метавулканических ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 9. С. 10–16.
4. Вализер П. М., Краснобаев А. А., Русин А. И., Мурдасова Н. М. Петрология, U-Pb-изотопный возраст и метаморфизм Няшевского полигенного мафит-ультрамафитового массива (Южный Урал) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 5. С. 85–102.
5. Варлаков А. С. Рифтогенные офиолиты, метаморфизм гипербазитов и строение вишневогорско-ильменогорского комплекса. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 67 с.
6. Варлаков А. С., Кузнецов Г. П., Корблев Г. Г., Муркин В. П. Гипербазиты вишневогорско-ильменогорского комплекса (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 195 с.
7. Краснобаев А. А., Вализер П. М., Русин А. И., Бушарина С. В., Медведева Е. В. Цирконология гипербазитов Булдымского массива (ильмено-вишневогорский комплекс, Южный Урал) // ДАН. 2015. Т. 461. № 1. С. 63–69.
8. Краснобаев А. А., Вализер П. М., Анфилов В. Н., Медведева Е. В., Бушарина С. В., Мурдасова Н. М. Цирконология серпентинитов Няшевского массива (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 470. № 6. С. 703–707.
9. Краснобаев А. А., Вализер П. М., Анфилов В. Н., Сергеев С. А., Русин А. И., Бушарина С. В., Медведева Е. В. Цирконология гипербазитов Карабашского массива (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 469. № 1. С. 65–71.
10. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор на Урале. М.: Наука, 1974. 223 с.
11. Мурдасова, Н. М., Вализер П. М. Минералы ультрамафитов Карабашского массива (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 3. С. 3–8.
12. Федорова А. А., Бибикина Е. В., Симакин С. Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
13. Fabries J. Spinel-olivine Geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. Contlib. Mineral. Petrol. 1979. № 69. P. 329–336.
14. Fu B., Page E. Z., Cavosie A. J., Fournelle J., Kita N. T., Laskey J. S., Wilde S. A., Valley J. W. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations // Contlib. Miner. Petrol. 2008. V. 156. P. 197–215.
15. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. No. 3. P. 637–648.
16. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
17. Page F. Z., Fu B., Kita N. T., Fournelle J., Spicuzza M. J., Schulze D. J., Viljoen F., Basei M. A. S., Valley J. W. Zircons from kimberlite: New insights from oxygen isotopes, trace elements, and Ti-in-zircon thermometry // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 3887–3903.
18. Rayner N., Stern R. A., Carr S. D. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta



Gneiss Complex, northwestern Canada // Contlib. Miner. Petrol. 2005. V. 148. P. 721–734.

19. Reddy S. M., Timms N. E., Trimby P. Crystal-plastic deformation of zircon: A defect in the assumption of chemical robustness // Geology. 2006. V. 34. No. 4. P. 257–260.

20. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contlib. Miner. Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.

References

1. Anfilogov V. N., Krasnobaev A. A., Valizer P. M. *Vozrast giperbazitov Glavnogo ural'skogo razloma* (The age of hyperbasites of the Main Ural Fault). Doklady Earth Sciences, 2018, V. 482, No. 4, pp. 418–420.

2. Valizer P. M., Rusin A. I., Krasnobaev A. A., Baneva N. N. *Vklyucheniya omfacita, glaukofana i fengita v rutile ul'tramafitov Buldym'skogo massiva (Yuzhnyj Ural)* (Inclusions of omphacite, glaucophane and fengite in the rutile of ultramafic rocks of the Buldym massif (Southern Urals)). Vestnik of Institute of geology, Komi SC UB RAS, No. 2, pp. 7–10.

3. Valizer P. M., Krasnobaev A. A. *Redkie mineraly v metaul'tramafitah il'meno-vishnevogorskogo kompleksa (Yuzhnyj Ural)* (Rare minerals in meta-ultramafites of the Ilmen-Vishnevogorsk complex (Southern Urals)). Vestnik of Institute of geology, Komi SC UB RAS, 2018, No. 9, pp. 10–16.

4. Valizer P. M., Krasnobaev A. A., Rusin A. I., Murdasova N. M. *Petrologiya, U-Pb izotopnyj vozrast i metamorfizm Nyashevskogo poligennoho mafit-ul'tramafitovogo massiva (Yuzhnyj Ural)* (Petrology, U-Pb isotopic age and metamorphism of the Nyashevsky polygenic mafic-ultramafic massif (South Urals)). Litosfera, 2017, V. 17, No. 5, pp. 85–102.

5. Varlakov A. S. *Riftogennyye ofiolity, metamorfizm giperbazitov i stroenie Vishnevogorsk-Il'menogorskogo kompleksa* (Riftogenic ophiolites, hyperbasite metamorphism and the structure of the Vishnevogorsk-Ilmenogorsk complex). Miass: IMin UB RAS, 1995, 67 pp.

6. Varlakov A. S., Kuznecov G. P., Korablev G. G., Murkin V. P. *Giperbazity Vishnevogorsk-Il'menogorskogo kompleksa (Yuzhnyj Ural)* (Hyperbasites of the Vishnevogorsk-Ilmenogorsk complex (Southern Urals)). Miass: IMin UB RAS, 1998, 195 pp.

7. Krasnobaev A. A., Valizer P. M., Rusin A. I., Busharina S. V., Medvedeva E. V. *Cirkonologiya giperbazitov Buldym'skogo massiva (Il'meno-Vishnevogorskij kompleks, YUzhnyj Ural)* (Zirconology of hyperbasites of the Buldym massif (Ilmen-Vishnevogorsk complex, Southern Urals)). Doklady Earth Sciences, 2015, V. 461, No. 1, pp. 63–69.

8. Krasnobaev A. A., Valizer P. M., Anfilogov V. N., Medvedeva E. V., Busharina S. V. Murdasova N. M. *Cirkonologiya*

serpentinov Nyashevskogo massiva (Yuzhnyj Ural) (Zirconology of serpentinites of the Nyashevsky massif (South Urals)). Doklady Earth Sciences, 2016, V. 470, No. 6, pp. 703–707.

9. Krasnobaev A. A., Valizer P. M., Anfilogov V. N., Sergeev S. A., Rusin A. I., Busharina S. V., Medvedeva E. V. *Cirkonologiya giperbazitov Karabashskogo massiva (Yuzhnyj Ural)* (Zirconology of hyperbasites of the Karabash massif (South Ural)). Doklady Earth Sciences, 2016, V. 469, No. 1, pp. 65–71.

10. Levin V. YA. *Shcheloch'naya provinciya Il'menskih-Vishnevyyh gor na Urale* (Alkaline province of the Ilmensky-Cherry Mountains in the Urals). Moscow: Nauka, 1974, 223 pp.

11. Mudasova, N. M., Valizer, P. M. *Mineraly ul'tramafitov Karabashskogo massiva (Yuzhnyj Ural)* (Minerals of ultramafic rocks of the Karabash massif (Southern Urals)). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, No. 3, pp. 3–8.

12. Fedorova A. A., Bibikova E. V., Simakin S. G. *Geohimiya cirkona (dannye ionnogo mikrosonda) kak indikator gen-ezisa minerala pri geohronologicheskikh issledovaniyakh* (Zircon geochemistry (ion microprobe data) as an indicator of the mineral genesis in geochronological studies). Geohimiya, 2008, No. 9, pp. 980–997.

13. Fabries J. Spinel-olivine Geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. Contlib. Mineral. Petrol., 1979, No. 69, pp. 329–336.

14. Fu B., Page E. Z., Cavosie A. J., Fournelle J., Kita N. T., Laskey J. S., Wilde S. A., Valley J. W. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. Contlib. Miner. Petrol., 2008, V. 156, pp. 197–215.

15. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. Geochim. et Cosmochim. Acta, 2005, V. 69, No. 3, pp. 637–648.

16. McDonagh W. F., Sun S. S. The composition of the Bauth. Chem. Geol., 1995, V. 120, pp. 223–253.

17. Page F. Z., Fu B., Kita N. T., Fournelle J., Spicuzza M. J., Schulze D. J., Viljoen F., Basei M. A. S., Valley J. W. Zircons from kimberlite: New insights from oxygen isotopes, trace elements, and Ti-in-zircon thermometry. Geochim. et Cosmochim. Acta, 2007, V. 71, pp. 3887–3903.

18. Rayner N., Stern R. A., Carr S. D. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acas-ta Gneiss Complex, northwestern Canada. Contlib. Miner. Petrol., 2005, V. 148, pp. 721–734.

19. Reddy S. M., Timms N. E., Trimby P. Crystal-plastic deformation of zircon: A defect in the assumption of chemical robustness. Geology, 2006, V. 34, No. 4, pp. 257–260.

20. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contlib. Miner. Petrol., 2006, V. 151, pp. 413–433.



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 549.283:553.411.071

DOI: 10.19110/2221-1381-2019-8-33-41

ПРОЯВЛЕНИЕ ЗОЛОТО-МЫШЬЯКОВИСТОГО ТИПА НИЯХОЙСКОЕ-2 НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ (КРЯЖ МАНИТАНЫРД)

Т. П. Майорова^{1, 2}, Л. И. Ефанова¹¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; mayorova@geo.komisc.ru²СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар

Проявление Нияхойское-2 золото-мышьяковистого типа принадлежит к Нияюскому золоторудному узлу, в границах которого выделяют Нияхойское и Верхненияйское золоторудные поля. Золотопроявление локализовано в вулканогенно-терригенных флишоидах енганепэйской свиты верхнего венда — нижнего кембрия. В пределах проявления развиты золотоносные кварц-сульфидные жилы и прожилки, расположенные кулисообразно. Межжилные интервалы в минерализованных зонах также золотоносны. Приповерхностные части рудопроявления до глубины 15—60 м существенно затронуты процессами выветривания, представляя собой зону окисления. Главным рудным минералом является арсенопирит, в подчиненном количестве присутствует пирит. Второстепенные минералы представлены халькопиритом, серебросодержащим тетраэдритом, сульфосолю свинца и меди (айкинитом), самородным висмутом, золотом. В качестве микровключений в арсенопирите и пирите присутствуют тетраэдрит, сфалерит, галенит, сульфосоли свинца и меди переменного состава с висмутом. Гипергенные минералы — скородит, ковеллин, барит, оксисульфосоли свинца с висмутом. Минеральный состав руд, включая редкие минералы, и особенности самородного золота проявления Нияхойское-2 и месторождения Верхненияйское-2 близки, что может свидетельствовать об их образовании в единой гидротермальной системе.

Ключевые слова: золото-мышьяковистое оруденение, жильный тип, сульфиды, сульфосоли, блеклые руды, золото, проявление Нияхойское-2, месторождение Верхненияйское-2, кряж Манитанырд.

OCCURRENCE OF THE GOLD-ARSENIC TYPE NIYAKHOY-2 IN THE POLAR URALS (MANITANYRD RIDGE)

T. P. Mayorova^{1,2}, L. I. Efanova¹¹Institute of Geology, Komi SC, UB RAS, Syktyvkar

Pitirim Sorokin, SSU, Syktyvkar

The Niyahoy-2 occurrence of the gold-arsenic type belongs to the Niyayusk gold ore node, within the boundaries of which the Niyahoyskoye and Verkhneniyayusk gold ore fields are distinguished. The gold occurrence is localized in the volcanogenic-terrigeneous flyschoid of the Enganepey Formation of the Upper Vendian — Lower Cambrian. Within the occurrence, gold-bearing quartz-sulfide veins and streaks are developed. Inter-vein intervals in mineralized zones are also gold-bearing. The surface parts of the ore occurrence to a depth of 15—60 m are significantly affected by weathering processes, representing an oxidation zone. The main ore mineral is arsenopyrite, pyrite is present in a subordinate amount. Minor minerals are represented by chalcopyrite, silver-containing tetrahedrite, lead and copper sulfosalts (aikinite), native bismuth, and gold. As microinclusions in arsenopyrite and pyrite, tetrahedrite, sphalerite, galena, lead sulfosalts and copper of variable composition with bismuth are present. Hypergenic minerals — scorodite, covellite, barite, lead hydroxy sulfosalts with bismuth. The mineral composition of ores, including rare minerals, and the features of native gold, the occurrence of Niyahoy-2 and Verkhneniyayusk-2 deposit are close, which may indicate their formation in a single hydrothermal system.

Keywords: gold-arsenic mineralization, vein type, sulfides, sulfosalts, faded ore, gold, Niyahoy-2 occurrence, Verkhneniyayusk-2 deposit, Manitanyrd ridge.

Введение

Одним из основных золотоносных районов севера Урала является кряж Манитанырд, в котором расположено месторождение Верхненияйское-2, многочисленные золотопроявления и небольшая по запасам россыпь золота Естошор. Основные поисковые работы на золото

в Манитанырдском районе проводились с 1949 по 1965 гг. В. И. Ждановым, А. С. Смирновым, Н. П. Песковым, А. В. Колпаковым, К. Н. Севастьяновым. В 1962—1963 гг. на рудопоявлении Нияхойское-2 были выполнены горно-буровые работы, по результатам которых оруденение отнесено к жильному золото-пирит-арсенопиритовому



типу. Установлен основной состав руд и присутствие в них редких минералов: фрейбергита, минералов висмута, в единичных зернах — ауристита и золотосеребряного сульфида (предположительно петровскоита). В связи с малыми мощностями рудных жил, их спорадической встречаемостью рудопроявление признано малоперспективным. Следует отметить, что опробованию подвергались только хорошо видимые визуальными жилы. В 70—80-х годах XX века на золоторудных проявлениях Манитаньрдского района, в том числе на Нияхойском-2, проводились минералого-геохимические исследования, направленные на изучение окolorудных метасоматических образований [7].

Под руководством А. М. Чулаевского (1988 г.) и Л. И. Ефановой (2009 г.) площадь, включающая основные золотопроявления Манитаньрдского района, была покрыта литохимическими поисками по вторичным ореолам рассеяния м-ба 1:25 000. Ревизионные работы, проведенные на рудопроявлении Нияхойское-2 в 2009 г., и дальнейшее изучение этого объекта [2, 4] позволили сделать вывод о золотоносности межжильных интервалов пород, что привело к пересмотру ранее сложившегося представления о геолого-промышленном жильном типе руд проявления Нияхойское-2 и надежде на расширение перспектив золотоносности Манитаньрдского района. Нами получены новые данные по минералогии, химическому составу золота и рудных минералов, обнаружены ранее не описанные редкие минералы, что позволило провести сравнение рудных жил золотопроявления Нияхойское-2 и эталонного для Нияхойского золоторудного узла месторождения Верхняяньюское-2.

Геологическое строение района и рудопроявления Нияхойское-2

С точки зрения металлогенического районирования Енганепэйско-Манитаньрдский золоторудный район входит в состав Полярноуральской медь-серебряно-золотой минералогической зоны [2]. На площади Манитаньрда выделяется Нияхойский золоторудный узел, в границах которого известны Нияхойское и Верхняяньюское золоторудные поля¹. Вне минералогических зон выделяется Енганепэйско-Манитаньрдский золотороссыпной район с Нияхойским золотороссыпным узлом.

Манитаньрдская площадь перспективна на выявление двух геолого-промышленных типов месторождений, совмещенных в пространстве: золотоносных кор химического выветривания линейного типа (до глубины 30—50 м) и золотосульфидно-кварцевых руд в минерализованных зонах расланцевания малосульфидного и сульфидного типов.

В пределах Верхняяньюского золоторудного поля в вулканогенных и вулканогенно-терригенных отложениях бедамельской серии (R_3-V_2bd) известно месторождение коренного золота жильного типа Верхняяньюское-2.

В Нияхойском золоторудном поле в вулканогенно-терригенных флишидах енганепэйской свиты (V_2-E_{1en}),

вдоль разлома СВ-простирается (с падением на ЮВ) протяженностью не менее 18 км локализуется золотопроявление (с юга на север): Верхнекемское, Верхняяньюское-1, Ягодное, Нияхойское-1,-2 (рис. 1). Это рудопроявление золотосульфидно-кварцевых жил в малосульфидных минерализованных зонах расланцевания, также золотоносных.

На хребте Манитаньрд, в том числе в пределах Нияхойского золоторудного поля, широко развиты интрузии основного состава двух комплексов: экструзивно-субвулканические образования нижней толщи бедамельской серии ($\beta, v\beta, \pi\beta R_3-V_2bd$) и габбро-долеритовый гипабиссальный леквожский комплекс ($v\beta O_1lk$) [1].

Рудопроявление Нияхойское-2 расположено на левобережье реки Ниях в 375 м на юг от устья ручья Кварцитовидный. Рудовмещающими являются вулканогенно-осадочные породы енганепэйской свиты, прорванные метадолеритами и перекрытые с угловым несогласием черными песчаниками и алевролитами манитаньрдской серии (E_3-O_1mn). Рудная минерализация приурочена к лежащему блоку разлома север-северо-восточного простирается (аз. пр. СВВ 20—30°, аз. пад. ЮВ, угол 50—70°), где развиты пиритизированные, окварцованные, хлоритизированные, карбонатизированные минерализованные зоны, содержащие большое количество маломощных кварцевых, кварц-хлоритовых, кварц-карбонатных и кварц-сульфидных жил и прожилков. Рудная зона прослежена канавами на 160 м при средней мощности 13.61 м. Среднее содержание золота — 7.38 г/т, авторские прогнозные ресурсы P_1 составляют 0.75 т¹.

В зоне разлома наибольший интерес представляют золотоносные кварц-сульфидные жилы и прожилки, расположенные кулисообразно (рис. 2). Их мощность, как правило, не превышает 1—3 см и лишь в раздувах увеличивается до 30 см. Руды сложены золотоносным окисленным пиритом и арсенопиритом. Содержание золота в рудных жилах высокое — десятки г/т, в единичных случаях оно достигает ураганных значений — 543.56 г/т. Установлено, что межжильные интервалы в минерализованных зонах также золотоносны (0.03—0.089 г/т), иногда содержание золота в них возрастает до 2.09 г/т на 0.6 м и 2.24 г/т на 1 м. Высока роль коррелирующих с золотом элементов: Cu, Ag, Pb, Bi, As, Sb. В ассоциации с ними выступает Sr (до 2—6 кг/т) и Ba (0.5—1 кг/т).

Приповерхностные части рудопроявления до глубины 15—60 м существенно затронуты процессами выветривания, представляя собой зону окисления. Выветрелые породы сложены катаклазированными обожженными сланцами разного состава, глинами с переменным количеством обломочного материала. Положение рудных зон в затронутых выветриванием породах маркируется бурой или пятнисто-бурой окраской, наличием кварцевых жил, часто с сухаристым кварцем или кварцевой щебенкой. Гипергенные минералы — скородит, ковеллин, оксисульфосили свинца с висмутом.

¹ Ефанова Л. И., Карчевский А. Ф., Крестянинов П. Е. и др. Прогнозно-поисковые работы на золото в пределах хр. Манитаньрд и Енганепэ (Республика Коми): Отчет по объекту. Сыктывкар: Миреко, 2009.

¹ Efanova L. I., Karchevsky A. F., Krestianinov P. E. et al. *Prognostno-poiskovye raboty na zoloto v predelakh khr. Manitanyrd i Enganepey (Respublika Komi)*. (Forecasting and prospecting for gold within the range Manitanyrd and Enganepey (Republic of Komi)): Report. Syktvykar: Mireko, 2009.

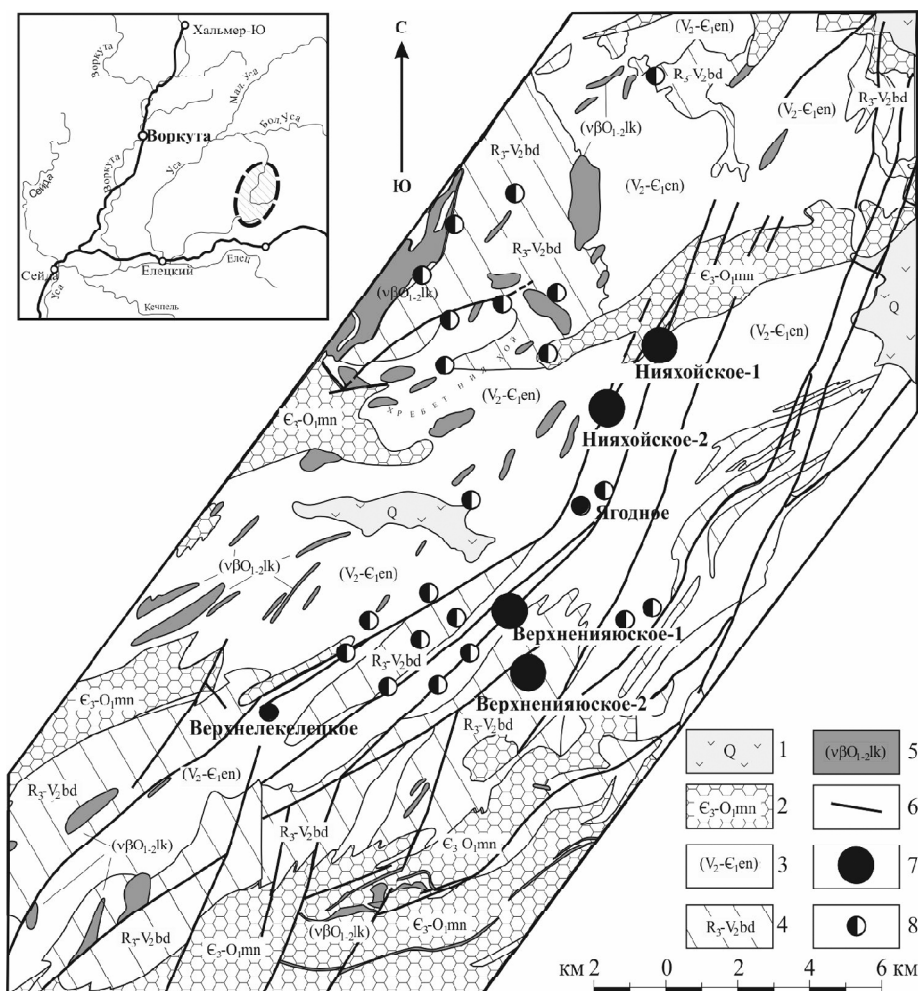


Рис. 1. Геологическое строение и основные золоторудные проявления Манитаньрдского района: 1 — четвертичные отложения; 2 — манитаньрдская свита, 3 — энганепейская свита, 4 — бедамельская серия; габбро, габбро-долериты (леквозский комплекс), 6 — разломы, 7 — золоторудные месторождения и крупные золотопоявления, 8 — точки золоторудной минерализации

Fig. 1. Geological structure and the main gold ore occurrences of the Manitanyrd region: 1 — Quaternary deposits; 2 — Manitanyrd Formation, 3 — Enganepey Formation, 4 — Bedamel series; gabbro, gabbro-dolerite (Lekvozh complex), 6 — faults, 7 — gold deposits and large occurrences of gold, 8 — points of gold mineralization

Материал и методы исследований

Материалом для исследований служили шпуды и пробы в разной степени окисленных руд, отобранных в траншее 19 из раздувов рудных жил: зона 4 (обр. 313701, 3 аншлифа), зона 8 (обр. 19001, обр. Без, 6 аншлифов) и конкреционное образование с сульфидной минерализацией (обр. 19096) из этой же зоны (рис. 2).

Морфология золота и состав минералов определялись в Институте геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН на электронных микроскопах JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром ISIS Link (оператор В. Н. Филиппов) и Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 Oxford Instruments (операторы Е. М. Тропников, А. А. Кряжев); выполнено более 300 анализов.

Результаты и их обсуждение

Для проявления Нияхойское-2 характерны массивные, в отдельных случаях полосчатые текстуры руд. Структуры неравномерно-зернистые, мелко- и среднезернистые, с участками крупнозернистых, аллотриоморфно-зер-

нистые до гипидиоморфно-зернистых, часто порфировидные. Макроскопически руды арсенопиритовые с подчиненным количеством пирита. В мелко- и среднезернистых агрегатах арсенопирита присутствует свободное золото 0.1–0.3 мм. С участками крупнозернистого арсенопирита связано видимое золото, размеры которого достигают 1–1.5 мм.

Основными рудными минералами являются арсенопирит и пирит.

Арсенопирит в рудах преобладает и образует сплошную зернистую массу. Форма выделений удлиненная (рис. 3, а), в окисленных рудах часто изометричная (рис. 3, с). Размеры выделений колеблются в зависимости от структуры руд от 10–100 мкм до 0.5–1.5 см (по длинной оси). Большинство зерен арсенопирита вследствие катаклаза разбиты многочисленными трещинками, которые заполнены скородитом (рис. 3, с, f, k). Как правило, арсенопирит не содержит примесей, но в немногочисленных зернах в его составе обнаружен Со в количестве от 0.61 до 3.73 мас. % (табл.), распределенный неравномерно (рис. 3, а). Отношение

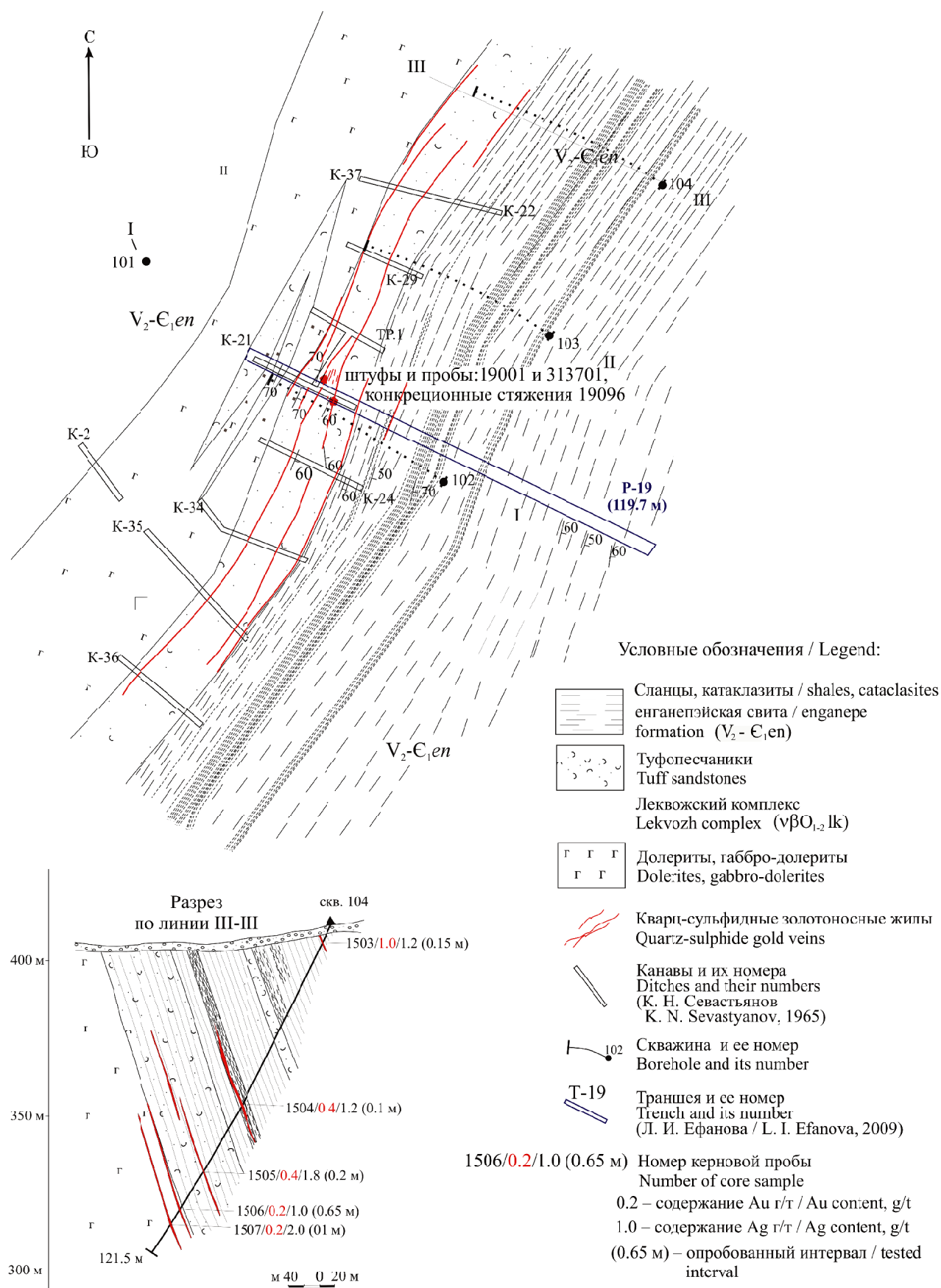


Рис. 2. Геологическое строение рудопоявления Нияхойское-2

Fig. 2. The geological structure of the ore occurrence Niyahoy-2



Химический состав типичных минералов проявления Нияхойское-2 (мас. %)

The chemical composition of typical minerals Niyahoy-2 occurrence (wt. %)

Минерал Mineral	Au	Ag	Hg	Fe	Pb	Zn	Co	Cu	Cd	Bi	Sb	As	S	Сумма Total
Арсенопирит Arsenopyrite	-	-	-	34.76	-	-	-	-	-	-	-	43.01	22.21	99.98
	-	-	-	34.38	-	-	-	-	-	-	-	46.28	18.93	99.59
	-	-	-	33.95	-	-	1.39	-	-	-	-	45.57	20.69	101.59
	-	-	-	32.51	-	-	3.73	-	-	-	-	43.96	17.71	97.91
Пирит Pyrite	-	-	-	49.50	-	-	-	-	-	-	-	-	49.79	99.29
	-	-	-	45.50	-	-	-	-	-	-	-	1.46	53.74	100.70
Халькопирит Chalcopyrite	-	-	-	31.94	-	-	-	35.33	-	-	-	-	32.45	99.72
Тетраэдрит Tetrahedrite	-	4.84	-	7.38	-	0.56	-	32.81	-	-	29.69	-	24.72	100.00
	-	2.85	-	5.50	-	2.25	-	34.41	-	-	29.40	0.51	24.92	99.85
	-	2.16	-	5.22	-	3.31	-	35.68	-	-	29.01	-	25.06	100.43
	-	-	-	4.93	-	2.50	-	37.55	-	-	29.58	-	24.92	99.48
Тетраэдрит (включ. в Ару) Tetrahedrite (in arsenopyrite)	-	2.61	-	10.6	-	-	-	30.79	-	-	25.93	6.63	24.03	100.59
	-	3.19	-	6.83	-	1.41	-	34.01	-	-	28.59	0.60	24.57	99.20
Тетраэдрит (включ. в Ру) Tetrahedrite (in pyrite)	-	2.78	-	5.69	-	1.76	-	35.09	-	-	28.83	-	25.01	99.16
	-	1.81	-	11.29	-	1.21	-	32.47	-	-	25.21	-	27.48	99.47
Сульфосоли Pb и Cu с Bi Sulfosalts of Pb and Cu with Bi	-	-	-	0.91	44.47	-	-	2.25	-	27.01	9.59	-	14.42	98.65
	-	-	-	0.72	36.59	-	-	2.54	-	33.76	9.33	0.55	15.81	99.32
	-	-	-	0.85	37.54	-	-	2.29	-	32.86	9.19	0.60	16.00	99.34
Сфалерит Sphalerite	-	-	-	7.34	-	60.08	-	-	0.97	-	-	-	31.75	100.14
Сам. Висмут Bismuth	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99.99	-	-	-	99.99
Ковеллин Coveline	-	0.89	-	1.24	-	-	-	64.32	-	-	-	-	32.99	99.43
	-	1.64	-	2.55	-	-	-	60.46	-	1.78	-	-	32.33	98.77
Ковеллин* Coveline*	-	1.38	-	2.56	-	-	-	61.63	-	-	-	-	33.55	99.12
Самородное золото Native gold	78.12	19.81	1.57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99.50
	69.05	22.55	7.60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99.20
	86.46	13.12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	99.58

Примечание. *Ковеллин в виде каемок на халькопирите; Ару — арсенопирит, Ру — пирит. Количество анализов: Ару (104), Ру (16), Сру (10), Ттр (45),Slf (24), Sph (13), сам. Bi (2), Kov (10), Au (150). Сокращения названий минералов см. на рис. 3.

Note. *Covellite as rims on chalcopyrite; Apy — arsenopyrite, Py — pyrite. Number of analyzes: Apy (104), Py (16), Cpy (10), Ttr (45), Slf (24), Sph (13), сам. Bi (2), Kov (10), Au (150). Abbreviations for minerals see Fig. 3.

As/S в арсенопирите меньше или близко к единице, варьируя от 0.87 до 0.99. Вероятно, дефицит As в арсенопирите связан с окислением руд, выносом элемента и переотложением его в виде скородита. Арсенопирит часто содержит микровключения золота (рис. 3, k) и других сульфидов. В зерне Со-арсенопирита присутствуют микронные выделения золота, галенита и сульфосоли свинца и меди с висмутом. Арсенопирит также встречается в виде микровключений в пирите размером около 10 мкм (рис. 3, h).

Пирит в рудах встречается в подчиненном количестве и распределен неравномерно, образуя мелкие гнезда или полосы в арсенопиритовом агрегате. Формирует кристаллы кубической формы, слегка притупленные гранями октаэдра (рис. 3, b), или гипидиоморфные и изометричные выделения размером до 100 мкм и их агрегаты (рис. 3, c, e). Состав пирита близок к теоретическому, но во многих случаях обнаруживается дефицит серы, связанный с окисле-

нием минерала (табл.). Примерно в 40 % проанализированных зерен пирита установлено присутствие примеси As в количестве от 0.57 до 1.46 мас. % (табл.). В отдельных анализах в составе пирита фиксируются Zn и Pb, что обусловлено, вероятно, влиянием присутствующих в нем микровключений сфалерита и галенита. Пирит часто насыщен микровключениями сульфидов — сфалерита, галенита, тетраэдрита, арсенопирита и золота (рис. 3, b, d, h, i).

Тетраэдрит образует ксеноморфные выделения удлиненной или близкой к изометричной формы в ассоциации с арсенопиритом, халькопиритом, пиритом и золотом или приурочен к скородиту (рис. 3, c, l). Размер зерен колеблется от 30 до 500 мкм, относительно крупные (150—200 мкм) встречаются достаточно часто. Зерна разбиты трещинами, которые заполнены скородитом. Тетраэдрит в виде микровключений размером от 1—2 до 50 мкм отмечается в арсенопирите, реже в пирите, и образует изомет-

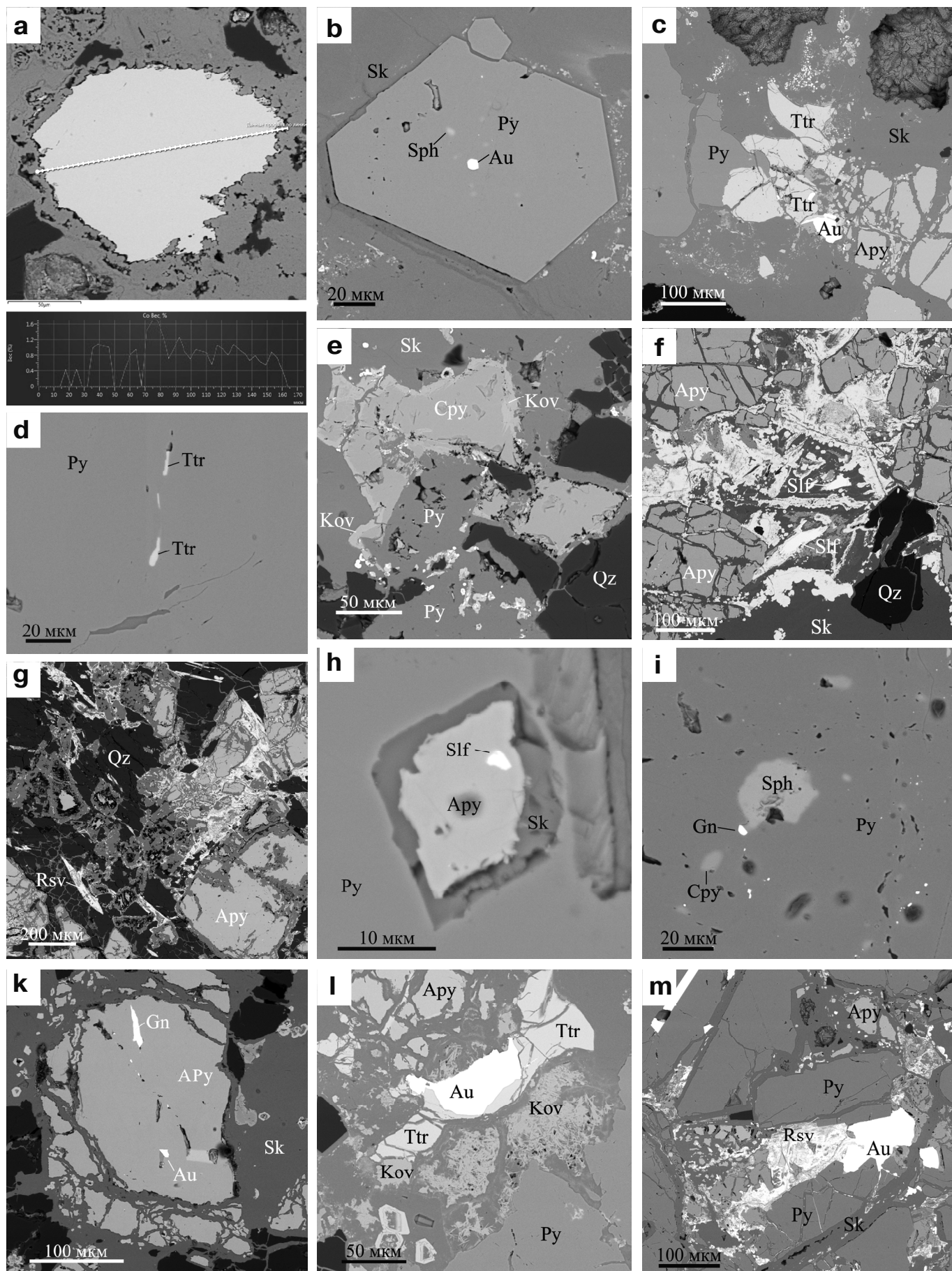




Рис. 3. Минералогия руд проявления Нияхойское-2: а — арсенопирит и распределение в нем Co; б — кристалл As-пирита с включениями золота и сфалерита; с — пирит в ассоциации с тетраэдритом, золотом, арсенопиритом и скородитом; d — микровключения тетраэдрита в пирите; е — халькопирит; f — сульфосоли (айкинит); g — псевдоморфоза по айкиниту; h — включение сульфосоли в арсенопирите; i — включения сфалерита, галенита и халькопирита в пирите; k — галенит, золото и тетраэдрит в арсенопирите; l — ковеллин; m — золото в ассоциации с оксисульфосолями (Rsv), пиритом, арсенопиритом и скородитом. Изображения в обратноотраженных электронах. Сокращения названий минералов: Ару — арсенопирит, Ру — пирит, Сру — халькопирит, Ттр — тетраэдрит,Slf — сульфосоли Cu и Pb, Sph — сфалерит, Gn — галенит, Qz — кварц, Sk — скородит, Kov — ковеллин, Rsv — рузвельтит, Au — золото

Fig. 3. Mineralogy of ores in occurrence Niyahoy-2: a — arsenopyrite and Co distribution in it; b — a crystal of As-pyrite with inclusions of gold and sphalerite; c — pyrite in association with tetrahedrite, gold, arsenopyrite and scorodite; d — microinclusions of tetrahedrite in pyrite; e — chalcopyrite; f — sulfosalt (aikinit); g — pseudomorphosis by aikinitis; h — inclusion of sulfosalts in arsenopyrite; i — inclusions of sphalerite, galena and chalcopyrite in pyrite; k — inclusions of galena, gold and tetrahedrite in arsenopyrite; l — covellite; m — gold in association with hydroxy sulfosalts (Rsv), pyrite, arsenopyrite and scorodite. Images in BSE. Abbreviations for minerals: Apy — arsenopyrite, Py — pyrite, Cpy — chalcopyrite, Ttr — tetrahedrite, Slf — sulfosalts Cu and Pb, Sph — sphalerite, Gn — galena, Qz — quartz, Sk — scorodite, Kov — covellite, Rsv — rooseveltite, Au — gold

ричные или удлиненные выделения, часто вытянутые в цепочки (рис. 3, d), или тонкие просечки, пересекающие все зерно арсенопирита или пирита. В составе тетраэдрита постоянно присутствует примесь Fe (4.71–7.38 мас. %, среднее — 5.39 мас. %), Zn (0.56–3.31 мас. %, среднее — 2.21 мас. %), Ag (0.91–4.84 мас. %, среднее — 2.36 мас. %). Иногда фиксируется As в незначительных количествах (0.51–0.83 мас. %), но его наличие связано с влиянием сопутствующих арсенопирита и скородита (табл.). Состав микровключений тетраэдрита практически не отличается от его самостоятельных выделений, хотя если это включения в арсенопирите, то в анализе всегда присутствует As (0.6–6.63 мас. %) за счет вмещающей матрицы, а если в пирите, то As не фиксируется, но отмечается повышенное количество Fe (табл.). Это говорит о том, что состав блеклой руды соответствует практически чистому тетраэдриту с повышенным содержанием Zn и Ag. Усредненная эмпирическая формула тетраэдрита — $(\text{Cu}_{9.04} \text{Fe}_{1.64} \text{Zn}_{0.57} \text{Ag}_{0.44})_{11.69} \text{Sb}_{4.03} \text{S}_{12.97}$. В руде минерал распределен крайне неравномерно.

Халькопирит представлен ксеноморфными выделениями удлиненной формы размером от 10 до 50 мкм, встречается в контакте с золотом, тетраэдритом и в скородите (рис. 3, e). Халькопирит часто встречается и в виде микровключений (до 10 мкм) в арсенопирите и пирите (рис. 3, i). Состав халькопирита соответствует теоретической формуле, примесей не установлено (табл.). Во многих случаях по халькопириту развивается ковеллин (рис. 3, e).

Сульфосоли свинца и меди. В тесной ассоциации с сульфидами, изредка в кварце обнаружены немногочисленные выделения, как правило удлиненной формы, размером от 6 до 200 мкм (редко, рис. 3, f), которые по химическому составу близки к сульфосолям свинца и меди с висмутом и сурьмой (табл.). Проанализированные выделения сульфосолой имеют переменный состав со значительными вариациями содержаний основных элементов. Наиболее корректные микрозондовые анализы минералов более-менее удовлетворительно пересчитываются на формулу айкинита $\text{Pb}_{0.95} (\text{Cu}_{0.19} \text{Fe}_{0.08})_{0.27} (\text{Bi}_{0.85} \text{Sb}_{0.41} \text{As}_{0.01})_{1.27} \text{S}_{2.70}$. В зоне окисления сульфосоли неустойчивы, по ним образуются псевдоморфозы оксисульфосолой, составы которых изменчивы, но наиболее близки к рузвельтиту (рис. 3, g). Включения сульфосолой размером от 2 до 10 мкм (максимум) часто отмечаются в арсенопирите и пирите, образуя изометричные или удлиненные, одиночные (рис. 3, h) или групповые (облакообразные) вы-

деления. Из-за малых размеров включений и сильного влияния матрицы вмещающего минерала (арсенопирита или пирита) точная идентификация сульфосолой затруднительна, однако они вполне уверенно диагностируются по набору элементов (Pb, Bi, Sb, S).

Самородный висмут отмечается в виде включений (3–10 мкм) в кварце, очень редко (единичная находка).

Остальные минералы встречаются редко и обнаружены только в виде микровключений в арсенопирите или скородите, пирите и кварце.

Сфалерит образует только микровключения изометричной формы, размером до 10 мкм в пирите (рис. 3, i). Точный состав минерала определить затруднительно, так как из-за малого размера выделений матрица пирита оказывает сильное влияние на содержание Fe, но, вероятно, его количество может достигать 7.34 мас. % (табл.). Часто фиксируется примесь Cd (0.37–0.97 мас. %), иногда Cu (до 2.47 мас. %), что может указывать на твердый раствор — сфалерит-халькопирит. В рудах встречается редко, только на участках зоны 4, обогащенных пиритом.

Галенит также установлен только в виде микровключений в пирите и арсенопирите. Он образует либо отдельные включения размером 1–2 мкм, максимум до 50 мкм (рис. 3, k), либо целую россыпь включений такого же размера. Как правило, в ассоциации с ним в этом же зерне пирита или арсенопирита находятся микровключения других сульфидов — сфалерита, халькопирита, тетраэдрита, часто и золота (рис. 3, i, k).

Скородит. Главный и широко распространенный минерал зоны окисления. Он образует сплошные зернистые массы и выполняет прожилки в сульфидах (рис. 3, c, e, f, k, m). Состав скородита, как правило, соответствует теоретической формуле, но часто в качестве примесей отмечаются Bi (до 2.5 мас. %), Cu (до 0.25 мас. %), Sb (до 0.55 мас. %).

Ковеллин образует каймы на зернах халькопирита толщиной от 1 до 3 мкм (рис. 3, e), реже самостоятельные выделения или скопления игольчатых кристаллов (рис. 3, l). Особенностью состава ковеллина является присутствие в его составе серебра в количестве от 0.49 до 1.80 мас. %, хотя замещаемый им халькопирит не содержит примеси этого элемента (табл.). Спорадически в нем обнаруживается примесь Bi (до 1.84 мас. %).

Кроме того, предыдущими исследователями в рудах проявления Нияхойское-2 установлены пирротин, борнит, халькозин.

Нерудные минералы в массивных жильных рудах представлены кварцем (рис. 3, e, f, g), серицитом и баритом, которые присутствуют в незначительном количестве. Барит зафиксирован в виде единичного выделения удлиненной формы размером 10 мкм в скородите. В его составе обнаружена примесь Sr (1.61–1.91 мас. %).

Золото. Золото ассоциирует с арсенопиритом, пиритом, тетраэдритом, сульфосолями и скородитом (рис. 3, c, h, i, l, m), часто отмечается в виде микровключений в пирите и арсенопирите (рис. 3, b, k). По гранулометрическому составу золото этих руд относится к тонкодисперсному и пылевидному (50 %), очень мелкому и мелкому (38 %), но встречается и золото средней крупности (12 %). В рудах присутствуют как свободное золото, так и его микровключения размером 3–10 мкм в арсенопирите (или скородите), реже в пирите. По морфологическим особенностям среди свободного золота преобладают ксеноморфные формы (пластинчатые, чешуйчатые, комковидные — 78 %), встречаются дендритоиды и частично ограниченные частицы (2 %) (рис. 4).

Химический состав золота изменчив. Основными элементами-примесями являются Ag и Hg. Содержание Ag

колеблется от 7.11 до 22.61 мас. %, Hg — от 1.23 до 8 мас. %, но в 60 % анализов Hg не обнаружена (табл.). Пробность золота соответственно варьирует от 643 до 898 ‰. Преобладает умеренно высокопробное золото (73 %), доля относительно низкопробного золота — 22 % и низкопробного — 5 % (рис. 5). Анализ состава на поверхности золотин показал, что большинство из них имеют более низкопробные оболочки (700–800 ‰ — 64 %), характерные для коренного золота [5], и лишь незначительная его доля (около 12 %) была преобразована гипергенными процессами (рис. 5).

В 6.5 км южнее проявления Нияхойское-2 находится месторождение Верхняяюское-2 жильного типа, сравнение с которым как с эталонным объектом необходимо провести.

Минеральный состав руд всех рудных зон месторождения Верхняяюское-2 однотипен, но различается по соотношению рудных и жильных минералов. На месторождении выделяют две стадии рудообразования: раннюю — золото-пирит-арсенопиритовую, и позднюю — золото-галенит-халькопирит-сфалеритовую [3]. Главными рудными минералами ранней стадии являются арсенопирит и

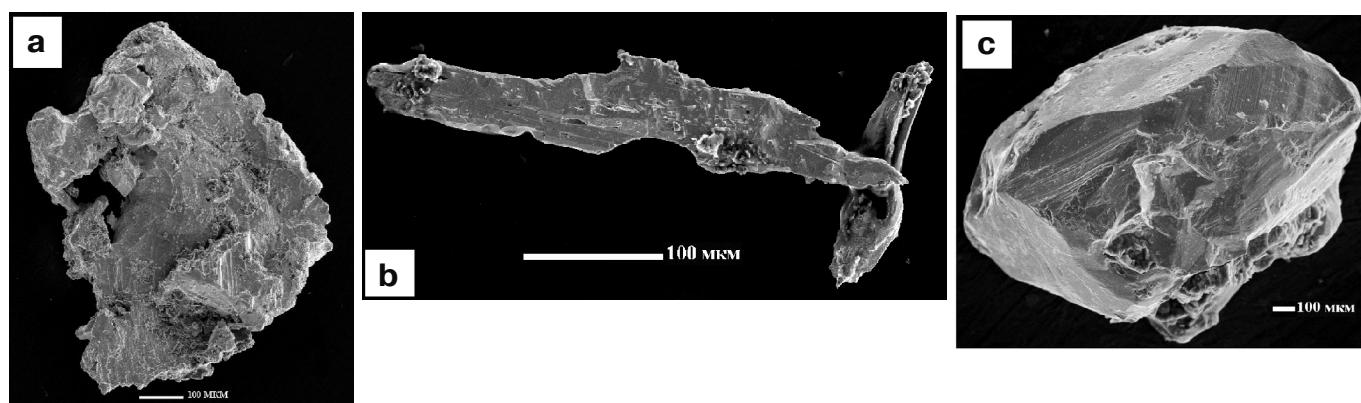


Рис. 4. Основные морфологические типы золота: а — пластинчатое, б — стержневидное (дендритоид), с — гемиидиоморфное

Fig. 4. The main morphological types of gold: a — lamellar, b — rod-shaped (dendritoid), c — hemiidiomorphic

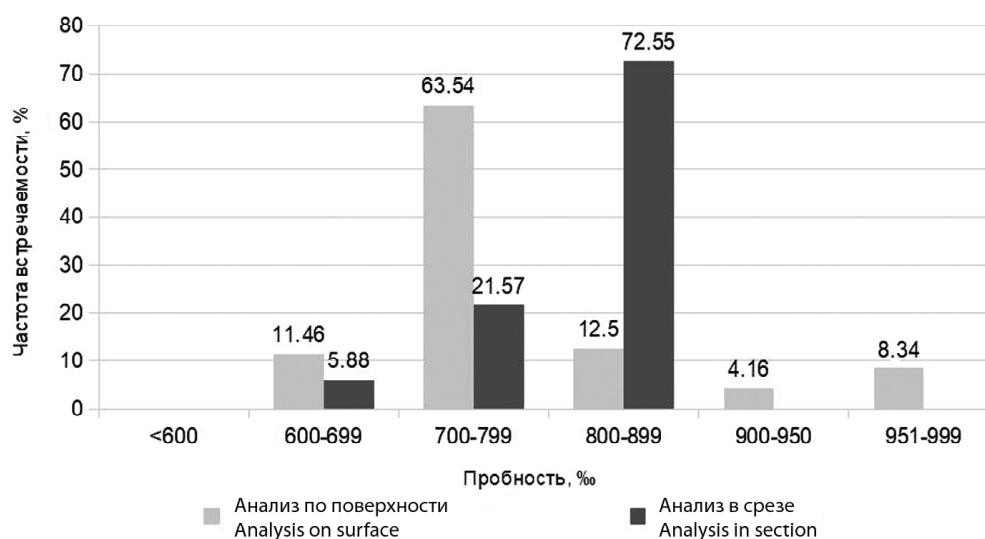


Рис. 5. Распределение пробности золота на поверхности и в срезе золотин

Fig. 5. Distribution of fineness of gold on the surface and in the section of gold



пирит. Важной особенностью месторождения является устойчивое обогащение пирита примесью мышьяка. Высокотекное золото присутствует в виде микровключений в арсенопирите и пирите (Au — 80–90 мас. %, Ag — 10–20 мас. %). Главными минералами поздней стадии являются галенит, халькопирит и сфалерит. Редкие минералы представлены фрейбергитом, ауриститом, самородным висмутом, гисенитом [3]. Золото поздней стадии связано со сфалеритом и халькопиритом, его пробность варьирует в широких пределах (314–895 ‰), преобладает низкопробное золото, его типоморфным признаком является примесь ртути [3]. К особенностям руд этого месторождения относится присутствие минералов висмута и серебро-содержащих блеклых руд.

Проявление Нияхое-2 принадлежит единому Нияхое-2 золоторудному узлу, включающему месторождение Верхне-Нияхое-2 жильного типа. Жильные руды проявления Нияхое-2 имеют аналогичный минеральный состав, главным рудным минералом является арсенопирит, пирит присутствует в подчиненном количестве. В них обнаружен весь набор рудных минералов, характерный для поздней стадии рудообразования месторождения Верхне-Нияхое-2, но за исключением халькопирита, тетраэдрита (часто серебро-содержащего), сульфосоединений свинца и меди, такие минералы, как сфалерит и галенит, встречаются только в виде микровключений в арсенопирите (или скородите), пирите и кварце. Вероятно, поздняя стадия минерализации (золото-галенит-халькопирит-сфалеритовая) на Нияхое-2 проявилась в незначительной степени. Отметим большую распространенность тетраэдрита и сульфосоединений свинца и меди с висмутом и продуктов их гипергенного изменения на проявлении Нияхое-2. Особенностью руд является присутствие сурьмяной разновидности блеклых руд, в целом характерной для месторождений Уральско-Новоземельской провинции [7]. На месторождении Верхне-Нияхое-2 самородное золото представлено золотосеребряными сплавами, характеризующимися большим размахом в соотношениях золота и серебра (содержание Ag — от 10 до 65 мас. %), а ртуть в содержаниях 1–3 мас. % постоянно фиксируется в низкопробном золоте, кюстелите и золотистом серебре. На Нияхое-2 состав золота отличается более узким интервалом вариаций, существенно преобладает умеренно высокотекное золото, примесь ртути фиксируется реже.

Заключение

Таким образом, несмотря на различия геологического строения рассмотренных объектов, минеральный состав руд жильного типа, включая редкие минералы, и особенности самородного золота проявление Нияхое-2 и месторождение Верхне-Нияхое-2 близки, что может свидетельствовать об их образовании в единой гидротермальной системе и характеризовать вертикальную или латеральную зональность оруденения. При этом Нияхое-2, по-видимому, относится к верхней части рудной колонны, на что указывают аномалии бария и стронция в рудах.

Работа выполнена по теме НИР госзадания (ГРН № АААА-А17-117121270036-7) ИГ Коми НЦ УрО РАН и при частичной поддержке проекта № 18-5-5-57 УрО РАН.

Литература

1. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000, лист Q-41-XI, 2005.
2. Ефанова Л. И., Симакова Ю. С., Артеева Т. А., Донцов А. Б. Мезозойско-кайнозойские коры выветривания на хребтах Манитаньрд и Енганепэ // Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН, 2009. Вып. 125. С. 29–38.
3. Кузнецов С. К., Майорова Т. П., Сокерина Н. В., Филиппов В. Н. Золоторудная минерализация Верхне-Нияхое-2 месторождения на Полярном Урале // Записки РМО. 2011. Ч. CXXX. № 4. С. 58–71.
4. Майорова Т. П., Ефанова Л. И. Новые данные по золотоносности кряжа Манитаньрд — Нияхое-2 // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 204–206.
5. Мурзин В. В., Малюгин А. А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.
6. Сазанов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала: 2-е изд., испр. и доп. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. 622 с.
7. Силаев В. И., Тихомирова В. Д., Яковлева О. А., Герасимов А. Ю. Блеклые руды гидротермальных месторождений севера Уральско-Новоземельской провинции // ЗВМО. 1986. Ч. 115. Вып. 2. С. 177–191.

References

1. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta masshtaba 1:200 000, list Q-41-XI (State geological map of scale 1: 200 000, sheet Q-41-XI), 2005.
2. Efanova L. I., Simakova Iu. S., Arteeve T. A., Dontcov A. B. Mezozoisko-kainozoiskie kory vyvetrivanii na khrebtakh Manitanyrd i Enganepe (Mesozoic-Cenozoic weathering crusts on the Manitanyrd and Enganepe). Proceedings of Institute of Geology Komi SC UB RAS, 2009, 125, pp. 29–38.
3. Kuznetsov S. K., Mayorova T. P., Sokerina N. V., Philippov V. N. Zolotorudnaya mineralizatsiya Verkhneniiauskogo mestorozhdeniia na Poliarnom Urale (Gold ore mineralization of the Verkhniyay deposit on the Polyarny Ural). Proceedings of RMS, 2011, Part CXXX, No. 4, pp. 58–71.
4. Mayorova T. P., Efanova L. I. Novye dannye po zolotonosnosti kriazha Manitanyrd Niihoiskoe rudnoe pole, proiavlenie Niihoiskoe-2 (New data on the gold content of the ridge Manitanyrd - Niyahoyskoe ore field, manifestation of Niyahoyskoye-2). In: *Geologiya i mineralnye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii* (Geology and Mineral Resources of the European Northeast of Russia): Proceedings of conference. V. 3, Syktyvkar: Institute of Geology Komi SC UB RAS, 2019, pp. 204–206.
5. Murezin V. V., Malyugin A. A. Tipomorfizm zlota zony gipergenez (na primere Urala) (Typomorphism of gold in the zone of hypergenesis (on Ural example)). Sverdlovsk: UNC USSRAS, 1987, 96 pp.
6. Sazanov V. N., Ogorodnikov V. N., Koroteev V. A., Polenov Yu. A. Mestorozhdeniya zlota Urala (Ural gold deposits). Ekaterinburg: USMGA, 2001, 622 p.
7. Silaev V. I., Tihomirova V. D., Iakovleva O. A., Gerasimov A. Yu. Bleklye rudy gidrotermalnykh mestorozhdenii severa Uralsko-Novozemelskoi provintcii (Faded ores of hydrothermal deposits in the north Ural-Novaya Zemlya provinces). Proceedings of RMS, 1986, 115, 2, pp. 177–191.



ИЗ ОПЫТА ПРЕПОДАВАНИЯ. I. СИММЕТРИЯ — ДИССИММЕТРИЯ — АНТИСИММЕТРИЯ

Ю. Л. Войтеховский¹, Д. Г. Степенщиков²

¹Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург; *Voytekhoyskiy_YuL@pers.spmi.ru*

²Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; *stepen@geoksc.apatity.ru*

Статья посвящена обсуждению логической связи концепций симметрии, диссимметрии и антисимметрии в университетском курсе кристаллографии. Связь симметрии и диссимметрии довольно наглядна, чего нельзя сказать о связи диссимметрии и антисимметрии. На примере выпуклых полиэдров авторы определяют антисимметрию как радикальную диссимметрию, т. е. перевод всех граней полиэдра вдоль нормалей по другую сторону от начала координат. Этот методический приём связывает все три концепции и ведёт к дальнейшему развитию теории.

Ключевые слова: симметрия, диссимметрия, антисимметрия.

The 350th anniversary of the book by N. Stenon and the 90th anniversary of the article by H. Heesh

FROM TEACHING EXPERIENCE. I. SYMMETRY — DISSYMMETRY — ANTISYMMETRY

Yu. L. Voytekhoyskiy¹, D. G. Stepenshchikov²

¹Saint-Petersburg Mining University, Saint-Petersburg

²Geological Institute KSC RAS, Apatity

The article is devoted to the discussion of the logical connection of the concepts of symmetry, dissymmetry and antisymmetry in the university course of crystallography. The link between symmetry and dissymmetry is quite obvious, which cannot be said about the link between dissymmetry and antisymmetry. On the example of convex polyhedra, antisymmetry is defined as radical dissymmetry, i. e. translation of all faces of the polyhedron along the normals on the other side of the origin. This methodical technique unites the three concepts and leads to the further development of the theory.

Keywords: symmetry, dissymmetry, antisymmetry.

Введение

В 1993—1999 гг. в «Записках ВМО» были опубликованы 16 статей Д. П. Григорьева под названием «Из опыта преподавания минералогии», 15 из них изданы Н. П. Юшкиным отдельной книгой [2] в издательстве «Гео-принт». Значение этого цикла, написанного одним из создателей современной минералогии, трудно переоценить, поскольку в нём обсуждаются наработанные десятилетиями методические приёмы преподавания. Авторы статьи призывают коллег продолжить цикл Д. П. Григорьева под более общим названием — «Из опыта преподавания», имея в виду все дисциплины, уместные на страницах «Вестника института геологии Коми НЦ УрО РАН».

«Одним из существенных условий прогресса знаний является объединение и совместное изучение всех тех явлений, которые явно имеют в себе общую сторону. Изучая их именно с этой стороны, мы, несмотря на несхожесть их в других отношениях, сливаем их в один объект знания <...>. Только прогрессируя в таком объединении знания, мы при нашем ограниченном уме, продолжительности жизни и других несовершенствах нашей природы, можем в единичном интеллекте совместить знания, которые при индивидуальном исследовании явлений представлялись бы неизмеримыми, необъятными и даже прямо безграничными. <...> Мы явно шли бы навстречу полному разъединению и непониманию друг друга, если бы познание основных начал сходства знаний самого разнообразного рода <...> не облегчало бы схватывания интеллектом всё большего умственного материала в связи с более совершенной организацией этого материала» [6, с. 3].

В указанном аспекте далее обсуждаются концепции симметрии, диссимметрии и антисимметрии. Связь первых двух достаточна наглядна, чего нельзя сказать о третьей. Диссимметрия (по П. Кюри) — исчезновение некоторых элементов симметрии [3, 7, 10]. Но антисимметрия определяется как симметрия плюс «перекрашивание», то есть радикальное изменение физического свойства тела [9, 11]. Физическое свойство возникает здесь неожиданно. Авторы предлагают иной логический приём, не выводящий за рамки геометрической кристаллографии, «сливающий в один объект знания» все три концепции и допускающий развитие теории.

Ровно 350 лет назад Н. Стенон впервые сформулировал закон постоянства углов между соответственными гранями кристаллов — один из краеугольных камней кристаллографии [5, 12]. Но подоплёка этого закона — видимое искажение формы кристалла при движении граней вдоль нормалей, о чём и идёт речь в статье. В следующем году исполнится 90 лет с выхода в свет основополагающей статьи Г. Хееша об антисимметрии. Авторы определяют её, используя всё то же движение граней вдоль нормалей. Так связываются две концепции, отстоящие в истории кристаллографии на 260 лет. Это побудило авторов посвятить статью обеим датам.

Симметрия — диссимметрия

Концепция диссимметрии вводится в университетском учебнике [4, с. 135—138] как понижение симметрии кристалла (выпадение некоторых её элементов), если его точечная группа симметрии (т.г.с.) не вкладывается, с учётом ориентировок элементов симметрии, в предельную



группу симметрии среды. Здесь следует подчеркнуть, что искажение идеальной формы кристалла определено различным развитием граней простой формы, а последнее — различной скоростью их роста. Высшее достижение в анализе искажённых простых форм — полное перечисление ложных простых форм 1-го рода (подформ) в каждом из 32 классов симметрии [8]. Принцип перечисления — систематическая декомпозиция каждой идеальной простой формы в совокупность таковых с меньшим числом граней.

Авторы подошли к решению той же проблемы иначе. В статьях [13, 14] дано определение реальной кристаллографической простой формы (р.к.п.ф.) как выпуклого полиэдра, ограниченного некоторыми гранями исходной простой формы, находящимися в правильной ориентации, но на любом расстоянии от начала координат. Компьютерное перечисление р.к.п.ф. для любых простых форм и их комбинаций дало инструмент для описания полного разнообразия диссимметричных кристаллов [1]. Так, октаэдр порождает 33 комбинаторно различных р.к.п.ф., ромбододекаэдр — 625, комбинация куба и октаэдра — 77657. В целом число р.к.п.ф. растёт с числом непараллельных граней и различных межгранных углов в исходной простой форме. Это огромное, но исчислимое разнообразие форм — тот ресурс, из которого природа выбирает реализации, сообразуясь с физической целесообразностью. В указанных случаях все р.к.п.ф. по необходимости относятся к подгруппам предельно высокой т.г.с. $m\bar{3}m$. В общем случае вопрос о соотношениях т.г.с. исходной простой формы (их комбинации) и её р.к.п.ф. не изучен.

Диссимметрия — антисимметрия

Концепция антисимметрии вводится в учебнике [4, с. 187—188] как композиция симметрии и «перекрашивания» (например, отображение одного индивида на другой при описании двойников, переход от «положительного» кристалла к «отрицательному» и т. д.). Покажем, как она вытекает из концепции диссимметрии.

При генерировании р.к.п.ф. движение граней вдоль нормалей допускалось лишь вовне, что моделировало анизотропный рост кристалла. Но что будет, если переместить все грани вдоль нормалей на другую сторону от начала координат (назовём это радикальной диссимметризацией), для определённости — на то же расстояние? Если исходный полиэдр не содержит элементов симметрии 2-го рода, то полученный полиэдр энантиоморфен исходному. А с учётом изменения ориентировок нормалей к граням на противоположные он даже антисимметричен исходному (эвертирован, от англ. *to evert* — «выворачивать наизнанку»). В противном случае полученный полиэдр геометрически совместим с исходным, но «перекрашен», по А. В. Шубникову (рис. 1).

Подчёркнём, что эверсия не тождественна инверсии: эвертированный полиэдр отличен от инвертированного противоположными ориентировками нормалей к граням. Таким образом, концепция антисимметрии логично следует из диссимметрии, не требуя привлечения «цвета» как физического свойства. Его роль играет ориентировка нормалей к грани полиэдра, оставляя рассуждение в рамках геометрической кристаллографии.

Частично эвертированные полиэдры

Усложним задачу, разрешив перемещать на другую сторону от начала координат любое число граней исходного полиэдра на любые расстояния. Полученные полиэдры назовём частично эвертированными. Для примера

рассмотрим те же тригональные трапецеэдр (32) и дипирамиду ($\bar{6}m2$). Первый имеет лишь элементы симметрии 1-го рода, второй — 1-го и 2-го рода. Из тригонального трапецеэдра получим 63 комбинаторно различных полиэдра: один с шубниковской т.г.с. m' , остальные классические 1 и 2. Из тригональной дипирамиды получим 36 комбинаторно различных полиэдров: три с шубниковскими т.г.с. $2'2'2$, $2'$ и $mm'2'$, остальные — классические 1, 2 и m . Изображения всех полиэдров даны в статье [15], с шубниковскими т.г.с. — на рис. 2. Как связаны т.г.с. полученных антисимметричных и исходных полиэдров?

Комбинированные полиэдры

Очевидно, одна часть граней антисимметричных полиэдров взята из граней исходного, другая — из граней эвертированного полиэдра. В целом антисимметричные полиэдры составлены из граней комбинированного (исходный плюс эвертированный) полиэдра, обладающего инверсионной шубниковской т.г.с. При этом исходный и эвертированный полиэдры гемиедричны по отношению к комбинированному. Теперь ясно, что m' — подгруппа шубниковской т.г.с. тригонального скаленоэдра ($3'm'$), порождаемого тригональным трапецеэдром, а $2'2'2$, $2'$ и $mm'2'$ — подгруппы шубниковской т.г.с. гексагональной дипирамиды ($6/mmm'$), порождаемой тригональной дипирамидой (рис. 3).

Закключение

Таким образом, концепция антисимметрии выводится не только из концепции симметрии добавлением цвета (физического свойства) фигуры, но и из концепции диссимметрии, где роль цвета играет ориентировка нормалей к грани полиэдра. Такая трактовка интересна тем, что не выводит рассуждение о симметрии, диссимметрии и антисимметрии из области геометрической кристаллографии, позволяя ограничиться движениями граней вдоль

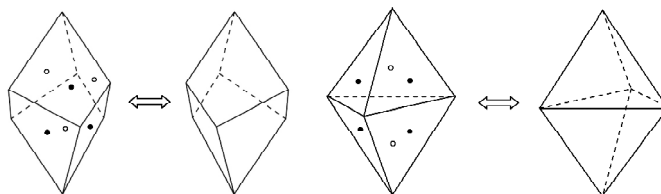


Рис. 1. Антисимметричный тригональный трапецеэдр (слева) и перекрашенная тригональная дипирамида (справа). Внутренние нормали показаны чёрными (на передних гранях) и белыми (на задних гранях) кружками, внешние нормали не показаны

Fig. 1. Antisymmetric trigonal trapezohedron (left) and trigonal dipyramid painted the opposite color (right). The internal normals are marked black (on front facets) and white (on back facets) circles, the external normals are not marked

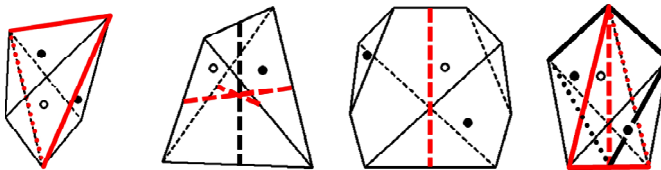


Рис. 2. Антисимметричные полиэдры, полученные из тригонального трапецеэдра (слева, m') и тригональной дипирамиды (справа, $2'2'2$, $2'$, $mm'2'$). Плоскости и оси антисимметрии показаны красным цветом

Fig. 2. Antisymmetric polyhedra derived from a trigonal trapezohedron (left, m') and a trigonal dipyramid (right, $2'2'2$, $2'$, $mm'2'$). The planes and axes of antisymmetry are marked red

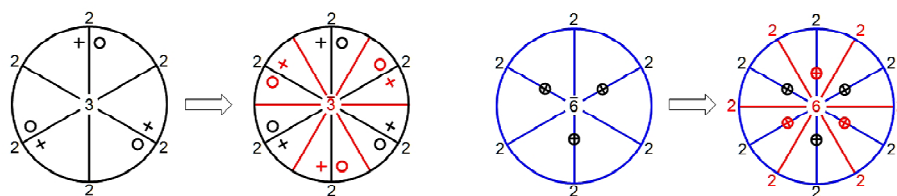


Рис. 3. Исходные, эвертированные и комбинированные выпуклые полиэдры на стереографических проекциях. Тригональный трапецоэдр (т.г.с. 32) порождает дитригональный скаленоедр (т.г.с. $3'm'$, слева), тригональная дипирамида (т.г.с. $6m2$) порождает гексагональную дипирамиду (т.г.с. $6/mmm'$, справа). Грани даны чёрными (исходные) и красными (эвертированные) крестиками (передняя полусфера) и кружками (задняя полусфера). Оси симметрии ($2, 3, 6$) и антисимметрии ($2, 3, 6$) показаны чёрными и красными цифрами, плоскости симметрии и антисимметрии — синими и красными линиями соответственно

Fig. 3. The initial, everted and combined convex polyhedra in the stereographic projections. A trigonal trapezohedron (s.p.g. 32) generates a ditrigonal scalenohedron (s.p.g. $3'm'$, left), a trigonal dipyrmaid (s.p.g. $6m2$) generates a hexagonal dipyrmaid (s.p.g. $6/mmm'$, right). The facets are indicated by black (initial) and red (everted) crosses (front hemisphere) and circles (back hemisphere). The axes of symmetry ($2, 3, 6$) and antisymmetry ($2, 3, 6$) are marked black and red figures, while the planes of symmetry and antisymmetry are marked blue and red respectively

нормалей. Рассуждения потребовали введения новых понятий: радикальной диссимметризации, (частично) эвертированного и комбинированного полиэдров, предлагаемых к обсуждению.

Авторы благодарят рецензентов за высокопрофессиональные замечания, способствующие развитию темы.

Работа частично выполнена в рамках темы НИР 0226-2019-0052 Геологического института КНЦ РАН.

Литература

1. Войтеховский Ю. Л., Степенищikov Д. Г. Реальные кристаллографические простые формы // Зап. ВМО. 2004. № 2. С. 112—120.
2. Григорьев Д. П. Рассуждения о минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 88 с.
3. Кюри П. О симметрии в физических явлениях: симметрия электрического и магнитного полей // Избр. труды. М.: Наука, 1966. С. 95—113.
4. Попов Г. М., Шафрановский И. И. Кристаллография. М.: Высшая школа, 1964. 370 с.
5. Стенон Н. О твёрдом, естественно содержащемся в твёрдом. Л.: Изд-во АН СССР, 1957. 152 с.
6. Фёдоров Е. С. Новая геометрия как основа черчения. СПб.: Экон. типолитография, 1907. 135 с.
7. Шафрановский И. И. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды // Зап. ВМО. 1954. № 3. С. 198—211.
8. Шафрановский И. И., Шафрановский Г. И. Таблицы ложных простых форм искажённых кристаллов // Зап. ЛГИ. 1977. Т. 74. Вып. 2. С. 15—65.
9. Шубников А. В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 172 с.
10. Curie P. Sur la symetrie dans les phenomenes physiques, symetrie dun champ electrique et dun champ magnetique. J. de Physique, 1894, V. 3, No. 3, pp. 393—416.
11. Heesch H. Über die vierdimensionalen Gruppen des dreidimensionalen Raumes. Z. Krist. 1930, Bd. 73, S. 325—345.
12. Scherz G. Pionier der Wissenschaft. Niels Stensen in seinen Schriften. Copenhagen: Munksgaard, 1963, 348 pp.
13. Voytekhovskiy Y. L. On the real crystal octahedra. Acta Cryst., 2002, A58, pp. 622—623.
14. Voytekhovskiy Y. L., Stepenshchikov D. G. On the real crystal rhombododecahedra. Acta Cryst., 2004, A60, pp. 582—584.
15. Voytekhovskiy Y. L., Stepenshchikov D. G. Etudes on convex polyhedra. Novel evidence of antisymmetry // Mathematical investigations in natural sciences. Proc. XIV All-Rus. Sci. School. Apatity, Oct. 23rd, 2017 г. Apatity: K & M, 2018, pp. 45—50.

References

1. Voytekhovskiy Y. L., Stepenshchikov D. G. *Real'nyye kristallograficheskiye prostyye formy* (Real crystal simple forms). Zap. VMO. (Proc. Rus. Miner. Soc.). 2004, No. 2, pp. 112—120.
2. Grigoriev D. P. *Rassuzhdeniya o mineralogii* (Discourses on mineralogy). Syktyvkar: Geoprint, 1998, 88 pp.
3. Curie P. *O simmetrii v fizicheskikh yavleniyakh: simmetriya elektricheskogo i magnitnogo poley* (On the symmetry in physical phenomena: symmetry of electric and magnetic fields). Selected works. Moscow: Nauka, 1966, pp. 95—113.
4. Popov G. M., Shafranovskiy I. I. *Kristallografiya* (Crystallography). Moscow: Vyshaya shkola, 1964, 370 pp.
5. Stenon N. *O tvordom, yestestvenno soderzhashchemsya v tvordom* (About solid naturally contained in solid). Leningrad: Acad. Sci. USSR, 1957, 152 pp.
6. Fedorov E. S. *Novaya geometriya kak osnova cherecheniya* (New geometry as the basis for drawing). St.Petersburg: Econ. typolithography, 1907, 135 pp.
7. Shafranovskiy I. I. *Vneshnyaya simmetriya real'nykh kristallov i simmetriya pitayushchey sredy* (External symmetry of real crystals and symmetry of the supply medium). Zap. VMO (Proc. Rus. Miner. Soc.), 1954, No. 3, pp. 198—211.
8. Shafranovskiy I. I., Shafranovskiy G. I. *Tablitsy lozhnykh prostykh form iskazhennykh kristallov* (Tables of false simple shapes of distorted crystals). Zap. LGI (Proc. St.Petersburg Mining Institute), 1977, V. 74, No. 2, pp. 15—65.
9. Shubnikov A. V. *Simmetriya i antisimmetriya konechnykh figur* (Symmetry and antisymmetry of finite figures). Moscow: Acad. Sci. USSR, 1951, 172 pp.
10. Curie P. Sur la symetrie dans les phenomenes physiques, symetrie dun champ electrique et dun champ magnetique. J. de Physique, 1894, V. 3, No. 3, pp. 393—416.
11. Heesch H. Über die vierdimensionalen Gruppen des dreidimensionalen Raumes. Z. Krist. 1930, Bd. 73, S. 325—345.
12. Scherz G. Pionier der Wissenschaft. Niels Stensen in seinen Schriften. Copenhagen: Munksgaard, 1963, 348 pp.
13. Voytekhovskiy Y. L. On the real crystal octahedra. Acta Cryst., 2002, A58, pp. 622—623.
14. Voytekhovskiy Y. L., Stepenshchikov D. G. On the real crystal rhombododecahedra. Acta Cryst., 2004, A60, pp. 582—584.
15. Voytekhovskiy Y. L., Stepenshchikov D. G. Etudes on convex polyhedra. Novel evidence of antisymmetry. In: Mathematical investigations in natural sciences. Proc. XIV All-Rus. Sci. School. Apatity, Oct. 23rd, 2017 г. Apatity: K & M, 2018, pp. 45—50.



Хроника, события, факты • Chronicle, events, facts

ВЫСТАВКА ДОСТИЖЕНИЙ И ВОЗМОЖНОСТЕЙ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА РЕСПУБЛИКИ КОМИ «ДОСТОЯНИЕ СЕВЕРА» — 2019

EXHIBITION OF REPUBLIC ECONOMY ACHIEVEMENTS «HERITAGE OF THE NORTH» — 2019

Institute of Geology participated in Exhibition of Republic Economy Achievements «Heritage of the North».

Выставка достижений и возможностей в различных отраслях народного хозяйства Республики Коми «Достояние Севера» (Коми ВДНХ — 2019) проходила 17 августа 2019 г. в Сыктывкаре, ее организаторами выступили Министерство инвестиций, промышленности и транспорта Республики Коми и Торгово-промышленная палата Республики Коми. В работе выставки приняли участие более 20 муниципалитетов Коми и 143 предприятия. Свою продукцию, достижения и возможности представляли как крупнейшие предприятия республики («Монди СЛПК», «Лукойл-Коми», «Газпром трансгаз Ухта», «Лузалес», «Северная железная дорога» и др.), так и представители среднего и малого бизнеса, региональные вузы, медицинские и банковские учреждения, производители продуктов питания, строительные и сельскохозяйственные, фермерские предприятия, кредитные, страховые, ремесленные и финансовые организации.

Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина в четвертый раз принимал участие в Коми ВДНХ. Экспозиция была размещена в составе единого выставочного пространства Федерального исследовательского центра «Коми научный центр УрО РАН». Основой послужили коллекции Геологического музея им. А. А. Чернова и рабочие материалы сотрудников института. Главным ориентиром при подготовке экспозиции и демонстрации наших возможностей была идея социализации науки, ее интеграции в решение задач социально-экономического развития региона. Конечно же, такие выставки несут в себе еще и важнейшую функцию популяризации научных знаний, привлечения внимания к научным исследованиям и их результатам у широких слоев населения.

Институтом была представлена тематическая выставка ювелирных и ювелирно-поделочных камней (в том числе их подделок и имитаций). Крупные друзья природного горного хрусталя из месторождения Желанное (Приполярный Урал) дополняли синтетические друзья кварца зеленого и синего цвета, полученные во ВНИИСИМСе (Александров, Московская область). Природные рубины в слюдите из месторождений Полярного Урала, сапфиры из Ильменских гор демонстрировались совместно с их имитациями из пластика, стекла и фианита. Представительницы прекрасной половины человечества имели возможность рассмотреть свои ювелирные изделия под мик-

ДОСТОЯНИЕ СЕВЕРА ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН



роскопом и выслушать мнение специалиста-геммолога. И взрослую, и детскую аудитории привлекали образцы горных пород и возможность посмотреть их шлифы под микроскопом. Особый интерес вызвали образец челябинского метеорита и прожилки золота в фукситовом сланце. Можно было ознакомиться с отпечатками и окаменелыми остатками жителей древних морей и водорослей, а также увидеть зубы загадочных древних существ — конодонтов.

Представленная Институтом экспозиция вызвала большой интерес и продемонстрировала, что геология остается одной из самых увлекательных наук.

И. Бурцев, И. Астахова, Е. Антропова

КОЛЛЕКЦИОННЫЙ АНДРАДИТ СИНЕРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ): НОВЫЕ ДАННЫЕ COLLECTION ANDRADITE (PRIMORYE, RUSSIA) OF THE SINERECHENSKOYE DEPOSIT: NEW DATA

Excellent garnet crystals, druses and crystal brushes of the Sinerechenskoye deposit are still included in the State Balance of Mineral Resources of the Russian Federation. According to «Exportsamotsvety» experts, its raw materials belong to the first class and certain specimens are unique. Crystallographic and analytical studies of the recently received samples from the Sinerechenskoye deposit, conducted at the museum, made it possible to identify new mineral associations that had not been previously described.

Keywords: *andradite, prase, morion, mineralized cavities, muschketovite, magnesioferrite, kozulite, magnesioarfvedsonite.*

Красивые друзы непрозрачного коричневатого андрадита в виде крупных кристаллов с блестящими гранями добываются на Синереченском месторождении в Приморье (рис.1). Синереченское месторождение находится на западном склоне Сихотэ-Алиньского хребта, в среднем течении ключа Синего, правого притока р. Павловки Кавалеровского района. В 1977 году Южно-Приморская экспедиция проводила поисковые работы на олово на участке «Синяя речка». В пробах геологами были обнаружены кристаллы граната, а позднее — друзовый андрадит в коренном залегании [2]. Это рудное тело было названо «Синереченское-1». С 1979 по 1984 гг. поисково-оценочные и разведочные работы проводились Приморским отрядом московской экспедиции «Экспортсамосветы», а с 1984 г. — Приморской партией экспедиции «Далькварцсамосветы» с промышленной добычей граната. За этот период геологами было открыто 28 рудных тел и проявлений.

Все скарновые тела с гранатовой минерализацией приурочены к кремнисто-терригенным осадкам верхней юры, насыщенным обломками и глыбами известняков. При внедрении гранитов известняки в экзоконтактовой зоне заместились гранатовым скарном с многочисленными друзами граната на стенках полостей. Пустоты в полостях заполнены глинистым материалом, промежутки между кристаллами граната слагает кварц. В крупных полостях друзовидные агрегаты граната облекаются коркой из хорошо образованных мелких кристаллов горного хрусталя, мориона, иногда аметиста. Максимальная концентрация минерализованных пустот отмечается в центральных частях скарновых тел.

Самое большое рудное тело — «Синереченское-1». В нем присутствуют ромбододекаэдры и тетрагон-триоктаэдры гроссуляр-андрадита и андрадита (зеленовато-коричневые, коричневые, желто-коричневые кристаллы). Размер кристаллов от 1 до 6 см. Часто на поверхности граней ромбододекаэдров развивается присыпка граната второй генерации. В этом рудном теле присутствуют белый кварц, хрусталь, аметист [1].

В 2003 году группой старателей была вскрыта уникальная полость на рудном теле «Кавалеровское». В этой полости по кристаллам полупрозрачного красного граната размером до 0.5 см. развивались кристаллы празема длиной до 10 см с пирамидальным дымчатым кварцем и морионом на гранях призмы. Гранаты разных рудных тел отличаются оттенками цветов, формой кристаллов, блеском и другими признаками. На рудном теле «Захаровское» был обнаружен черный гранат (меланит) размером до 1.5 см в форме тетрагон-триоктаэдра.

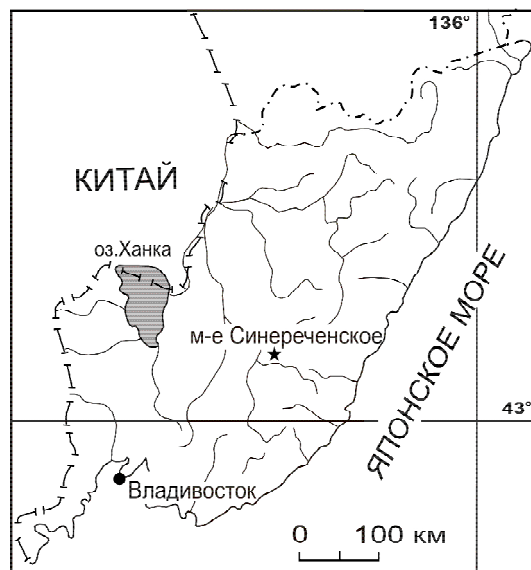


Рис.1. Карта-схема местоположения Синереченского месторождения

Fig. 1. Location map of the Sinerechenskoye deposit

Коллекционный андрадит Синереченского месторождения в виде эффектных кристаллов, друз и кристаллических щёток до настоящего времени учитывается Госбалансом запасов полезных ископаемых РФ («Цветные камни»). По оценке экспедиции «Экспортсамосветы» сырьё относится к 1 сорту, отдельные образцы — к уникальному.

В музейной коллекции Синереченское месторождение представлено друзами и щётками медово-желтого-бурых, коричневых (рис. 2) полупрозрачных идиоморфных кристаллов андрадита $\text{Ca}_3\text{Fe}(\text{SiO}_4)_2$ в сростании с призматическими кристаллами кварца, длиннопризматическими кристаллами мориона, празема (с игольчатыми зелеными включениями актинолита $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) (рис. 3) и мелкокристаллического дипирамидального кварца.

Кристаллографические и аналитические исследования вновь поступивших образцов Синереченского месторождения, проведенные в музее, в том числе методом инфракрасной спектроскопии и рентгеноструктурным методом (рентгеновский дифрактометр MiniFlex2, оператор Н. Груды), позволили выявить новые, ранее не описанные минеральные ассоциации.

Результаты рентгеновских анализов в агрегате андрадита, мориона, празема и мелкокристаллического дипирамидального кварца (рис. 4, а) показали, что массивный



Рис. 2. Друза перекристаллизации андрадита (25×10×6 см). Синереченское месторождение, Кавалеровский район, Приморье. Фото Ю. Т. Васковского

Fig. 2. Recrystallisation druse of andradite (25×10×6 cm). Sinerechenskoye deposit, Kavalerovsky region, Primorye. Photo by Y. Vaskovsky



Рис. 3. Скрученный кварц, окрашенный включениями актинолита, на андрадите (5×4×4 см). Синереченское месторождение, Кавалеровский район, Приморье. Фото В. А. Соляник

Fig. 3. Twisted quartz crystals tinted by inclusions of actinolite on andradite (5×4×4 cm). Sinerechenskoye deposit, Kavalerovsky region, Primorye. Photo by V. Solyanik

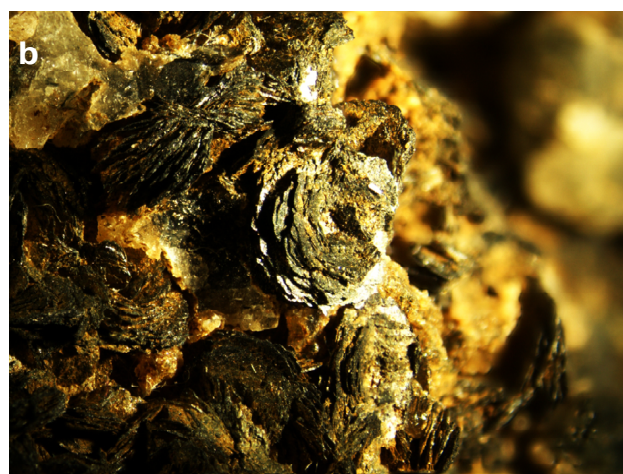


Рис. 4. (16/536). Агрегат андрадита, мориона, празема и мелкокристаллического дипирамидального кварца. Ферропаргасит, магнезиоферрит (рентг. дифр. MiniFlex2): а — общий вид; б — «железные розы» (фрагмент) — расщепленные кристаллы мушкетовита — в деформированной кварцевой матрице (17×11×9 см). Синереченское месторождение, Кавалеровский район, Приморье; с — празем с игольчатыми включениями актинолита (рентг. дифр. MiniFlex2) (×4). Фото Г. К. Гришина

Fig. 4. An aggregate of andradite, morion, prase, and fine-crystalline dipyramid quartz. Ferropargasite (X-ray diffractometer MiniFlex2): a — general view; b — «Iron roses» — the split crystals of muschketovite in deformed quartz matrix (17×11×9 cm). Sinerechenskoye deposit, Kavalerovsky region, Primorye; c — actinolite inclusions in prase (X-ray diffractometer MiniFlex2) (×4). Photo by G. K. Grishina

кварц в зоне контакта с андрадитом окрашен в черно-синий цвет игольчатыми и параллельно-шестоватыми включениями рихтерита $\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Призматические кристаллы темно-зеленого до черного ферропаргасита $\text{NaCa}_2(\text{Fe}_4\text{Al})(\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ и магнезиоферрит $\text{MgFe}^{+3}_2\text{O}_4$ (рентг. дифр. MiniFlex2) также определены в сливном кварце. В этом же образце в деформированной кварцевой матрице с выраженной рекристалломорфной поверхностью «скольжения» наблюдаются «железные розы» (рис. 4, b) — расщепленные кристаллы мушкетовита (псевдоморфоза магнетита по гематиту), образованные вдоль трещины или зоны деформации на границе между кварцем и гранатом, и включения актинолита (рис. 4, c).

Ассоциация андрадита с мушкетовитом, магнезиоферритом, коцулитом $(\text{Na}, \text{K})_3(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5\text{Si}_8\text{O}_{22} \times (\text{OH}, \text{F})_2$, магнезиоарфведсонитом $\text{NaNa}_2(\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+})\text{Si}_8 \times \text{O}_{22}(\text{OH})_2$ и паранатролитом $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]\text{H}_2\text{O}$ подтвердилась и в других образцах (рис. 5, 6).

Разнообразие амфиболов отражает нестабильность состава первичных минералов и последующие изменения условий минералообразования. Последовательность кристаллизации минералов в скарнах Синереченского месторождения: андрадит, мушкетовит, магнезиоферрит, коцулит, магнезиоарфведсонит, рихтерит, актинолит и паранатролит — указывает на то, что все эти минералы кристаллизовались в условиях понижения температуры, увеличения количества летучих компонентов и увеличения щелочности в скарнах Синереченского месторождения.



Рис. 5. (16/398). Друза кристаллов буровато-зеленого расщепленного кварца с включениями магнезиоарфведсонита и актинолита на щетке кристаллов андрадита двух генераций. В сливном кварце определены призматические кристаллы темно-зеленого до черного коцулита. Синереченское месторождение, Кавалеровский район, Приморье. Фото Т. Князевой

Fig. 5. Druse of brownish-green split quartz crystals with inclusions of magnesian arfvedsonite and actinolite on andradite crystals of two generations. The massive quartz contains inclusions of prismatic crystals (dark-green to black) of kozulite. Sinerechenskoye deposit, Kavalеровsky region, Primorye. Photo by T. Knyazeva

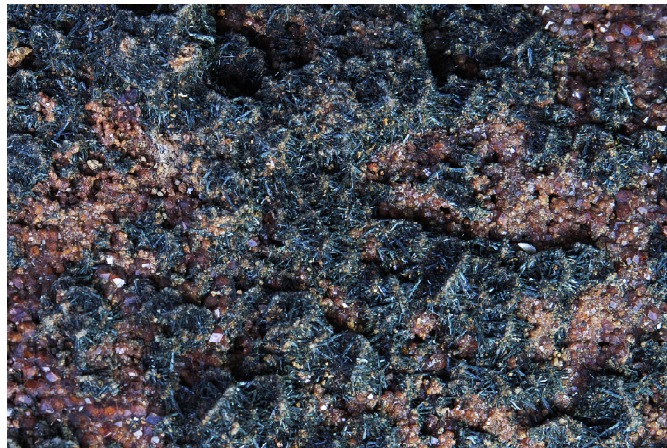


Рис. 6. (обр. 16/420). Зелено-черные кристаллы коцулита, лучистый магнезиоарфведсонит и белые сноповидные кристаллы паранатролита на щетке андрадита. Фрагмент. Синереченское месторождение, Кавалеровский район, Приморье. Фото Т. Князевой

Fig. 6. An aggregate of long prismatic green-black crystals of kozulite and intergrowths of radiated aggregate of magnesian arfvedsonite with white sheaf-shaped paranatrolite crystals on andradite crystal brush. Fragment. Sinerechenskoye deposit, Kavalеровsky region, Primorye. Photo by T. Knyazeva

Выявленное разнообразие амфиболов и других минералов, ассоциирующих с андрадитом в скарне месторождения, вероятно, связано с резким изменением окислительных условий минералообразования. По составу и условиям залегания известковый скарн Синереченского месторождения — это скарн сложного состава постмагматической стадии, образованный изменением простых скарнов в результате кристаллизации минералов более низкотемпературного комплекса.

Литература

1. Высочин В. И. и др. Отчет о поисковых работах на цветные камни в центральном и южном Приморье за 1981—1983 гг. / Приморск. геол. объедин-е: Владивосток, 1983. 126 с.
2. Голозубов В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Павловки. 1975—77 гг. / Приморск. геол. объедин-е: Владивосток, 1977. 119 с.

References

1. Vysochin V. I. et al. *Otchet o poiskovykh rabotakh na tsvetnyye kamni v tsentral'nom i yuzhnom Primor'ye za 1981—1983 gg.* (Report on prospecting for colored stones in central and southern Primorye for 1981—1983). Primorskoe geological association: Vladivostok, 1983, 126 pp.
2. Golozubov V. V. *Geologicheskoye stroeniye i poleznyye iskopayemyye basseyne nizhnego techeniya r. Pavlovki.* 1975—77 gg. (Geological structure and minerals of the basin of the lower reaches of the river. Pavlovka. 1975—77). Primorskoe Geological association: Vladivostok, 1977, 119 pp.

В. Соляник, В. Пахомова, Д. Федосеев

Дальневосточный геологический институт
ДВО РАН. (Геолого-минералогический музей),
Владивосток; solyanik109@mail.ru



ЛЕД И ПЛАМЯ • ICE AND FIRE

К 70-летию юбилею Людмилы Николаевны Андреичевой • LYUDMILA ANDREICHEVA CELEBRATES HER 70th JUBILEE

Lyudmila Andreicheva is a recognized expert in the field of lithology of Quaternary deposits. Since 1971 at the Institute of Geology, Komi SC UB RAS, she worked her way up from a laboratory assistant to the head of the Cenozoic Geology Laboratory and gained enormous prestige among her colleagues in Russia and abroad.

Людмила Николаевна Андреичева — признанный специалист в области литологии четвертичных отложений. За период своей работы с 1971 г. в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, пройдя путь от лаборанта до заведующей лабораторией геологии кайнозоя, она приобрела огромный авторитет среди коллег в России и за рубежом. Л. Н. Андреичевой выполнены фундаментальные исследования четвертичных отложений Европейского Северо-Востока. Выявлены критерии фациально-генетического и стратиграфического расчленения осадков, обоснована стратиграфическая позиция ледниковых и межледниковых горизонтов, проведена их межрегиональная корреляция. Установлены основные эпохи россыпеобразования и палеогеографические критерии для поисков золотоносных россыпей на Приполярном Урале. На ее оригинальные карты литолого-палеогеографического районирования территории по типу ледниковых питающих провинций, минералогических спектров и минералогических провинций морен часто ссылаются геологи сопредельных регионов. А в последнее время Людмила Николаевна осуществляет свою давнюю мечту — изучить типоморфные особенности гранатов и цирконов из среднееоплейстоценовых тиллов Тимано-Печоро-Вычегодского региона.

В 1985 г. в Вильнюсском государственном университете Л. Н. Андреичева успешно защитила кандидатскую ра-



боту на тему «Состав, строение и условия формирования валунных суглинков Печорской низменности», а в 2004 г., уже в родном институте — докторскую диссертацию на тему «Плейстоцен Европейского Северо-Востока».

Результаты исследований Л. Н. Андреичевой отражены в более чем 200 публикациях, в том числе 19 монографиях. За книгу «Плейстоцен Европейского Северо-Востока» в 2003 г. она удостоена премии Правительства Республики Коми в области научных исследований. Сложно не согласиться с мнением академика Н. П. Юшкина, что «это не просто монография, а энциклопедия по четвертичным отложениям». Научная деятельность Людмилы Николаевны, отмеченная многочисленными наградами, успешно сочетается с научно-педагогической: на протяжении многих лет свой опыт и знания она передает студентам Сыктывкарского госуниверситета, защитили и готовят новые диссертации ее аспиранты.

Большая часть экспедиционных работ была проведена Л. Н. Андреичевой в районах с суровым полярным климатом. Осуществить такую масштабную работу по площади и «разрезу плейстоцена», по комплексному методологическому подходу в изучении четвертичной толщи под силу только человеку с пламенной страстью к науке. Удивительно, как удалось раскрыть тайны шести ледниковых эпох на огромной территории Европейского Северо-Востока, «растопить эти льды» такой хрупкой женщине, как Людмила Николаевна!

Друзья и коллеги знают Людмилу Николаевну Андреичеву как высококлассного специалиста, грамотного руководителя, обаятельную женщину, щедрого, гостеприимного и доброжелательного человека, который создает приятную атмосферу в работе и общении. Людмила Николаевна искренне поможет при решении профессиональных и бытовых проблем, независимо от того, кто к ней обратился: абитуриент, студент-дипломник или академик, приятель или недоброжелатель. Л. Н. Андреичева — инте-



Заседание IV Всероссийского совещания по изучению четвертичных отложений, организованного Л. Н. Андреичевой в 2005 г. Слева направо: Ю. А. Лаврушин, А. М. Пыстин, Н. Н. Герасимов, Л. Н. Андреичева, Т. И. Марченко-Вагапова

The 4th All-Russian meeting on the study of Quaternary sediments, organized by L. N. Andreicheva in 2005. From left to right: Yu. A. Lavrushin, A. M. Pystin, N. N. Gerasimov, L. N. Andreicheva, T. I. Marchenko-Vagapova



В кругу родной лаборатории

Among dear colleagues

ресный и интересующийся, интеллигентный собеседник, который может поддержать разговор не только об особенностях литологического состава четвертичных осадков. Она заботливая мама и бабушка, у нее любящий муж, замечательные дочь и внук.

Дорогая Людмила Николаевна, поздравляем Вас с юбилеем, желаем Вам и Вашим близким доброго здоровья, новых интересных впечатлений и путешествий, благополучия! Мы счастливы общаться и работать с Вами!

Ваши коллеги

АНОНС КОНФЕРЕНЦИИ • CONFERENCE ANNOUNCEMENT

26—28 ноября 2019 г. Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина при поддержке Правительства Республики Коми, Российского фонда фундаментальных исследований и Российского минералогического общества проводит 28-ю научную конференцию «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Конференция проводится ежегодно в течение 27 лет и является востребованной площадкой, где презентуют результаты исследований молодые ученые из множества научно-исследовательских, учебных и производственных учреждений различных регионов как нашей страны, так и стран ближнего зарубежья.

НАУЧНАЯ ПРОГРАММА

В более чем 60 заявленных ранее докладах планируется обсуждение вопросов, касающихся целого ряда геологических направлений: палеонтологии, стратиграфии, четвертичной геологии, минералогии, нанотехнологий в геологии, петрографии, вулканологии, геологии полезных ископаемых (в том числе горючих полезных ископаемых), геохимии, региональной геологии, литологии, седиментологии, палеоэкологии, структурной геологии и других. Традиционно в конференции участвуют с докладами как молодые ученые, так и более опытные коллеги с пленарными лекциями (в качестве элементов научной школы).

КОНТРОЛЬНЫЕ СРОКИ

Представление заявок и тезисов докладов:
до 15 октября

Рассылка программы: 15 ноября

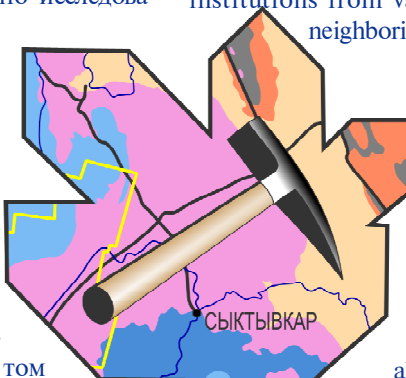
Заезд и регистрация участников: 25 ноября

Открытие конференции: 26 ноября

КОНТАКТЫ

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН ул. Первомайская,
д. 54, Сыктывкар, 167982
(8212) 24-53-53 — приемная директора
(8212) 44-71-51 — Козырева Ирина Владимировна
(ученый секретарь Института геологии)
Факс: (8212) 24-09-70; 24-53-46 ;
E-mail: juventus-geo@yandex.ru
Шмакова Александра Михайловна

November 26—28, 2019, the N. P. Yushkin Institute of Geology, with the support of the Government of the Komi Republic, the Russian Foundation for Basic Research, and the Russian Mineralogical Society will held the 28th scientific conference «Structure, substance, and history of the Timan-Northern Urals segment of lithosphere». The conference is held annually for 27 years and is a popular venue, where young scientists from a variety of research, educational and industrial institutions from various regions of both our country and neighboring countries present their research results.



SCIENTIFIC PROGRAM

More than 60 previously announced reports are planned to discuss issues related to a number of geological topics: paleontology, stratigraphy, Quaternary geology, mineralogy, nanotechnology in geology, petrography, volcanology, geology of mineral resources (including petroleum and coals), geochemistry, regional geology, lithology, sedimentology, paleoecology, tectonics, etc. Traditionally, both young scientists, and more experienced colleagues with plenary lectures (as elements of a scientific school) participate in reports.

DEADLINES

Application submission: October 15

Program mailing: November 15

Arrival and registration of participants: November 25

Conference opening: November 26

CONTACTS

Institute of Geology Komi SC UB RAS,
54, Pervomayskaya st., Syktывkar, 167982
+7 (8212) 24-53-53 — Director Reception,
+7 (8212) 44-71-51 — Kozyreva Irina Vladimirovna
(Scientific Secretary of Institute of Geology)
Fax: +7 (8212) 24-09-70; 24-53-46
E-mail: juventus-geo@yandex.ru
Shmakova Alexandra Mikhailovna



СТРАТИГРАФ ПЕРМИ • PERMIAN STRATIGRAPHER

К 120-летию со дня рождения М. А. Плотникова • M. A. Plotnikov's 120th birthday
(1899–1984)

August 23 — the 120th Anniversary of Senior Researcher M.A. Plotnikov, who greatly contributed to researches of Upper Permian and Triassic of the northeast of the European part of Russia. He worked at the Institute of Geology from 1957 to 1973.



23 августа — 120 лет со дня рождения старшего научного сотрудника Михаила Алексеевича Плотникова.

Михаил Алексеевич Плотников — один из ученых, чье имя вписано в славную летопись Института геологии.

Еще во время учебы на геологическом факультете Ленинградского государственного университета началась его научная деятельность — М. А. Плотников изучал ордовикские отложения Ленинградской области, а также проводил геолого-почвенные исследования на Тосненской гидрофизической станции. После окончания университета он работал научным сотрудником Северной базы АН СССР в Архангельске и начал изучение позднепермских отложений, которое стало делом всей его жизни. В 1943 г. Михаил Алексеевич защитил кандидатскую диссертацию на тему «Татарский ярус низовьев р. Сухоны».

В Институте геологии Коми филиала АН СССР М. А. Плотников работал с 1957 по 1973 годы. Основной сферой его интересов было изучение позднепермских отложений, их литологии, стратиграфии, условий образования и палеонтологических остатков. Им была создана оригинальная стратиграфическая схема татарского яруса

северо-востока Русской платформы, проведены палеогеографические реконструкции для поздней перми, в значительной степени актуальные и в настоящее время. Местная стратиграфическая схема верхней перми для территории нижнего течения р. Мезень, бассейнов рек Выми и Сухоны используется в практике геолого-съемочных работ и в настоящее время.

Михаил Алексеевич внес весомый вклад в изучение верхней перми и триаса северо-востока европейской части России. Основные научные результаты изложены в четырех монографиях и многочисленных статьях.

Редакция *Вестника*

ХРОНИКА

23 августа — 70-летний юбилей главного научного сотрудника д. г.-м. н. лаборатории геологии кайнозоя Л. Н. Андреичевой.

23 августа — 120 лет со дня рождения старшего научного сотрудника к.г.-м.н. М. А. Плотникова.

25 августа — 70 лет со дня рождения заведующего лабораторией геологии месторождений нефти и газа д. г.-м. н. Б. А. Пименова

24 июля — 13 августа научный сотрудник Института геологии П. А. Безносков в совместных исследованиях со специалистами Латвийского университета (г. Рига) принял участие в изучении разрезов франского яруса верхнего девона Северного Тимана.

18–23 августа — академик А. М. Асхабов принял участие в ежегодной международной геохимической конференции Goldschmidt-2019 в г. Барселона.

Chronicle

August 23 — the 70th Jubilee of Chief Researcher at the Cenozoic Geology Laboratory, Dr. Sc. (geology and mineralogy) L. N. Andreicheva.

August 23 — the 120th Anniversary of the birth of Senior Researcher, Cand.Sc. (geology and mineralogy) M. A. Plotnikov.

August 25 — the 70th Anniversary of the birth of the Head at the Laboratory of Geology of Oil and Gas Fields, Dr. Sc (geology and mineralogy) B. A. Pimenov

July 24 — August 13, Researcher at the Institute of Geology P. A. Beznosov took part in joint researches with specialists from the University of Latvia (Riga) on Upper Devonian Frasnian sections of the Northern Timan.

August 18–23 — Academician A. M. Askhabov took part in the annual international geochemical conference Goldschmidt-2019 in Barcelona.



ПОНЕДЕЛЬНИК НАЧИНАЕТСЯ В СУББОТУ • MONDAY BEGINS ON SATURDAY

К 70-летию юбилею Б. А. Пименова • B. A. Pimenov's 70th Jubilee



On August 25, 2019, Boris Alekseevich Pimenov would have turned 70. He was a well-known expert in the field of oil and gas potential of the European North of Russia. It is hard to overestimate his contribution to the study of the shielding properties of seals of oil and gas fields of the Timan-Pechora province. He guided the development of a methodology for assessing the quality of the shields of hydrocarbons, their evolution during the development of sedimentary basins, seal quality maps, allowing to assess the conditions of oil and gas accumulation in the Ordovician-Lower Devonian complex.

B. A. Pimenov proved the prospects of oil and gas potential of the Mezen sedimentation basin, identified priority areas for exploration.

He paid a great attention to the problems of forecasting of oil and gas fields. The last years of his life he initiated a database on the oil and gas potential of the Timan-Pechora oil and gas province.

Четырнадцать лет прошло с тех пор, как ушел из жизни Борис Алексеевич Пименов — вдохновитель и руководитель сначала группы единомышленников, затем лаборатории геологии месторождений нефти и газа, а впоследствии отдела геологии горючих ископаемых. «Человек с энциклопедическими знаниями, по сути, ходячий справочник» (А. И. Елисеев), «трудоголик по жизни» (В. А. Дедеев), «умный, обаятельный, высокий, в меру упитанный мужчина» (Е. О. и Н. А. Малышевы), «просто Боря» (Л. З. Аминов).

Борис Алексеевич родился 25 августа 1949 года в селе Сторожевск Корткеросского района Коми АССР. В 1972 году, закончив геологический факультет Пермского политехнического института, поступил на работу в Институт геологии Коми филиала АН СССР. С 1973 по 1977 годы учился в аспирантуре. До 1992 года занимался изучением пород-покрышек, обеспечивающих сохранность скоплений нефти и газа в недрах, разработал методику оценки качества и составил карты региональных пород флюидоупоров.

Большой вклад внес Б. А. Пименов в изучение экраняющих свойств покрышек месторождений нефти и газа Тимано-Печорской провинции. Под его руководством разработана методика оценки качества экранов залежей углеводородов, их эволюции в ходе развития седиментационных бассейнов, составлены карты качества покрышек, позволяющие оценивать условия нефтегазоаккумуляции в ордовикско-нижнедевонском комплексе.

В 1994 году он защитил кандидатскую диссертацию на тему «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы», в которой выделил первоочередные районы для проведения поисковых работ. Проведенная им количественная оценка потенциальных ресурсов углеводородов Вычегодского прогиба прошла экспертизу комиссии по запасам.

В последние годы Борис Алексеевич уделял большое внимание проблемам прогноза месторождений нефти и газа, по его инициативе в Институте геологии началась работа по созданию базы данных по нефтегазоносности Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

За время работы в институте Б. А. Пименов прошел путь от старшего лаборанта до заведующего отделом. Что стоит за этой фразой? Совещания, командировки, отчеты, хозяйственные разговоры, экспедиции и работа, работа и еще раз работа, по 12—14 часов в сутки. Не думаю, что среди работников института нашелся бы человек, равный ему по работоспособности. Кто-то, наверное, умнее, кто-то шустрее, кто-то спокойнее. Он же двигался вперед не сворачивая, как асфальтовый каток, не спеша, но и не задерживаясь. Да и жил, особенно в последние 12 лет, как будто боялся не успеть.

С самого начала работы в Институте геологии его выделяли среди других сотрудников доброжелательность и готовность прийти на помощь. С особой заботой Борис Алексеевич относился к сотрудникам своей группы, а затем лаборатории и отдела, в то же время внимательно отслеживая загрузку творческой работой по полной программе. В любое время можно было подойти, поделиться своими проблемами и быть уверенным, что все твои проблемы автоматически перейдут в число проблем Бориса Алексеевича, спокойно и методично они будут решаться. Мягкий и доброжелательный, он мог жестко спросить за некачественно выполненную работу, поэтому даже мыслей таких не возникало.

Работать с ним было тяжело, но интересно. Задачи ставились нестандартные, приходилось погружаться в них с головой, забывая о семье и друзьях, пропадая на работе сверхурочное время. Этот период немного напоминает произведение Стругацких «Понедельник начинается в субботу».

Н. Тимонина, А. Кочанов

Ответственный за выпуск:
М. Н. Буравская

Редакторы издательства:
О. В. Габова,
К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка
Т. В. Хазовой

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором.

Отпечатано: 10.10.2019. Формат бумаги 60×84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 6,5. Тираж 140. Заказ 1114.

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр

«Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Редакция, издательство, типография: издательско-информационный отдел Института геологии имени академика Н. П. Юшкина
Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук»
(ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Адрес: 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта: vestnik@geo.komisc.ru

На обложке использованы фото Н. Ковальчук, Е. Кушмановой, Ю. Голубевой, Ю. Глухова