ИГ УФИЦ РАН

ISSN 2619-0087

Геологический Вестник

№ 2, 2020

ISSN 2619-0087

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УФИМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

2020. № 2

Главный редактор
Пучков В.Н.

Заместитель главного редактора
Ковалев С.Г.

Редакционная коллегия:

Абдрахманов Р.Ф.
Артюшкова О.В.
Голованова И.В.
Горожанин В.М.
Данукалова Г.А.
Знаменский С.Е.
Казанцева Т.Т.
Кулагина Е.И.
Маслов А.В.
Осипов В.И.
Савельев Д.Е.
Салихов Д.Н.
Серавкин И.Б.
Сначев В.И.
Эрнст Р.

Учредитель:

УФИЦ РАН

Адрес редакции:
450000, г. Уфа, ул. К.Маркса, 16/2
Институт геологии
Тел.: (347) 272-76-36
E-mail: ig@ufaras.ru

© Институт геологии УФИЦ РАН, 2020
© Авторы статей, 2020

Содержание

Фазлиахметов А.М. Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 1. Краткая характеристика отложений 3

Тагариева Р.Ч., Артюшкова О.В., Мизенс А.Г. Уникальные карбонатные разрезы пограничного интервала франского – фаменского ярусов (F/F) в районе геопарка Торатау (бассейны рек Ряузяк и Сикася западного склона Южного Урала) 24

Яковлев А.Г. Морфологическая характеристика первых нижних коренных зубов (m1) узкочерепных полевок Microtus (Stenocranius) gregalis Pallas, 1779 из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья 39

Шафигуллина Г.Т., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Условия образования золото-порфирового оруденения месторождения Большой Каран (Южный Урал) по данным хлоритовой геотермометрии 45

Мичурин С.В., Калистратова Е.О., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М. Фтор в породах Западно-Акташской рудной зоны (Южный Урал) 54

Рахимов И.Р. Свидетельства гидротермального растворения и замещения апатита: обзор и фактические данные на примере метасоматизированных пород девонско-каменноугольных интрузий Западно-Магнитогорской зоны 72

Сначёв В.И., Сначёв А.В. Геология, петрогеохимия и физико-химические условия образования Осейского массива (Восточно-Уральский прогиб) 85

Шмелёва Л.А. Изотопно-геохимические вариации как отражение геобиологических факторов в эволюции позднеордовикской рифовой экосистемы Большая Косью (р. Илыч, Северный Урал) 94

Абдрахманов Р.Ф. Вода — самый сложный природный раствор 110

ISSN 2619-0087

Russian Academy of Sciences
Ufa Federal Research Centre
Institute of Geology

GEOLOGICHESKII VESTNIK

2020. No. 2

Editor-in-Chief
Puchkov V. N.

Deputy Editor
Kovalev S. G.

Editorial board:
Abdrakhmanov R. F.
Artiushkova O. V.
Danukalova G. A.
Ernst R.
Golovanova I. V.
Gorozhanin V. M.
Kazantseva T. T.
Kulagina E. I.
Maslov A. V.
Osipov V. I.
Salikhov D. N.
Savel'ev D. E.
Seravkin I. B.
Snachev V. I.
Znamenskii S. E.

Constitutor:

UFRC RAS

Editorial address:
450000, Ufa,
Karl Marks st., 16/2.
Institute of Geology.
Tel.: (347) 272-76-36
E-mail: ig@ufaras.ru

© Institute of geology
UFRC RAS, 2020
© Articles autors, 2020

Contents

Fazliakhmetov A.M. Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline. Message 1. Brief description of deposits 3

Tagarieva R.Ch., Artyushkova O.V., Mizens A.G. Unique carbonate sections of the Frasnian-Famennian stage boundary (F/F) in the geopark Toratau locality (the Ryauzyak and Sikaza rivers' basin in the Western slope of the Southern Urals) 24

Yakovlev A.G. Morphological characteristics of the first lower molars (m1) of narrow-skulled voles Microtus (Stenocranius) gregalis Pallas, 1779 from the Neopleistocene sites of the Southern Fore-Urals 39

Shafigullina G.T., Znamensky S.E., Kosarev A.M. Conditions for the formation of gold-porphyry mineralization of the Bolshoy Karan deposit (Southern Urals) according to chlorite geothermometry 45

Michurin S.V., Kalistratova E.O., Sultanova A.G., Kazbulatova G.M. Fluorine in the rocks of the West Aktash ore zone (South Ural) 54

Rakhimov I.R. Evidence on hydrothermal dissolution and replacement of apatite: a review and factual data at the example of metasomatized rocks of Devonian-Carboniferous intrusions of the West Magnitogorsk zone 72

Snachev V.I., Snachev A.V. Geology, petrogeochemistry and physico-chemical conditions for the formation of the Oseysk massive (Eastern Ural trough) 85

Shmeleva L.A. Isotope-geochemical variations as a reflection of geobiological factors in the evolution of the Late Ordovician reef ecosystem Bol'shaya Kos'yu (Ilych River, Northern Urals) 94

Abdrakhmanov R.F. Water is the most difficult natural solution 110

УДК 551.734+552.514 (234.853) DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-1

ФРАНСКИЕ ГРАУВАККИ ХУДОЛАЗОВСКОЙ МУЛЬДЫ. СООБЩЕНИЕ 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

© 2019 г. А. М. Фазлиахметов

Реферат. Впервые проведено описание разреза франских отложений на широте озера Ялангаскуль, где их мощность максимальна для Южного Урала — около 2500 м. Разрез сложен граувакками и кремнями верхней части улутауской свиты, мукасовской свиты и нижней подсвиты биягодинской свиты.

Мощность слоев кремней, граувакк и их количественное соотношение меняются по разрезу и по простиранию. Это обусловливает линзовидное строение франской последовательности. Наиболее явно это видно в нижней подсвите биягодинской свиты. В ней выделено три линзы: ялангасская, идяш-кускаровская и худолазовская. Их размер и состав обломочного материала отличаются. Ялангасская линза сложена кластикой вулканитов кислого состава. Ее мощность — 350 м, протяженность — около 30 км. Идяш-кускаровская линза мощностью 150 м сложена обломочным материалом вулканитов разного состава. Худолазовская линза имеет мощность 1500 м и протяженность более 30 км. Слагающие ее граувакки состоят из зерен кварца, плагиоклаза, обломков магматических, метаморфических и осадочных пород.

Выделенные линзы являются морфологическим выражением глубоководных конусов выноса. Первые две — сравнительно небольших. Худолазовская линза является сечением крупного конуса выноса, состоящего из нескольких лопастей.

Формирование худолазовской линзы коррелируется с глобальным событием «Upper Kellwasser».

Ключевые слова: улутауская свита, мукасовская свита, биягодинская свита, граувакки, турбидит, глубоководный конус выноса, верхний девон, франский ярус, глобальное событие, Upper Kellwasser, Южный Урал

FRASNIAN GREYWACKES OF THE KHUDOLAZ SYNCLINE. MESSAGE 1. BRIEF DESCRIPTION OF DEPOSITS

© 2019 A. M. Fazliakhmetov

Abstract. The first description of the Frasnian deposits at the Lake Yalangaskul region is given. Their thickness is maximal for the Southern Urals (about 2500 m). The section is composed of greywackes and cherts of the upper part of the Ulutau formation, the Mukasevo formation and the lower part of the Biyagoda formation.

The thickness of cherts and greywackes, and their quantitative ratio vary. This leads to the lenticular structure of the Frasnian deposits. This is most clearly seen in the lower level of the Biyagoda formation. Three lenses are distinguished in it: Yalangas, Idyash-Kuskarovo and Khudolaz. Their size and composition of clastic material differ. The Yalangas lens is composed of an acidic volcanic clastic. Its thickness is 350 m, length is about 30 km. The 150 m-thick Idyash-Kuskarovo lens is composed of volcanic clastic material of different composition. The Khudolaz lens has a thickness of 1500 m and a length of more than 30 km. Khudolaz lens greywackes are composed of quartz, plagioclase, fragments of magmatic, metamorphic and sedimentary rocks.

Lenses are cross sections of deep-water fans. The first two are relatively small. The Khudolaz lens is a cross section of a large fan cone consisting of several blades.

The formation of a Khudolaz lentil is correlated with the global Upper Kellwasser event.

Key words: the Ulutau formation, the Mukasevo formation, Biyagoda formation, greywacke, turbidite, deep-water fan, the Upper Devonian, the Frasnian, global event, Upper Kellwasser, South Urals

Для цитирования: *Фазлиахметов А.М.* Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 1. Краткая характеристика отложений // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 3–23. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-1.

For citation: *Fazliakhmetov A.M.* Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline. Message 1. Brief description of deposits // Geologicheskii vestnik. 2020. No. 2. P. 3–23. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-1.

Введение

Франские отложения в Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала изучаются уже на протяжении нескольких десятилетий. За это время собран и проинтерпретирован представительный фактический материал по их биостратиграфии, петрографии, геохимии и палеогеографии [Смирнов и др., 1974; Аржавитина, 1976, 1978; Маслов, 1980; Маслов и др., 1999; Мизенс, 2002, 2009; Мизенс, Свяжина, 2007; Маслов, Артюшкова, 2010].

Особенный интерес вызывают результаты биостратиграфических исследований [Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2010; Артюшкова, 2014], позволившие сопоставить удаленные друг от друга разрезы, увязать их с Международной стратиграфической шкалой и выявить весьма контрастные фациальные изменения одновозрастных интервалов. Ярким тому примером служат два разреза. Первый расположен в окрестностях города Сибай, у д. Мукасево-1 (рис. 1, 2). Он имеет мощность всего около 100 м и сложен в равных соотношениях кремневыми и обломочными породами. Второй, находящийся в 60 км к северу, у д. Идяш-Кускарово, сложен в основном кластолитами, а мощность его превышает 1100 м.

Экспедиционные работы 2014–2016 годов имели цель проследить изменения от одного разреза к другому, но привели к неожиданному результату. Непосредственно между двумя упомянутыми разрезами, у оз. Ялангаскуль, явно выделяется третий. Его строение существенно отличается, а мощность превышает 2500 м. Это обстоятельство послужило поводом для комплексного изучения франских отложений западного крыла Худолазовской мульды, включающего маршрутные описания, поиск отпечатков конодонтов, анализ аэро- и космоснимков, петрографическую характеристику и литохимическое опробование граувакк.

В данном сообщении представлена характеристика разреза и особенности залегания разных интервалов разреза франских отложений на западном крыле Худолазовской мульды.

Краткая геологическая характеристика района работ

Худолазовская мульда (Кизило-Худолазовская синклиналь) является крупным структурным элементом в центральной части Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Ее геологическое строение изучалось при геологосъемочных и научно-исследовательских работах [Кривоносов и др., 1960 г.; Салихов, Пшеничный, 1984; Цабадзе и др., 1984 г.; Павлов и др., 1988 г.; Серавкин и др., 2001; Знаменский, 2009]. Она имеет субмеридиональное простирание и размеры около 40×15 км. В обрамлении мульды располагаются брахиантиклинальные структуры (Карамалыташская, Сибайская, Бакр-Узякская, Юлдашевская), ядра которых сложены вулканитами карамалыташской свиты. Западное крыло Худолазовской мульды представляет собой протяженную меридионально-ориентированную моноклиналь восточного падения с непрерывной

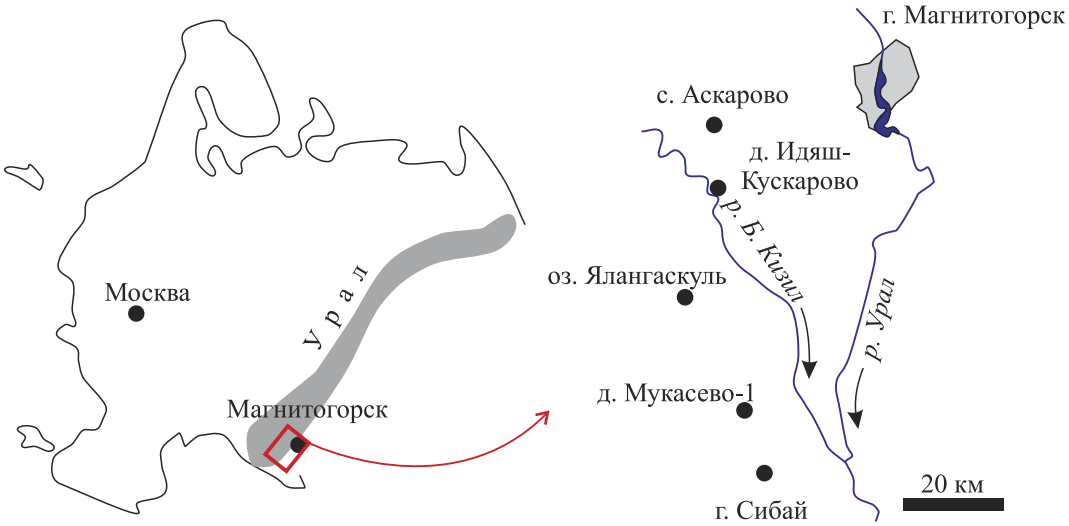


Рис. 1. Расположение района работ

Fig. 1. Location of the work area

последовательностью средне- и верхнедевонских отложений. С запада на восток, от периферии мульды к ее центральной части сменяют друг друга отложения ирендыкской, ярлыкаповской, улутауской, мукасовской, биягодинской и зилаирской свит.

Первый из ранее упомянутых разрезов франских отложений расположен на юге, на восточном крыле Карамалыташской брахиантиклинали в непосредственной близости от ее сочленения с Худолазовской мульдой, в окрестностях д. Мукасево-1,

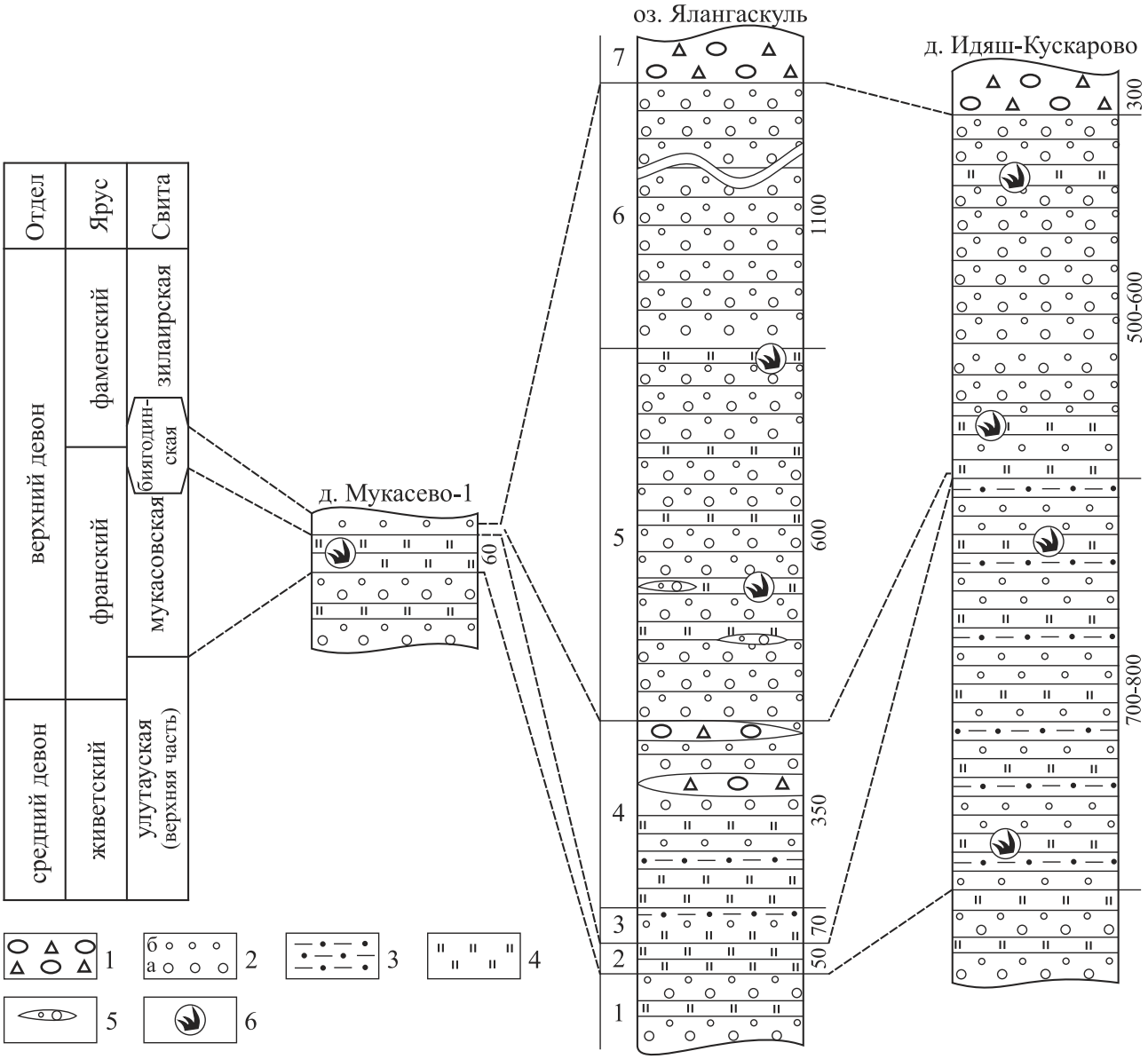


Рис. 2. Корреляция разрезов франских отложений. Колонки по разрезам у д д. Мукасево-1 и Идяш-Кускарово построены с использованием материалов [Маслов, Артюшкова, 2010]

Условные обозначения: 1 — псефитолиты; 2 — песчаники крупно- и грубозернистые (а) и песчаники тонко-, мелко- и среднезернистые (б); 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — кремни; 5 — линзы кислых вулканокластических граувакк; 6 — находки конодонтов в разрезах у д.д. Мукасево-1 и Идяш-Кускарово по [Маслов, Артюшкова, 2010], в разрезе у оз. Ялангаскуль — неопубликованные данные О.В. Артюшковой.

Fig. 2. Correlation chart of the Frasnian deposits. Columns of Mukasevo-1 and Idyash-Kuskarovo sections made using [Maslov, Artyushkova, 2010]

Legend: 1 — psephites; 2 — coarse-grained sandstones (a), fine- and medium-grained sandstones (б); 3 — siltstones and argillites; 4 — cherts; 5 — lenses of acidic volcaniclastic greywackes; 6 — finds of conodonts near Mukasevo-1 and Idyash-Kuskarovo villages by [Maslov, Artyushkova, 2010]. Finds of conodonts near Lake Yalangaskul is unpublished data of O.V. Artyushkova.

что в 10 км к северу от г. Сибай (см. рис. 1). Франские отложения имеют здесь мощность немногим более 100 м и сложены как кремнистыми, так и обломочными породами [Маслов и др., 1999; Мизенс, 2002; Мизенс, Клещенок, 2005; Маслов, Артюшкова, 2010].

Второй разрез находится в 60 км к северу от первого, на севере Худолазовской мульды, в 10 км к югу от с. Аскарово, на широте д. Идяш-Кускарово (см. рис. 1). В этом пересечении мощность франских отложений превышает 1100 м. Они главным образом представлены обломочными породами различного гранулометрического и минералого-петрографического состава [Маслов и др., 1999; Артюшкова, 2014].

Третий, ранее практически не охарактеризованный разрез, расположен на широте оз. Ялангаскуль (рис. 1–3), в 50 км к юго-западу от города Магнитогорск, на юге Абзелиловского и севере Баймакского районов Республики Башкортостан, в 4–8 км к западу от д. Халилово, непосредственно к югу от руч. Дарывды. Ниже впервые приведена детальная характеристика данного разреза, смежных разрезов франских отложений и геологическая схема области распространения франских отложений на западном крыле Худолазовской мульды (рис. 4).

Описание разреза

Начало разреза находится в подножии западного склона вершины 495.6, в 1.5 км к северо-западу от оз. Ялангаскуль (см. рис. 1, 3, 4). Разрез наращивается в восточном направлении.

Интервал 1

После задернованного участка, соответствующего средней части улутауской свиты, следуют граувакки полевошпатовые и кварцево-полевошпатовые, собственно граувакки, кремнистые алевролиты и кремни верхней части улутауской свиты. Видимая мощность интервала 200–250 м.

Граувакки от мелко- до грубозернистых, иногда с примесью дресвяных и щебневых обломков. Цвет неизмененных пород светло-серый. В большинстве случаев присутствует зеленый оттенок, обусловлен-

Рис. 3. Озеро Ялангаскуль и его окрестности

Внизу слева космоснимок из Google Earth. Красными точками показано расположение обнажения, изображенного на рис. 12; синими точками — места находок конодонтов. Пунктиром на космоснимке показаны границы интервалов разреза.

Fig. 3. Lake Yalangaskul and its surroundings

A space image from Google Earth is in the left lower corner. Red points indicate the location of the outcrop shown in fig. 12; blue points are sites of conodonts. The dotted lines in the space image show the boundaries of section intervals.

ный развитием вторичных минералов. Обломки пород представлены плагиоклазовыми порфиритами и кварцевыми порфирами. Редко встречаются эпидотизированные вулканиты с интерсертальной структурой и единичные зерна поликристаллического кварца (кварциты?). Характерна градационная сортировка. Мощность отдельных слоев колеблется от 0.4 до 1.3 м.

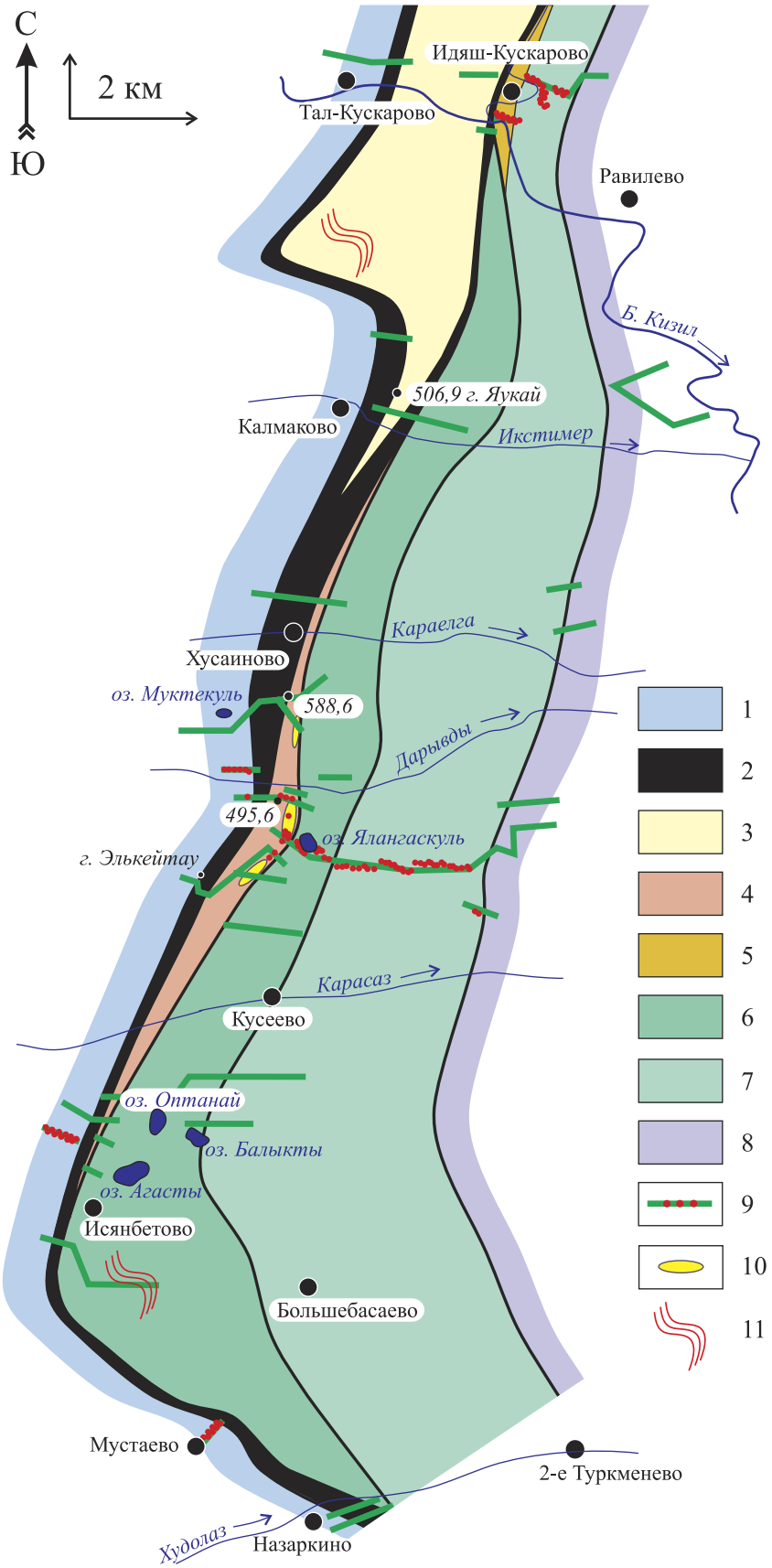


Рис. 4. Схематическая геологическая карта западного крыла Худолазовской синклинали

Условные обозначения: 1 — улутауская свита (интервал 1); 2–3 — мукасовская свита, представленная преимущественно кремнями (2) и тонкообломочными породами (3) (интервалы 2–3); 4–7 — нижняя подсвита биягодинской свиты: 4 — интервал 4 (ялангасская линза), 5 — песчаники нижней части разреза у д. Идяш-Кускарово (идяш-кускаровская линза), 6 — интервал 5 разреза на широте оз. Ялангаскуль, 7 — песчаники верхней части разреза у д. Идяш-Кускарово и интервал 6 разреза на широте оз. Ялангаскуль; 8 — интервал 7 — верхняя подсвита биягодинской свиты (Биягодинский олистостром); 9 — абрисы маршрутов (зеленые линии) и пункты геохимического опробования (красные точки); 10 — области распространения складок (внемасштабный знак); 11 — линзы псефитолитов в верхней части интервала 4. Масштабы по широте и по меридиану разные, см. графический масштаб вверху слева.

Fig. 4. Schematic geological map of the western limb of the Khudolaz syncline

Legend: 1 — the Ulutau Formation (interval 1); 2–3 — the Mukasevo Formation, consisted mainly of cherts (2) and fin-grained clastic rocks (3) (intervals 2–3); 4–7 — the lower member of the Bijagoda Formation: 4 — interval 4 — Yalangas lentil, 5 — sandstones of the lower part of the section near the Idyash-Kuskarovo village (Idyash-Kuskarovo lentil), 6 — interval 5 of section near Lake Yalangaskul, 7 — sandstones of the upper part of the section near the Idyash-Kuskarovo village and interval 6 of section near Lake Yalangaskul; 8 — the upper member of Bijagoda Formation — Biyagoda olistostrom (interval 7); 9 — track outlines (green lines) and geochemical sampling points (red points); 10 — fold areas (non-scale mark); 11 — lenses of psephites in the upper part of interval 4. Latitude and meridian scales are different, see the graphic scale at the top left.

В переслаивании с граувакками находятся кремни. В зависимости от примеси цвет их зеленовато-серый, темно-серый, черный или светло-зеленый. Кремни группируются в слоистые пачки мощностью от нескольких сантиметров до 6 м. Толщина отдельных, отличающихся цветом слойков варьирует от миллиметра до нескольких сантиметров.

К югу от оз. Ялангаскуль отложения первого интервала не испытывают видимых изменений. Можно лишь отметить, что в некоторых пачках слоистых черных и серых кремней наблюдаются оползневые структуры. Наиболее часто они встречаются в разрезе у д. Назаркино (рис. 5).

По простиранию на север данный интервал не прослежен. На широте д. Тал-Кускарово он, по всей видимости, имеет меньшую мощность, а песчаники представлены более тонкими разностями — не грубее крупнозернистых.

Интервал 2

Кремни и кремнисто-глинистые сланцы черные и темно-серые тонкослоистые, алевролиты кремнистые коричнево-бежевые выветрелые, относящиеся, вероятно, к мукасовской свите. В некоторых прослоях по трещинам развиты корочки выветривания бледно-красного, оранжевого и желтого цвета.

Изредка среди кремней и сланцев встречаются единичные прослои смешанных обломочных пород. Их мощность составляет 0.7–1.0 м. Сложены они обломками разных гранулометрических классов (алевритовые, псаммитовые, псефитовые), не достигающих по своему содержанию 50%. Самыми крупными обломками, содержание которых превышает 10%, являются гравийные и щебневые. Подобные породы в соответствии с [Систематика…, 1998] определяются как гравийно-щебневые микститы. Обломочный материал представлен кварцем, полевым шпатом, кальцитом, микрокристаллическими известняками, вулканитами кислого состава. Карбонатные обломки обычно выщелочены, что придает образцам и обнажениям характерный ноздреватый вид, позволяющий уверенно опознавать их при маршрутных наблюдениях (рис. 6).

Мощность 50 м.

Интервал 3

Задернованный интервал. Лишь в одной закопушке встречены сильно выветрелые породы, являющиеся, по всей видимости, полевошпатовыми граувакками. Мощность 70 м.

Вероятно, этот интервал сложен в основном кремнями и/или алевро-аргиллитовыми породами. В пересечениях к югу и к северу от оз. Ялангаскуль никаких других пород не встречено. Исключением являются полевошпатовые граувакки мощностью 2.5 м, обнаженные в 10 км к югу от оз. Ялангаскуль, в 1 км к северо-западу от оз. Агасты (точка 16–25, N 52° 56' 35.44", E 58° 22' 36.19"). По петрографическим характеристикам они близки к песчаникам верхней части улутауской свиты (интервал 1), но их отличает положение в разрезе и присутствие единичных обломков аргиллитов и алевролитов. Эти обломки существенно отличаются от прочих своими размерами. В одном из образцов крупнозернистых полевошпатовых граувакк они имеют размеры по короткой оси от 2.5 до 5.0 мм, а по длинной — до 2 см. Контуры их неровные из-за вдавливания окружающих зерен. По всей видимости, присутствие обломков аргиллитов и алевролитов

Рис. 5. Оползневые текстуры в кремнистых породах верхней части улутауской свиты у д. Назаркино
Fig. 5. Landslide structures in cherts of the upper member of the Ulutau Formation at the Nazarkino village

Рис. 6. Микститы гравийно-щебневые из интервала 2
Fig. 6. The mudstones with gruss-sandy admixture from interval 2

обусловлено размывом нелитифицированных донных осадков гравитационными потоками.

На широте д. Тал-Кускарово *на уровне интервалов 2 и 3*, т. е. выше полевошпатовых граувакк улутауской свиты, обнажена толща кремней, кремнисто-глинистых пород и алевролитов с редкими прослоями песчаников от тонко- до крупнозернистых. Ее мощность 700 м [Маслов, Артюшкова, 2010], но рассматривается она как условная ввиду плохой обнаженности и наличия складчатых и разрывных дислокаций. Мощность отдельных слоев 1–10 см, чаще 3–5 см. Иногда на поверхностях напластования наблюдаются многочисленные скопления растительных остатков (рис. 7).

Характерной особенностью пород является плитчатая отдельность по напластованию и присутствие светло-серых алевролитов. Аналогичные породы известны в отложениях мукасовской свиты в районе д.д. Мукасево-1, Салаватово и установлены ниже пород интервала 4 в 800 м восточнее д. Калмаково (между д. Идяш-Кускарово и оз. Ялангаскуль), на юго-восточном склоне южного отрога горы Яукай с вершиной 506.9.

Интервал 4

Кислые вулканокластические граувакки, микститы, кремни, ранее описанные в публикациях [Фазлиахметов и др., 2016]. Мощность 350 м.

В нижней части интервала залегают черные кремни (40 м). Вверх по разрезу среди них появляются прослои алевролитов, мелко- и тонкозернистых песчаников с рябью течения и с градационной сортировкой (рис. 8). Мощность их от первых миллиметров до 3 см. Выше мощность прослоев песчаников постепенно увеличивается до 0.3–0.7 м,

Рис. 7. Растительные остатки в песчаниках интервалов 2–3 в районе д. Тал-Кускарово
Fig. 7. Plant fossils in the sandstones of intervals 2–3 in the area of the Tal-Kuskarovo village

они становятся крупно- и грубозернистыми, часто с примесью псефитовых обломков. Цвет кремней меняется с черного на серый и светло-серый (рис. 9). Образуемые ими слои уменьшаются в мощности до 5–30 мм и встречаются все реже. Приблизительно в 300-х метрах по мощности от первого появления песчаников залегает несколько (от 5 до 8 в разных пересечениях) линзовидных горизонтов щебнево-дресвяных микститов мощностью 0.5–1.7 м (рис. 10). В них присутствуют редкие глыбы слоистых кремней, не отличимых от тех, что переслаиваются с кластолитами.

Рис. 8. Переслаивание тонкозернистых песчаников, алевролитов и черных кремней из нижней части интервала 4
Fig. 8. Intercalation of fine-grained sandstones, siltstones and black cherts from the bottom of interval 4

Рис. 9. Переслаивание серых кремней с мелко- и тонкозернистыми песчаниками (турбидиты) из верхней части интервала 4

Fig. 9. Intercalation of grey cherts and fine-grained sandstones (turbidities) from the top of interval 4

Рис. 10. Обнажения кластолитов верхней части интервала 4
Fig. 10. Outcrop of clastic rocks from the upper part of interval 4

Обломочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, кварцевыми порфирами и кварц-плагиоклазовыми порфиритами. В подчиненном количестве содержатся обломки вулканитов среднего и основного состава и поликристаллического кварца (кварциты?).

Отложения данного интервала прослежены по простиранию при стереоскопическом изучении аэрофотоснимков и непосредственно при маршрутных наблюдениях [Фазлиахметов и др., 2016].

В 4 км к северу от оз. Ялангаскуль, на восточном склоне вершины 588.6, мощность отдельных слоев песчаников редко достигает 50 см. Преимущественно она составляет менее 30 см. Сами песчаники представлены средне- и крупнозернистыми разностями в основании слоев и мелкозернистыми в их кровле (градационная сортировка). В этом пересечении встречен лишь один прослой грубозернистых песчаников, а мощность его составляет всего 30 см. Мощность толщи в целом около 120 м.

В 6 км к югу от оз. Ялангаскуль, в 800 м к северо-западу от северного берега оз. Оптанай, мощность интервала 4 составляет около 100 м. Сложен он многочисленными ритмично чередующимися слоями средне- и крупнозернистых песчаников и кремнистых пород мощностью до 0.5 м. Прослои грубозернистых песчаников единичные.

Обобщение маршрутных данных по интервалу 4 показало, что мощность его по простиранию на север и на юг от широты оз. Ялангаскуль постепенно сокращается до 80–120 м на расстоянии 5–10 км. При этом из разреза выклиниваются микститы и грубозернистые разности песчаников. На еще большем расстоянии — 20–25 км, породы данного интервала не встречены.

Грубозернистые песчаники с примесью псефитовых обломков, гравелиты и микститы, встречающиеся в верхней части толщи, распространены не повсеместно. Они образуют изолированные друг от друга линзовидные в плане скопления, состоящие из нескольких (5–8) слоев грубообломочных пород мощностью от 1.0 до 2.0 м и разделяющих их песчаников и кремнисто-тонкообломочных слоистых пачек. Всего таких скоплений три. Первое обнажено в 1.5 км к юго-западу от южного берега оз. Ялангаскуль, в 500 м к востоку от вершины Элкейтау. Здесь насчитывается 7 слоев грубозернистых песчаников с примесью гравийных и мелкогалечных обломков содержанием около 20–25%. Они залегают кулисообразно или друг над другом. Видимая протяженность каждого 50–70 м.

Второе скопление залегает непосредственно к западу и северо-западу от оз. Ялангаскуль. Третье — в 3.5 км к северу от оз. Ялангаскуль, в 400 м к югу от вершины 588.6.

Интервал 4 отчетливо выделяется в разрезе, является его самостоятельной частью и картируется. В связи с этим предлагается выделить его

в самостоятельное стратиграфическое подразделение, назвав ялангасской линзой.

Интервал 5

Граувакки, гравелиты, кремни, кремнистые алевролиты, аргиллиты. Мощность 600 м.

Граувакки от мелко- до грубозернистых серого и темно-серого цвета. В обломочном материале преобладают кварц, плагиоклаз, вулканогенные, осадочные и метаморфические породы, в том числе хлоритолиты и серпентиниты. Повсеместно в отложениях интервала 5 и следующего выше интервала 6 распространена система разноориентированных трещин (кливаж) (рис. 11). Причем частота их находится в прямой зависимости от гранулометрического состава пород. Наиболее редки трещины в грубозернистых песчаниках — через 5–10 см. С уменьшением размера зерен частота трещин возрастает. Максимальна она — через доли миллиметра — в глинистых сланцах.

Граница отложений интервалов 4 и 5 наилучшим образом обнажена в оврагоподобном понижении на юго-западном берегу оз. Ялангаскуль (рис. 12). Верхняя часть интервала 4 сложена чередованием микститов, кислых вулканокластических граувакк и тонкослоистых кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Среди них встречены единичные прослои мощностью до 4 см, сложенные граувакками, типичными для интервала 5. Восточнее и выше по разрезу следуют граувакки интервала 5.

Внешний вид обнажения создает впечатление тектонической природы контакта, прежде всего из-за ярко-выраженного кливажа в граувакках интервала 5 (см. рис. 12). Однако его согласный характер подтвержден еще в двух пересечениях — к востоку от вершины 588.6 и в 800 м к северо-западу от оз. Оптанай. В них признаков тектонической природы нижнего контакта интервала 5 не обнаружено. Повсеместно он постепенный: в верхней части интервала 4 присутствуют единичные прослои граувакк, характерных для интервала 5.

В песчаниках в большинстве случаев наблюдается градационная сортировка. В зависимости от их гранулометрического состава и мощности можно выделить три типа слоев.

К первому типу отнесены слои с градационной сортировкой и мощностью 0.3–0.8 м. Они сложены среднезернистыми песчаниками в основании и тонкозернистыми песчаниками или алевролитами в кровле. В ассоциации с ними находятся аргиллиты, кремни и кремнистые алевролиты мощностью от нескольких миллиметров до 30–40 см и более. Во второй тип включены слои с градационной сортировкой и мощностью 0.8–1.2 м. В нижней части они представлены песчаниками грубо- и крупнозернистыми, а в верхней — мелко- и тонкозернистыми. Отдельные слои песчаников залегают друг на друге или разделяются пакетами кремней, кремнистых аргиллитов или аргиллитов мощностью до 10 см. К третьему типу отнесены песчаники грубо- и крупнозернистые, иногда с несущественной примесью гравийных обломков. Градационная сортировка проявлена слабо. Мощность слоев составляет 0.8–1.1 м. Прослои кремней, аргиллитов и алевролитов в ассоциации со слоями третьего типа не встречены.

В большинстве случаев слои каждого типа образуют пачки мощностью по 50–300 м. Они сменяют друг друга по разрезу и по простиранию, образуя многочисленные линзы протяженностью до первых километров.

Эти линзы хорошо распознаются как при маршрутных наблюдениях, так и при анализе аэро- и космоснимков. Наиболее ярким примером служит линза, расположенная в 3.5 км к юго-юго-востоку от д. Кусеево, в 500 м к северу от оз. Балыкты (рис. 13). Ее кровля в плане прямолинейная, ориентирована меридионально; подошва — корытообразная, обращенная выпуклостью на запад, т. е. вниз по разрезу. Протяженность линзы с севера на юг превышает 1 км. Мощность в центральной части составляет 300 м, в выклинках — менее 75 м.

На северном и южном концах линзы преобладают слои первого типа. Кроме них встречаются слои меньшей мощности — до 15 см, сложенные в основании мелкозернистыми песчаниками, а в кровле — тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. Вверх по разрезу мощность слоев и размерность обломочного материала возрастают, приближаясь по своим параметрам к слоям второго типа. В северной выклинке линза подстилается последовательностью граувакк третьего типа. В южной части под линзой залегает тело выветрелых габброидов, имеющее на космоснимке округлую форму (см. рис. 13).

Нижняя центральная часть линзы сложена слоями второго типа. В песчаниках встречаются обломки кремней гравийной размерности. Вверх по разрезу мощность слоев незначительно сокращается, грубозернистые разности становятся более редкими.

В интервале 5 среди граувакк на разных уровнях залегает несколько горизонтов кремней и кремнистых

Рис. 11. Кливаж и трещиноватость в породах интервала 5

а — наращивание разреза слева направо: на мелкозернистых песчаниках с частыми трещинами кливажа залегают песчаники грубозернистые с более редкими трещинами кливажа; б — крупнозернистые песчаники залегают на кремнях, кливаж бьет породы почти под прямым углом к поверхности напластования; в — многочисленные разноориентированные трещины на поверхности напластования крупнозернистых песчаников.

Fig. 11. Cleavage and jointing set in interval 5 rocks

a — bottom of the section is in the left part of picture: on fine-grained sandstones with frequent joints there are coarse-grained sandstones with more rare joints; б — coarse-grained sandstones overlie cherts, joints divide rocks almost at right angles to the bedding surface; в — numerous multi-oriented joints on the surface of coarse-grained sandstones.

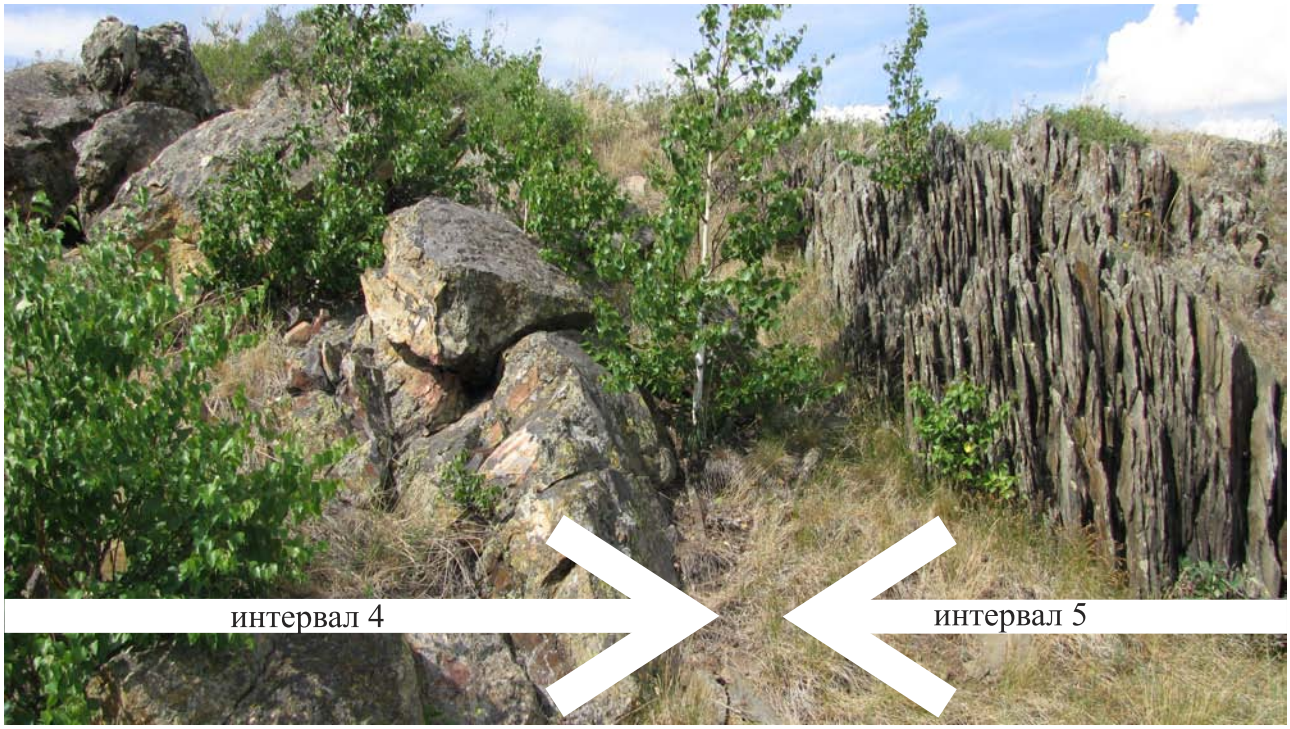


Рис. 12. Зона контакта отложений интервалов 4 и 5 к западу от оз. Ялангаскуль
Fig. 12. Contact zone of intervals 4 and 5 to the west of Lake Yalangaskul

Рис. 13. Космоснимок с изображением одной из линз интервала 5. Источник — Google Earth
Fig. 13. Lens from the interval 5. Source of picture is Google Earth

алевролитов серого, темно-серого, иногда почти черного цвета, с характерными белыми корочками выветривания. Мощность их от 1 до 3 м.

У оз. Ялангаскуль насчитывается пять подобных слоев кремней. В 2–3 км южнее их количество возрастает до семи.

Изменения количества слоев кремней вызваны их замещением по простиранию глинистыми сланцами и расщеплением одного слоя на два. Это установлено при маршрутных описаниях (рис. 14, 15).

Важной особенностью интервала 5 является наличие в его нижней половине прослоев грубозернистых песчаников и гравийно-щебневых микститов, по составу весьма отличающихся от вмещающих их граувакк, но близких к кластолитам интервала 4. Встречены они более чем в шести пунктах. Мощность их меняется от 5 см до 0.7 м, а протяженность формируемых ими линз достигает 100 м. Примечательно то, что тяготеют эти линзы к прослоям кремней, т. е. к тем интервалам разреза, при формировании которых поступление полимиктовых граувакк было подавлено. Аналогичными кислыми вулканокластическими гравелитами сложен блок размером 150×10–25 см, ориентированный перпендикулярно к наслоению вмещающих его полимиктовых граувакк (точка 15–19, N 53° 00' 22.04", E 58° 25' 12.05").

По простиранию на юг мощность отложений интервала 5 сокращается. На широте д. Назаркино, на северо-восточном отроге вершины с триангуляционным пунктом 629.8, она, по-видимому, не превышает 80–100 м.

По простиранию на север отложения данного интервала плохо обнажены и прослеживается с трудом. Песчаники, вероятно, выклиниваются из разреза.

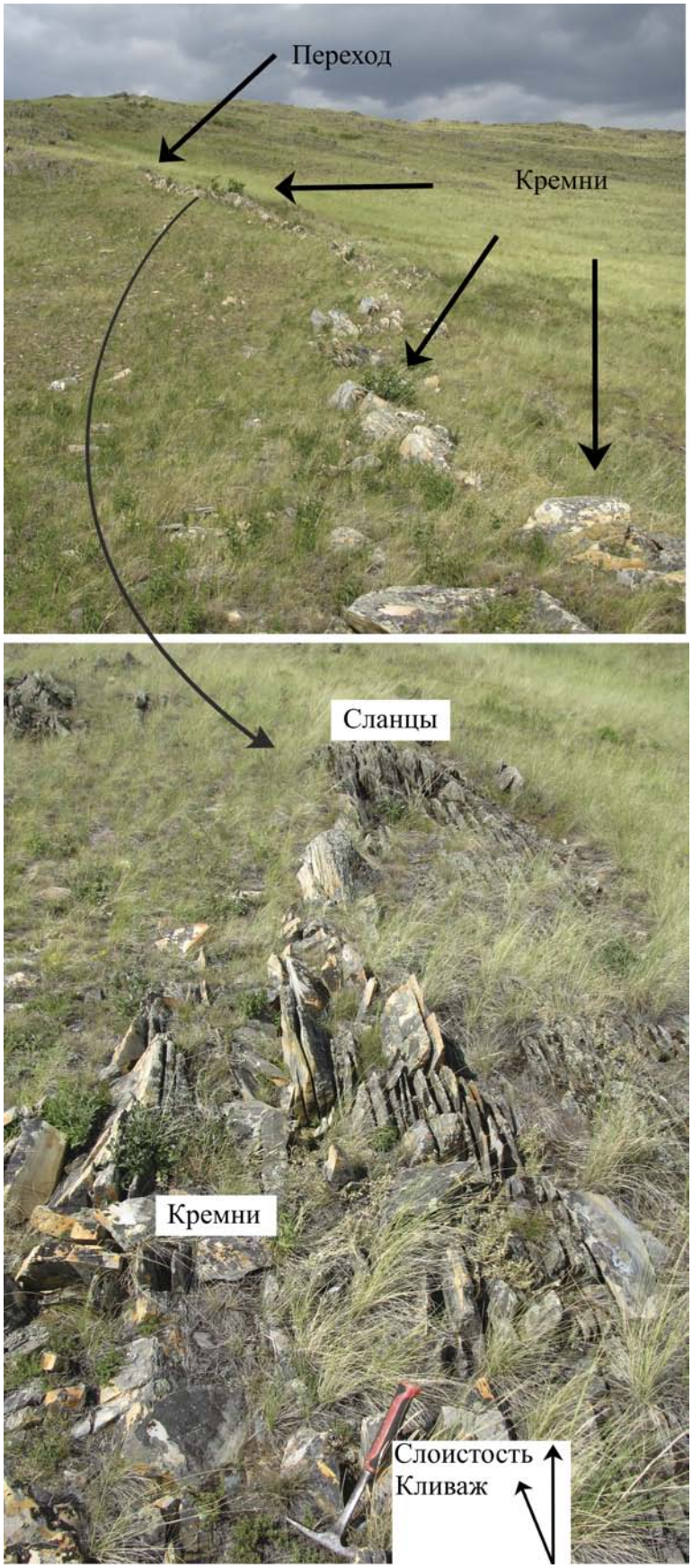


Рис. 14. Замещение кремней глинистыми сланцами

Fig. 14. Transition of cherts to shales

Остаются лишь черные и темно-серые кремни мощностью до 20 м. Они обнажены в 700 м к югу от д. Идяш-Кускарово, в скальном выходе высотой 5 м на правом береге р. Большой Кизил (N 53° 13'49.23", E 58° 29'35.06").

Интервал 6

Граувакки, аналогичные грауваккам интервала 5, но без выдержанных и относительно мощных горизонтов кремней. В ассоциации с ними находятся алевролиты и аргиллиты темно-серого и почти черного цвета, которые слагают как самостоятельные пачки мощностью в первые метры, так и миллиметровые прослои. Кремни мощностью не более 1 м единичны и встречены лишь в нижней части интервала. Верхняя часть интервала обнажена плохо, часто прорвана телами габброидов размерами от первых метров до нескольких десятков метров.

Мощность на широте оз. Ялангаскуль 1100 м.

К северу от оз. Ялангаскуль, в окрестностях д. Идяш-Кускарово, разрез, соответствующий интервалу 6, разделен на две части, контрастно отличающиеся по петрографическому и геохимическому составу граувакк и разделяющих их прослоев [Мельничук, Фазлиахметов, 2017]. Особенно явно граувакки отличаются по содержанию Ni и Cr (рис. 16), а по макроскопическим признакам — практически одинаковые.

В *нижней части*, имеющей мощность 150 м, в переслаивании с грауваккками находятся слоистые кремни и глинистые кремни. Граувакки сложены кварцем, плагиоклазом и зернами вулканитов разного состава. По результатам анализа аэро- и космоснимков и маршрутным описаниям отложения данной части разреза не образуют выходов южнее, но слагают невысокие холмы, протягивающиеся от д. Идяш-Кускарово на север по левому (восточному) берегу руч. Идяш на расстоянии 3 км.

В *верхней части* мощностью 300 м прослои кремней единичны, многочисленные слои граувакк разделены прослоями глинистых сланцев. Состав граувакк типичен для граувакк интервалов 5 и 6 разреза у оз. Ялангаскуль.

Отложения верхней части интервала 6 прослеживаются в южном направлении до широты оз. Ялангаскуль и далее на юг до д. Назаркино.

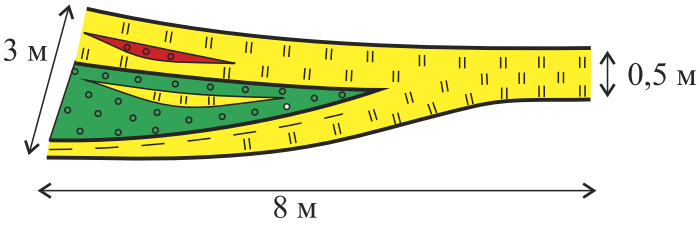


Рис. 15. Раздвоение слоя кремней

Красная заливка — кислые вулканокластические граувакки. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 15. Bifurcation of cherts

Red fill — acidic volcanoclastic greywackes. For the legend see fig. 2.

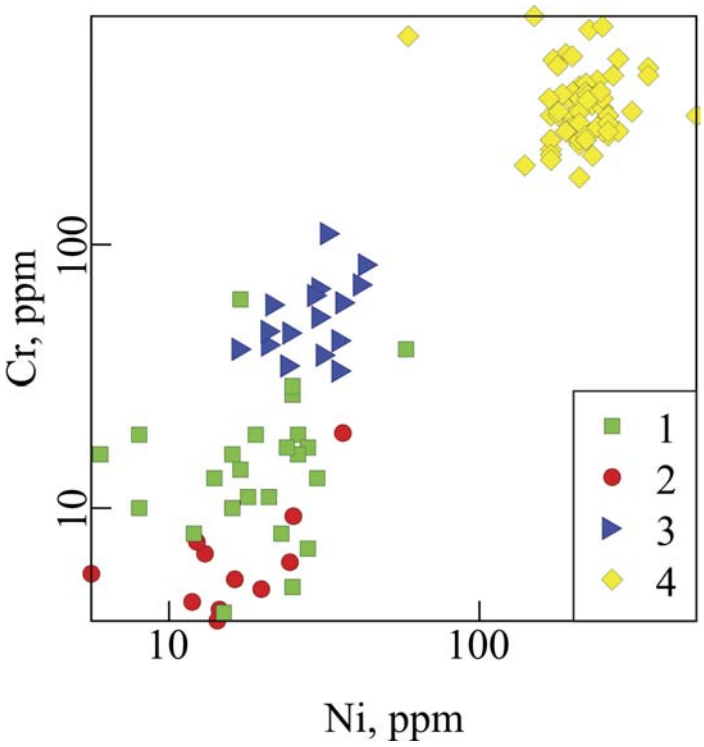


Рис. 16. Содержание Ni и Cr в верхнефранских грауваккках Худолазовской мульды

1 — улутауская свита, 2 — ялангасская линза, 3 — идяш-кускаровская линза, 4 — худолазовская линза.

Fig. 16. Content of Ni and Cr in Upper Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline

1 — the Ulutau Formation, 2 — yalangas lens, 3 — idyash-kuskarovo lens, 4 — khudolaz lens.

Интервал 7

Олистостром, состоящий из глыб и блоков вулканических и осадочных пород. Особенно отчетливо в обнажениях и на аэрофотоснимках опознаются блоки известняков размером до нескольких сотен метров (рис. 17). Мощность 200–250 м.

Рис. 17. Олистолиты известняков в Биягодинском олистостроме в районе д. Ишкулово (верхний) и на широте оз. Ялангаскуль (нижний)

Fig. 17. Olistoliths of limestones in Biyagoda olistostrome in the area of Ishkulovo village (upper pict.) and near the Lake Yalangaskul (lower pict.)

Сопоставление разреза франских отложений Худолазовской мульды с региональной стратиграфической шкалой

В настоящее время в основе стратиграфической схемы девона Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала лежат многочисленные находки отпечатков конодонтов [Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2010; Артюшкова, 2014]. Их поиск в разрезе у оз. Ялангаскуль оказался успешным лишь в отложениях интервала 5. В связи с этим стратиграфическая привязка охарактеризованного выше разреза основана преимущественно на данных по изучению вещественного состава граувакк и на результатах прослеживания отдельных интервалов к разрезам, где фауна была обнаружена ранее (см. рис. 2, 4).

Интервал 1 относится к улутауской свите. Об этом свидетельствует состав граувакк, свойственный ее верхним горизонтам, и залегание под относительно мощной и выдержанной по простиранию

пачкой черных и темно-серых кремней. Данный интервал отнесен к улутауской свите на геологических картах всех поколений и масштабов.

Интервалы 2 и 3, судя по нескольким пересечениям, сложены преимущественно черными кремнями, что позволяет сопоставлять их и, возможно, нижнюю часть интервала 4 с мукасовской свитой.

Интервал 4 (ялангасская линза), по положению выше кремней мукасовской свиты и по преобладанию вулканокластических граувакк, допустимо отнести к нижней подсвите биягодинской свиты.

Интервал 5 разными авторами относился к разным стратиграфическим подразделениям: к улутауской свите [Кривоносов, 1962 г.], к мукасовской свите [Мизенс, Клещенок, 2005; Маслов, Артюшкова, 2010], к зилаирской свите [Павлов, 1988 г.]. Новые находки конодонтов, сделанные О.В. Артюшковой (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа) в двух обнажениях кремней интервала 5, позволили прояснить ситуацию. Первое обнажение — № 02621 (см. рис. 3) расположено на юго-западном берегу оз. Ялангаскуль (N 53° 01'35.68", E 58° 25'50.57") и охарактеризовано конодонтами *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp., *Pa. nasuta* Müller, *Pa. rhenana* Bischoff. Второе — № 02620 расположено у юго-восточного берега озера и приурочено к самой верхней части интервала 5 (N 53° 01'25,83", E 58° 26'23,44"). Конодонты представлены следующими экземплярами: *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis foliacea* Youngquist, *Pa. hassi* Müller et Müller, *Pa*. aff. *kaledai* Ovnatanova et Kononova, *Pa. lyaiolensis* Khrustcheva et Kuzmin, *Pa*. ex gr. *rhenana* Bishoff. Помимо этого, в образце О.В. Артюшковой № 02621А посредством рентгеновской компьютерной томографии по методике [Фазлиахметов и др., 2015] обнаружены *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler и *Pa. hassi* Müller et Müller.

По представленному комплексу конодонтов О.В. Артюшковой сделано заключение о позднефранском возрасте вмещающей толщи. Учитывая очень маленький размер конодонтов, однообразный таксономический набор и положение в разрезе, предполагается, что вмещающие отложения относится к нижней подсвите биягодинской свиты. Важно также отметить, что составы граувакк интервала 5, вышележащих граувакк и граувакк верхней части нижней подсвиты биягодинской свиты в стратотипе (разрез у д. Идяш-Кускарово) идентичны.

Интервал 6 бесспорно относится к нижней подсвите биягодинской свиты (пограничный франско-фаменский интервал), поскольку явно прослеживается на север и на юг к разрезам с известными находками отпечатков конодонтов и залегает непосредственно под биягодинским олистостромом, относящимся к верхней подсвите биягодинской свиты.

Интервал 7 — биягодинский олистостром. Относится к верхней (фаменской) подсвите биягодинской свиты [Маслов, Артюшкова, 2010].

Таким образом, к улутауской свите относится интервал 1; к мукасовской свите —интервалы 2 и 3; к нижней подсвите биягодинской свиты — интервалы 4–6; к верхней подсвите биягодинской свиты — интервал 7.

Обсуждение

Если абстрагироваться от характера примеси в силицитах, состава и особенностей мобилизации обломочного материала, то можно прийти к выводу, что на протяжении всего франского века обстановки седиментации были монотонными, накапливались отложения всего двух генетических типов.

Первый генетический тип представлен силицитами (часто радиоляритами) черного и серого цвета, слоистыми или без видимой слоистости. Он близок к планктоногенной подгруппе хемогенно-биогенного генетического ряда морских отложений по классификации В.Т. Фролова [1984]. Формирование подобных осадков протекает в глубоководных обстановках при подавленном поступлении обломочного материала. Наличие тонкой слоистости свидетельствует о некоторых изменениях условий седиментации (окислительно-восстановительных, поступлении тонкодисперсного обломочного, гидротермального и органогенного материала). К сожалению, силициты девона Магнитогорской мегазоны, несмотря на то, что они несут огромный объем информации об обстановках седиментации, изучены мало. Им посвящены лишь единичные публикации [Хворова и др., 1972; Зайков и др., 1993; Кузнецова, 2005; Мизенс и др., 2005; Фазлиахметов, 2018; и др.].

Второй генетический тип отложений, изученный гораздо лучше [Хворова, Ильинская, 1980; Мизенс, 2002, 2009; Мизенс, Свяжина, 2007; Фазлиахметов, 2011; и др.], относится к механогенному ряду по классификации В.Т. Фролова [1984] и представлен преимущественно турбидитами, в меньшей мере дебритами. Их присутствие в разрезе и суммарная большая мощность, так же как и наличие отложений первого генетического типа, указывают на глубоководные обстановки. О минимальной глубине можно приближенно судить по мощности франских отложений — более 2500 м.

Маршрутные исследования, анализ аэро- и космоснимков позволили выявить, что нижняя подсвита биягодинской свиты имеет линзовидное строение. Причем состоит она на западном крыле Худолазовской синклинали из трех линз, имеющих разный размер и состав обломочного материала. Первая линза — яглангасская. Она отчетливо картируется и выделяется по составу обломочного материала (кварц, обломки кислых вулканитов, кремней и кварцитов). Наличие второй линзы предполагается. Ей соответствует нижняя часть разреза биягодинской свиты у д. Идяш-Кускарово (интервал 5). Эта линза — идяш-кускаровская — плохо обнажена, но явно выделяется по составу слагающего ее обломочного материала (обломки вулканических и субвулканических пород разного состава, плагиоклазы, кварц) и присутствию прослоев глинисто-кремнистых пород в переслаивании с граувакками. Третья линза (худолазовская) наиболее крупная. Ее мощность достигает 1700 м, а протяженность, видимо, превышает протяженность самой Худолазовской мульды, т. е. более 35 км. На широте озера Ялангаскуль худолазовская линза залегает на ялангасской, а севернее — на идяш-кускаровской линзе. Граувакки сложены обломками кислых вулканитов, кварцитов, слюдистых кварцитов, серпентинитов, биотитом и др. В переслаивании с граувакками находятся глинистые сланцы. Сама худолазовская линза состоит из нескольких линз меньшего размера, явно не отличающихся по составу кластики.

Повсеместное присутствие турбидитов и глубоководные обстановки позволяют рассматривать выделенные линзы как «срезы» глубоководных конусов выноса. Первые два конуса (ялангасский и идяш-кускаровский) сравнительно небольшие. Третий (худолазовский) — крупный. Он состоял из нескольких лопастей, о чем свидетельствует наличие нескольких линз в составе самой худолазовской линзы.

Разный состав обломков каждого из конусов выноса указывает на разные источники сноса. Периоды их максимальной активности не совпадали во времени. Вместе с этим постепенный характер контакта ялангасской и худолазовской линз (интервалы 4 и 5 приведенного выше разреза), т. е. переслаивание граувакк разного состава, указывает на периоды одновременного поступления обломочного материала из разных источников.

Как следует из приведенного описания, в самом конце франского века в область седиментационного бассейна, соответствующую современным окрестностям оз. Ялангаскуль, массово поступал обломочный материал. Учитывая мощность биягодинской свиты (2250 м) и время ее накопления, рассчитанное по данным [Becker et al., 2012] и равное примерно 1.5 млн лет, скорость его накопления превышала 1500 мм/тыс. лет, т. е., по терминологии А.П. Лисицына [1988], была сверхлавинной.

Учитывая глубоководность отложений нижней подсвиты биягодинской свиты, их можно сопоставить с отложениями второго уровня лавинной седиментации (турбидиты у подножия пассивных континентальных окраин). Согласно А.П. Лисицину [1988], лавинная и сверхлавинная седиментация на этом уровне происходит в периоды падения уровня океана. Примечательно, что накопление нижней подсвиты биягодинской свиты, судя по данным [Becker et al., 2012], совпадает по времени с глубоким падением уровня Мирового океана и с глобальным событием «Upper Kellwasser». По всей видимости, эти события сопряжены, что, однако, требует дополнительного обоснования, поскольку с глобальными изменениями рубежа франского и фаменского веков на восточном склоне Южного Урала обычно связывают образование биягодинского олистострома [Мизенс, 2002, 2003; Artyushkova, Maslov, 2008].

Заключение

Детальные полевые исследования, проведенные на западном крыле Худолазовской мульды, вместе с обобщением данных из опубликованных и фондовых работ позволили уточнить строение франских отложений и прийти к следующим основным результатам.

1. Разрез франских отложений на широте озера Ялангаскуль описан впервые. В нем установлены верхняя часть улутауской свиты, мукасовская свита и нижняя подсвита биягодинской свиты. Мощность франских отложений — около 2500 м — максимальна во всей Западно-Магнитогорской зоне.

2. Отложения представлены двумя группами пород: силициты (кремни, радиоляриты) и кластолиты различных гранулометрических классов, относящиеся, по классификации В.Т. Фролова, соответственно к планктоногенной подгруппе хемогенно-биогенного генетического ряда и к механогенному ряду (турбидиты, дебриты) глубоководных морских отложений.

3. Отложения нижней подсвиты биягодинской свиты сформировались при поступлении обломочного материала из трех источников сноса. Соответственно, образовались три конуса выноса, имеющих

в современном эрозионном срезе форму линз, названных ялангасской, идяш-кускаровской и худолазовской.

4. Ялангасская линза залегает в нижней части биягодинской свиты на кремнях мукасовской свиты. Ее максимальная мощность (350 м) и наилучшие обнажения расположены непосредственно к западу от оз. Яланкаскуль. В северном и в южном направлении мощность линзы постепенно сокращается. Протяженность ее около 30 км. Обломочный материал представлен кислыми вулканитами, кварцем, плагиоклазами, кремнями и кварцитами.

5. Идяш-кускаровская линза залегает у д. Идяш-Кускарово либо на отложениях мукасовской свиты, либо на отложениях, соответствующих интервалу 5 разреза у оз. Ялангаскуль (в нижней части биягодинской свиты, несколько выше ее подошвы). Мощность ее 150 м. По простиранию отложения линзы прослеживаются на 3 км к северу от названной деревни и далее не обнажены. Обломочный материал представлен вулканитами и субвулканическими породами кислого, среднего и основного состава, плагиоклазом, небольшим количеством кварца, кремнями.

6. Худолазовская линза наиболее крупная. Она протягивается по всему западному крылу Худолазовской синклинали. Мощность ее на широте озера Ялангаскуль 1700 м, на широте д. Идяш-Кускарово — 350 м. Протяженность — более 35 км. Залегает худолазовская линза на идяш-кускаровской и ялангасской линзах в северной и центральной частях Худолазовской мульды и на кремнях мукасовской свиты — в южной ее части. Обломочный материал представлен вулканическими и субвулканическими породами преимущественно кислого состава, кварцитами, слюдистыми кварцитами, биотитом, серпентинитами и др. В структуре Худолазовской линзы выделяются линзы меньших размеров, что служит свидетельством сложного строения конуса выноса и наличия в его структуре нескольких лопастей.

7. Большие объемы кластического материала, поступающего в область седиментации при формировании отложений биягодинской свиты, предположительно обусловлены падением уровня океана и сопряжены с глобальным событием «Upper Kellwasser».

Благодарности: Автор благодарен сотрудникам Лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ УФИЦ РАН В.А. Маслову и О.В. Артюшковой за консультации и демонстрацию некоторых разрезов. Неоценимую помощь при проведении полевых работ и обработке образцов оказали студенты кафедры геологии и полезных ископаемых Башкирского госуниверситета А.А. Гилязов, И.Х. Сафин, Н.И. Тимуршин, А.Ф. Атнагулов, Д.В. Миниярова, А.А. Демидова и водитель И.М. Мунасипов.

Исследования выполнены по теме государственного задания № 0246-2019-0118.

Список литературы:

Аржавитина М.Ю. К геохимии пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория // Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1976. – С. 105–111.

Аржавитина М.Ю. Особенности минерального состава терригенных пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория // Минералого-геохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1978. – С. 48–55.

Артюшкова О.В. Девонские конодонты из вулканогенно-кремнистых отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. – Уфа: ДизайнПресс, 2014. – 152 с.

Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В. Вулканизм и металлоносные отложения девонской островодужной системы Южного Урала. – Екатеринбург: Уро РАН, 1993. – 146 с.

Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2009. – 348 с.

Кузнецова Е.В. Петрохимические модули в применении к среднепалеозойским силицитам Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Ежегодник–2005 / ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2005. – С. 63–67.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988. – 309 с.

Маслов В.А. Девон восточного склона Урала. – М.: Наука, 1980. – 224 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 288 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М. Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория. – Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. – 82 с.

Мельничук О.Ю., Фазлиахметов А.М. К вопросу о существовании микроконтинента в позднедевонское время на Среднем Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. – 2017. – № 20. – С. 148–155.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. – 192 с.

Мизенс Г.А. Колебания уровня Мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах Юга Урала // Литосфера. – 2003. – № 4. – С. 43–64.

Мизенс Г.А. Редкие элементы и особенности источников сноса обломочного материала осадочных формаций девона и карбона в восточных зонах Южного Урала // Геохимия. – 2009. – № 12. – С. 1259–1278.

Мизенс Г.А., Клещенок Н.С. Некоторые особенности геологии мукасовской свиты (верхний девон Южного Урала) // Ежегодник–2005 / ИГиГ им. акад. А.Н. Заварицкого: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург, 2005. – С. 93–97.

Мизенс Г.А., Свяжина И.А. О палеогеографии Урала в девоне // Литосфера. – 2007. – № 2.– С. 29–44.

Мизенс Г.А., Кузнецова Е.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Редкоземельные элементы в девонских осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях Южного Урала // Докл. РАН. – 2005. – Т. 403, № 3. – С. 382–387.

Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. – Уфа: БФАН СССР, 1984. – 112 с.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. – 318 с.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / *Под ред. В.Н. Шванова*. – СПб: Недра, 1998. – 352 с.

Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Клюжина М.Л., Анфимов Л.В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век. – М.: Наука, 1974. – 218 с.

Фазлиахметов А.М. Условия седиментации улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Литосфера. – 2011. – № 2. – С. 42–52.

Фазлиахметов А.М. Геохимические особенности девонских силицитов Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник Академии наук РБ. – 2018. – Т. 27, № 2 (90). – С. 89–97.

Фазлиахметов А.М., Аржавитина М.Ю., Гилязов А.А. Петрографические особенности верхнефранских вулканокластических граувакк окрестностей озера Ялангаскуль (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2016. – № 12. – С. 23–30. – doi.org/10.19110/2221-1381-2016-12-23-30.

Фазлиахметов А.М., Стаценко Е.О., Храмченков Э.М., Тагариева Р.Ч. К методике изучения конодонтов, заключенных в кремнистых породах // Геология. Известия Отд. наук о Земле и природных ресурсов. – 2015. – № 21. – С. 113–115.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. – М.: Недра, 1984. – 222 с.

Хворова И.В., Ильинская М.Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования // Литология и полезные ископаемые. – 1980. – № 4. – С. 55–67.

Хворова И.В., Золотарев Б.П., Гусарева А.И. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. – 1972. – № 6.– С. 26–41.

Artyushkova O.V., Maslov V.A. Detailed correlation of the Devonian deposits in the South Urals and some aspects of their formation // Bulletin of Geosciences. – 2008. – No. 83 (4). – P. 391–399. – doi.org/10.3140/bull.geosci.2008.04.391.

Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. The Devonian Period // The Geological Time Scale 2012. – Amsterdam: Elsevier, 2012. – P. 559–601. – doi.org/10.1016/b978-0-444-59425-9.00022-6.

References:

Artyushkova O.V. Devonskie konodonty iz vulkanogenno-kremnistykh otlozhenii Magnitogorskoi megazony Yuzhnogo Urala [Devonian conodonts from volcanic-siliceous deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa: DizaynPress, 2014. 152 p. (In Russian).

Artyushkova O.V., Maslov V.A. Detailed correlation of the Devonian deposits in the South Urals and some aspects of their formation // Bulletin of Geosciences. 2008. № 83 (4). P. 391–399. doi.org/10.3140/bull.geosci.2008.04.391.

Arzhavitina M.Yu. K geokhimii porod zilairskoi svity Magnitogorskogo megasinklinoriya [To the geochemistry of rocks of the Zilair suite of the Magnitogorsk megasynclinorium] // Voprosy mineralogii i geokhimii rud i gornykh porod Yuzhnogo Urala [Questions of mineralogy and geochemistry of ores and rocks of the Southern Urals]. Ufa: Institut geologii BFAN SSSR, 1976. P. 105–111. (In Russian).

Arzhavitina M.Yu. Osobennosti mineral'nogo sostava terrigennykh porod zilairskoi svity Magnitogorskogo megasinklinoriya [Features of the mineral composition of terrigenous rocks of the Zilair suite of the Magnitogorsk megasynclinorium] // Mineralogo-geokhimicheskie osobennosti kolchedannykh mestorozhdenii, vulkanogennykh i osadochnykh obrazovanii Yuzhnogo Urala [Mineralogical and geochemical features of pyrite deposits, volcanogenic and sedimentary formations of the Southern Urals]. Ufa: Institut geologii BFAN SSSR, 1978. P. 48–55. (In Russian).

Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. The Devonian Period // The Geological Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 559–601. doi.org/10.1016/b978-0-444-59425-9.00022-6.

Fazliakhmetov A.M. Usloviya sedimentatsii ulutauskoi svity Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala [Conditions of sedimentation of the Ulutau suite of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals] // Litosfera. 2011. No. 2. P. 42–52. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M. Geokhimicheskie osobennosti devonskikh silitsitov Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala [Geochemical features of the Devonian silicites of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals] // Vestnik Akademii nauk Respublici Bashkortostan. 2018. T. 27. No. 2 (90). P. 89–97. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M., Arzhavitina M.Yu., Gilyazov A.A. Petrograficheskie osobennosti verkhnefranskikh vulkanoklasticheskikh grauvakk okrestnostei ozera Yalangaskul' (Zapadno-Magnitogorskaya zona Yuzhnogo Urala) [Petrographic features of the Upper Frasnian volcaniclastic greyushak surroundings of Lake Yalangaskul (West Magnitogorsk zone of the Southern Urals)] // Vestnik Instituta geologii Komi NC UrO RAN. 2016. No. 12. P. 23–30. (In Russian). doi.org/10.19110/2221-1381-2016-12-23-30.

Fazliakhmetov A.M., Statsenko E.O., Khramchenkov E.M., Tagariyeva R.C. K metodike izucheniya konodontov, zaklyuchennykh v kremnistykh porodakh [To the method of studying conodonts enclosed in siliceous rocks] // Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnykh resursov. 2015. No. 21. P. 113–115. (In Russian).

Frolov V.T. Geneticheskaya tipizatsiya morskikh otlozhenii [Genetic typification of marine sediments]. Moscow: Nedra, 1984. 222 p. (In Russian).

Khvorova I.V., Il'inskaya M.N. Verkhnedevonskie grauvakkovye otlozheniya Yuzhnogo Urala i mekhanizm ikh formirovaniya [Upper Devonian greywacke deposits of the

Southern Urals and the mechanism of their formation] // Litologiya i poleznyye iskopayemye. 1980. No. 4. P. 55–67. (In Russian).

Khvorova I.V., Zolotarev B.P., Gusareva A.I. Mikroelementy v evgeosinklinal'nykh kremnistykh porodakh Yuzhnogo Urala [Trace elements in eugeosynclinal siliceous rocks of the Southern Urals] // Litologiya i poleznye iskopayemye. 1972. No. 6. P. 26–41. (In Russian).

Kuznetsova E.V. Petrokhimicheskie moduli v primenenii k srednepaleozoyskim silitsitam Magnitogorskoi megazony (Yuzhnyi Ural) [Petrochemical modules applied to the Middle Paleozoic silicites of the Magnitogorsk megazone (Southern Urals)] // Yezhegodnik–2005 [Yearbook–2005]. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 2005. P. 63–67. (In Russian).

Lisitsyn A.P. Lavinnaya sedimentatsiya i pereryvy v osadkonakoplenii v moryah i okeanah [Avalanche sedimentation and interruption in sedimentation in the seas and oceans]. Moscow: Nauka, 1988. 309 p. (In Russian).

Maslov V.A. Devon vostochnogo sklona Urala [The Devonian of the eastern slope of the Urals]. Moscow: Nauka, 1980. 224 p. (In Russian).

Maslov V.A., Artyushkova O.V. Stratigrafiya i korrelyatsiya devonskih otlozhenii Magnitogorskoi megazony Yuzhnogo Urala [Stratigraphy and correlation of the Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa: DizaynPoligrafServis, 2010. 288 p. (In Russian).

Maslov V.A., Artyushkova O.V., Nurmukhametov E.M. Franskie otlozheniya Magnitogorskogo megasinklinoriya [Frasnian deposits of the Magnitogorsk megasynclinorium]. Ufa: IG UNC RAN, 1999. 82 p. (In Russian).

Mel'nichuk O.Yu., Fazliakhmetov A.M. K voprosu o sushchestvovanii mikrokontinenta v pozdnedevonskoe vremya na Srednem Urale [On the question of the existence of a microcontinent in the Late Devonian time in the Middle Urals] // Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnye chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo [Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky]. 2017. No. 20. P. 148–155. (In Russian).

Mizens G.A. Sedimentatsionnye basseyny i geodinamicheskie obstanovki v pozdnem devone – ranney permi yuga Urala [Sedimentation basins and geodynamic settings in the Late Devonian of the Early Permian south of the Urals]. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, 2002. 192 p. (In Russian).

Mizens G.A. Kolebaniya urovnya Mirovogo okeana i osadkonakoplenie v devonskih glubokovodnyh basseynah yuga Urala [World ocean level fluctuations and sedimentation in Devonian deep-water basins of the South of Urals] // Litosfera. 2003. No. 4. P. 43–64. (In Russian).

Mizens G.A. Trace elements and characteristics of the sources of clastic material in the Devonian and Carboniferous sedimentary formations of the eastern zones of the Southern Urals // Geochemistry International. 2009. V. 47, No. 12. P. 1180–1197. doi.org/10.1134/s0016702909120039.

Mizens G.A., Kleshchenok N.S. Nekotorye osobennosti geologii mukasovskoi svity (verkhniy devon Yuzhnogo Urala) [Some features of the geology of the Mukasov Formation (Upper Devonian of the Southern Urals)] // Ezhegodnik–2005 [Yearbook–2005]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 2005. P. 93–97. (In Russian).

Mizens G.A., Kuznetsova E.V., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. Rare earth elements in Devonian sedimentary and volcanosedimentary rocks of the southern Urals // Doklady Earth Sciences. 2005. Vol. 403, No. 6. P. 870–875.

Mizens G.A., Svyazhina I.A. O paleogeografii Urala v devone [On the Ural Paleogeography in the Devonian] // Litosfera. 2007. No. 2. P. 29–44. (In Russian).

Salikhov D.N., Pshenichnyi G.N. Magmatizm i orudenenie zony ranney konsolidatsii Magnitogorskoi evgeosinklinali [Magmatism and mineralization of the zone of early consolidation of the Magnitogorsk eugeosyncline]. Ufa: BFAN SSSR, 1984. 112 p. (in Russian).

Seravkin I.B., Znamenskii S.E., Kosarev A.M. Razryvnaya tektonika i rudonosnost' Bashkirskogo Zaural'ya [Fault tectonics and ore deposites of the Trans-Uralian Bashkiria]. Ufa: Poligrafkombinat, 2001. 318 p. (in Russian).

Smirnov G.A., Smirnova T.A., Klyuzhina M.L., Anfimov L.V. Materialy k paleogeografii Urala. Ocherk 5. Franskii vek [Materials for paleogeography of the Urals. Essay 5. The Frasnian]. Moscow: Nauka, 1974. 218 p. (In Russian).

Sistematika i klassifikaciya osadochnyh porod i ih analogov [Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues] / *V.N. Shvanov* (*ed.*). St. Petersburg: Nedra, 1998. 352 p. (In Russian).

Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Zaykova E.V. Vulkanizm i metallonosnye otlozheniya devonskoi ostrovoduzhnoi sistemy Yuzhnogo Urala [Volcanism and metalliferous deposits of the Devonian island arc system of the Southern Urals]. Yekaterinburg, 1993. 146 p. (in Russian).

Znamenskiy S.E. Strukturnye usloviya formirovaniya kollizionnyh mestorozhdenii zolota vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala [Structural conditions for the formation of collision gold deposits in the eastern slope of the Southern Urals]. Ufa: Gilem, 2009. 348 p. (in Russian).

Сведения об авторе:

Фазлиахметов Александр Маратович, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН). E-mail: famrb@mail.ru

About the author:

Alexander M. Fazliakhmetov, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS). E-mail: famrb@mail.ru

УДК 551.734.5(470.5) DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-2

УНИКАЛЬНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА ФРАНСКОГО – ФАМЕНСКОГО ЯРУСОВ (F/F) В РАЙОНЕ ГЕОПАРКА ТОРАТАУ (БАССЕЙНЫ РЕК РЯУЗЯК И СИКАСЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2020 г. Р.Ч. Тагариева, О.В. Артюшкова, А.Г. Мизенс

Реферат: Рассматриваются особенности изменения конодонтов и брахиопод в ракушняке пограничного фран-фаменского интервала в классических карбонатных разрезах Западно-Уральской внешней зоны складчатости Южного Урала. В разрезах Ряузяк и Кук-Караук (Сиказа) по конодонтам обосновывается положение границы в подошве барминского горизонта. Она зафиксирована внутри литологически однородной толщи брахиоподового ракушняка одновременным появлением конодонтов *Palmatolepis triangularis* Sann. и брахиопод *Parapugnax markovskii* (Yud.). Ракушняк пограничного F/F интервала расчленен на конодонтовые зоны и подзоны Upper *rhenana*, *linguiformis*, Lower и Middle *triangularis* и детально охарактеризован конодонтами и брахиоподами. Биофациальный анализ по конодонтам показывает, что в верхней части зоны *linguiformis* во всех разрезах наблюдается смена пальматолепидной биофации с изобилием таксонов рода *Palmatolepis* крайне обедненной, практически монотаксонной, икриодидной (мелководной) биофацией. По-видимому, это связано с эвстатическими изменениями уровня Мирового океана и с событием массового вымирания (Upper Kellwasser Event) рубежа F/F.

Ключевые слова: Южный Урал, пограничный F/F интервал, брахиоподовый ракушняк, конодонты, брахиоподы, биофации

UNIQUE CARBONATE SECTIONS OF THE FRASNIAN-FAMENNIAN STAGE BOUNDARY (F/F) IN THE GEOPARK TORATAU LOCALITY (THE RYAUZYAK AND SIKASYA RIVERS' BASIN IN THE WESTERN SLOPE OF THE SOUTHERN URALS)

© 2020 R.Ch. Tagarieva, O.V. Artyushkova, A.G. Mizens

Abstract. Peculiarities of conodonts and brachiopods change in a Frasnian-Famennian brachiopod coquina interval in classical carbonate sections of the Western Uralian Folded Zone in the Southern Urals are considered. In the Ryauzyak and Kuk-Karauk (Sikaza) sections, the boundary position is substantiated by conodonts at the bottom of the Barminsky horizon. It is established within a lithologically homogeneous brachiopod coquina by simultaneous emergence of the conodonts *Palmatolepis triangularis* Sann. and brachiopods *Parapugnax markovskii* (Yud.). The F/F boundary interval is subdivided into the Upper *rhenana*, *linguiformis*, Lower and Middle *triangularis* zones which are thoroughly characterized by means of conodonts and brachiopods. At the top of the Frasnian in all sections (*linguiformis* zone), a replacement of the palmatolepid biofacies with abundant taxa of the *Palmatolepis* genus by extremely poor monotaxonic icriodid biofacies is observed. This is probably due to changes in global sea levels and the Mass Extinction Event (Upper Kellwasser Event) at the F/F boundary.

Key words: South Urals, boundary F/F interval, brachiopod coquina, conodonts, brachiopods, biofacies

Для цитирования: *Тагариева Р.Ч., Артюшкова О.В., Мизенс А.Г.* Уникальные карбонатные разрезы пограничного интервала франского – фаменского ярусов (F/F) в районе геопарка Торатау (бассейны рек Ряузяк и Сикася западного склона Южного Урала) // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 24–38. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-2.

For citation: *Tagarieva R.Ch., Artyushkova O.V., Mizens A.G.* Unique carbonate sections of the Frasnian-Famennian stage boundary (F/F) in the geopark Toratau locality (the Ryauzyak and Sikasya rivers' basin in the Western slope of the Southern Urals) // Geologicheskii vestnik. 2020. No. 2. P. 24–38. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-2.

Введение

В 40 км северо-восточнее горы Торатау, в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости Южного Урала, известны прекрасные скальные выходы верхнедевонских отложений: разрезы Ряузяк и Кук-Караук (Сиказа) (рис. 1). Франский и фаменский ярусы здесь представлены в непрерывной последовательности и сложены органогенными известняками, с многочисленными кораллами, брахиоподами, криноидеями, конодонтами и ихтиофауной [Марковский, 1948; Домрачев, 1952; Кононова, 1969; Абрамова, 1999; Abramova, Artyushkova, 2004; Artyushkova et al., 2011; Tagarieva, 2013; Тагариева, Мизенс, 2015]. Франский ярус включает породы саргаевского, доманикового, мендымского и аскынского горизонтов [Стратиграфические…, 1993; Постановления…, 2008]. Фаменский ярус объединяет отложения барминского, макаровского, мурзакаевского, кушелгинского и лытвинского горизонтов.

Уровень основания зоны *triangularis* в изученных разрезах впервые установлен А.Н. Абрамовой и проходит внутри маломощного (не более 0.6 м) слоя брахиоподового ракушняка [Барышев, Абрамова, 1996; Юдина, 1997; Абрамова, 1999; Abramova, Artyushkova, 2004; Tagarieva, 2013; Тагариева, Мизенс, 2015]. Нижняя часть ракушняка по фауне конодонтов и брахиопод относится к аскынскому горизонту франского яруса [Стратиграфические…, 1993; Постановления…, 2008] и имеет в изученных разрезах небольшую мощность — от 0.20 м (см. рис. 1). Верхняя, бóльшая часть (0.40 м) ракушняка принадлежит барминскому горизонту фаменского яруса. Полная и лучшая палеонтологическая характеристика пограничных франско-фаменских отложений по конодонтам и брахиоподам наблюдается в стратотипической местности барминского горизонта в разрезе на р. Большая Барма и в разрезе Аккыр при впадении р. Бол. Киндерля в р. Зилим (см. рис. 1).

Материал и методика исследований

Каменный материал из пограничного франско-фаменского интервала в разрезах Ряузяк и Кук-Караук собран во время полевых работ 2008–2013 гг. Изучение разрезов проводилось с посантиметровым отбором более 30 проб весом до 2 кг каждая. Для всех проб были сделаны пришлифовки и прозрачные шлифы. В период лабораторной обработки из них предварительно выбирались брахиоподы. В совокупности в рассматриваемом интервале из двух разрезов было собрано более 1500 экземпляров раковин, отдельных створок и обломков. Оставшаяся после препарирования брахиопод часть породы использовалась для выделения конодонтов. Дезинтеграция пород осуществлялась по традиционной методике в 3–5% растворе муравьиной кислоты. Выборка микрофауны из нерастворимого осадка и ее дальнейшее изучение проводились под стереомикроскопом. Вся изученная коллекция насчитывает более 2000 экземпляров платформенных элементов конодонтов 57 видов, принадлежащих 7 родам, которые хранятся в Лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа).

Литолого-палеонтологическая характеристика пограничных франско-фаменских отложений разрезов Ряузяк и Кук-Караук

Отложения верхнего франа и нижнего фамена в разрезах Ряузяк и Кук-Караук характеризуются фациями относительно глубокого шельфа [Abramova, Artyushkova, 2004]. В данной работе приведена детальная литолого-палеонтологическая характеристика отложений верхней части аскынского горизонта (D_3f), барминского и низов макаровского горизонтов фамена.

Аскынский горизонт обычно представлен светло-серыми и белыми массивными и толстослоистыми органогенными известняками с большим количеством фауны брахиопод, местами образующих ракушняки. Вышележащие ракушняки ***барминского горизонта*** фаменского яруса залегают с постепенным переходом. Они сложены светло-серыми известняками, переполненными брахиоподами. Выше барминского горизонта последовательность палеонтологической летописи прерывается, поскольку нижняя часть отложений ***макаровского горизонта*** в изученных разрезах отсутствует. Макаровские известняки представляют собой светло-серые, розовато-серые, тонко- и среднеслоистые органогенные известняки, в которых присутствуют брахиоподы, криноидеи, ругозы и другая фауна.

Брахиоподовый ракушняк пограничного F/F интервала расчленен на конодонтовые зоны Upper *rhenana*, *linguiformis* (франский ярус, аскынский горизонт) и Lower, Middle *triangularis* (фаменский ярус, барминский горизонт) (см. рис. 1) [Абрамова, 1999; Abramova, Artyushkova, 2004; Tagarieva, 2013; Тагариева, Мизенс, 2015]. Расчленение проведено в соответствии со стандартной конодонтовой шкалой.

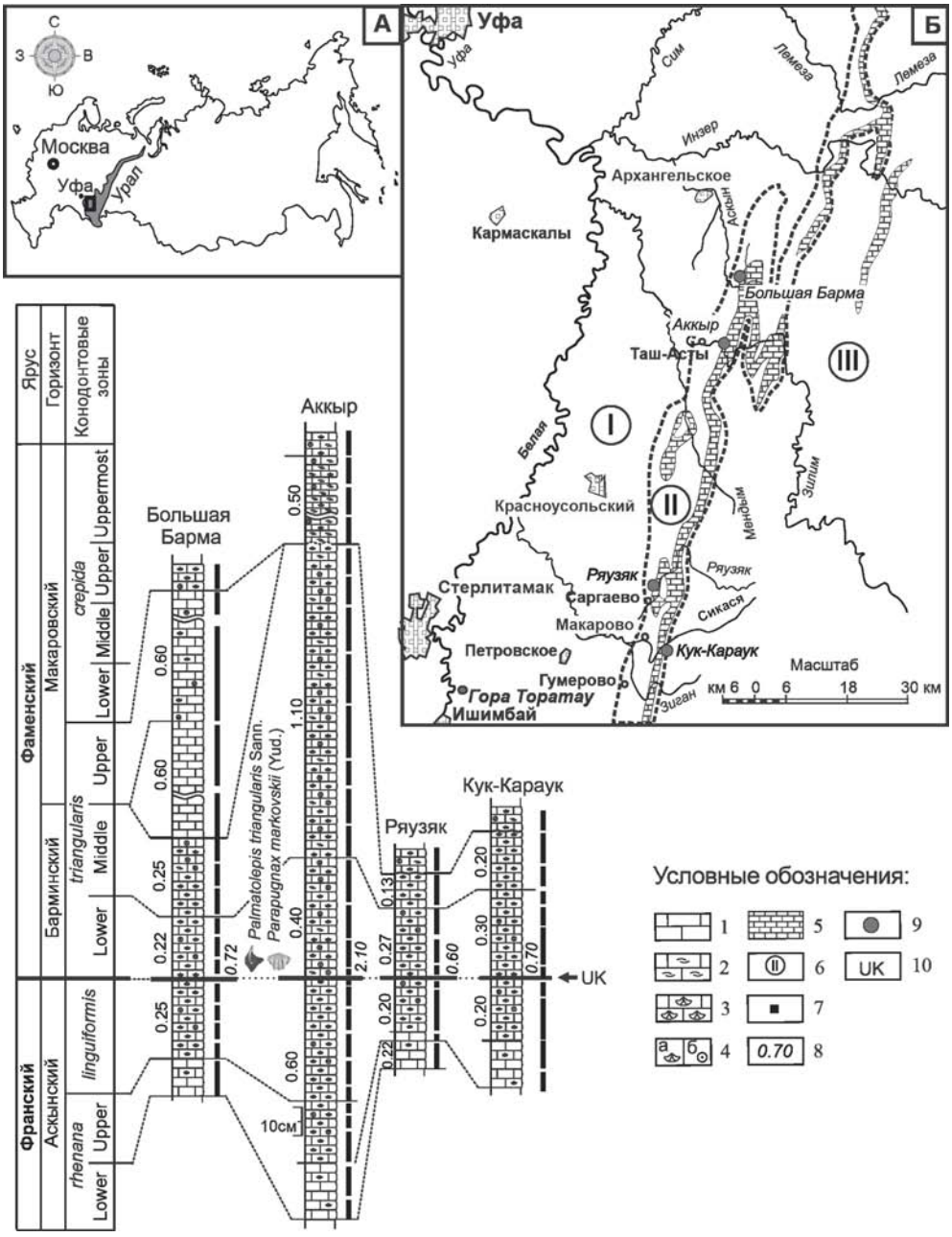


Рис. 1. Корреляция пограничных франско-фаменских отложений разрезов западного склона Южного Урала: А — карта-схема расположения района исследований на территории России; Б — карта расположения изученных разрезов (заимствована из диссертации В.А. Маслова [1959]) с дополнениями

Условные обозначения: 1 — известняк; 2 — известняк органогенно-детритовый; 3 — ракушняк брахиоподовый; 4 — фауна: а — брахиоподы, б — криноидеи; 5 — выходы девонских известняков; 6 — зоны Западно-Уральской палеоконтинентальной провинции (мегазоны) [Серавкин и др., 2001]: I — Предуральский краевой прогиб; II — Западно-Уральская внешняя зона складчатости; III — Башкирский антиклинорий; 7 — точки отбора образцов; 8 — мощность брахиоподового ракушняка; 9 — расположение разрезов; 10 — событие Upper Kellwasser.

Fig. 1. Correlation of sections of the Frasnian-Famennian boundary deposits in the Western slope of South Urals: A — sketch map showing the location of the studied area in Russia; Б — the location of the sections (after V.A. Maslov [1959], with additions)

Legend: 1 — limestone; 2 — bioclastic limestone; 3 — brachiopod coquina; 4 — fauna: a — brachiopods, б — crinoids; 5 — outcrops of the Devonian limestones; 6 — megazones of the West Uralian Paleocontinental Province [Seravkin et al., 2001]: I — Preuralian Foredeep; II — West Uralian Folded Zone; III — Bashkirian Anticlinorium; 7 — location of samples in the sections; 8 — thickness of the brachiopod coquina; 9 — location of sections; 10 — Upper Kellwasser Event.

Послойное описание отложений приведено снизу вверх.

Разрез Ряузяк. Хорошо обнаженный разрез расположен на правом берегу р. Ряузяк, в 5 км выше д. Саргаево в Гафурийском районе Республики Башкортостан (см. рис. 1Б и рис. 2А, Б). Координаты: 53°43.662' N и 56°39.162' E.

Здесь в начале широтного отрезка реки, выше мощного родника, вытекающего из-под скалы, обнажаются известняки, интервалом от среднего девона до визейского яруса нижнего карбона [Марковский, 1948; Маслов, 1959; Тяжева, 1961; Кононова, Липина, 1971; Абрамова, 1999; Artyushkova et al., 2011; Тагариева, Мизенс, 2015].

Слой 1. Известняк желтовато-светло-серый неяснослоистый, среднезернистый, органогенно-полидетритовый (см. рис. 2В, Г-а). В шлифах порода представлена мелко-, средне- и крупнобиокластовым пакстоуном, сложенным в различной степени раздробленными остатками иглокожих (мелкие членики криноидей и единичные таблички морских ежей), реже обломками раковин брахиопод и остракод. В небольшом количестве встречаются обрывки зеленых водорослей, фрагменты кораллов и конодонты. Известняк пронизан стилолитовыми швами, выполненными органическим веществом. Мощность слоя составляет 0.15 м.

Слой охарактеризован комплексами конодонтов подзоны Upper *rhenana* и зоны *linguiformis* (рис. 3А) аскынского горизонта франского яруса. Зональная ассоциация конодонтов подзоны Upper *rhenana* (нижние 0.12 м слоя) характеризуется высоким разнообразием (пять родов и 13 видов): *Ancyrodella gigas* Young., *Ad. ioides* Zieg., *Ad. nodosa* Ul. et Bas., *Ancyrognathus asymmetricus* (Ul. et Bas.), *Belodella* sp., *Palmatolepis amplificata* Klapp., *Pa. bogartensis* (Stauf.), *Pa. boogaardi* Klapp. et Fost., *Pa. juntianensis* Han, *Pa. nasuta* Müll., *Pa. rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus lodinensis* Pöls. (рис. 3А).

В верхних 0.03 м слоя в комплексе конодонтов появляется вид-индекс одноименной зоны *Palmatolepis linguiformis* Müll. Здесь же наблюдается снижение численности и таксономического разнообразия конодонтов (рис. 3А). Вымирают представители родов *Ancyrodella*, *Belodella*, *Ancyrognathus* и виды рода *Palmatolepis* — *Pa. amplificata* Klapp. и *Pa. juntianensis* Han.

Слой 2 (а и б). Ракушняк брахиоподовый серый, неяснослоистый, очень плотный. Под микроскопом средне- и крупнобиокластовый грейнстоун, сложенный плотно упакованными и перемешанными целыми и раздробленными раковинами брахиопод и остракод (см. рис. 2В, Г-b, с). Одновременно отмечаются единичные обломки члеников криноидей. Все скелеты органических остатков подвержены перекристаллизации. На контактах отдельных створок брахиопод отмечаются следы ожелезнения. Мощность слоя равна 0.60 м.

Интервал 2а. К франскому ярусу отнесены нижние 0.20 м брахиоподового ракушняка, соответствующие зоне *linguiformis*. С основания ракушняка наблюдается резкое снижение численности представителей рода *Palmatolepis* (см. рис. 3А и В, обр. Р-04 и Р-05н) как по общему количеству экземпляров, так и по количеству видов. Отмечены лишь единичные экземпляры *Palmatolepis bogartensis* (Stauf.), *Pa. subrecta* Mill. et Young. и *Pa. hassi* Müll. et Müll. Род *Polygnathus* представлен немногочисленными экземплярами *Polygnathus brevilaminus* Brans. et Mehl, *Pol. normalis* Mill. et Young. и *Pol. maximovae* Ovn. et Kon. В комплексе также встречены первые представители рода *Icriodus*, среди которых многочисленные *Icriodus alternatus alternatus* Brans. et Mehl и единичные *Ic. a. helmsi* Sand. и *Ic. iowaensis iowaensis* Young. et Pet.

Из этой части слоя определены восемь видов и родов брахиопод, относящихся к четырем отрядам (ринхонеллиды, атиридиды, спириферидыи теребратулиды): *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Parapugnax* cf. *nikolaevskensis* Bubl., *Athyris* sp., *Adolfia zickzack* (Roem.), *Theodossia katavensis* Nal., *Cyrtospirifer* sp., *Warrenella* (*W.*) *koltubanica* (Nal.) и *Cryptonella*? sp. [Abramova, Artyushkova, 2004; Artyushkova et al., 2011] (см. рис. 3Б), с преобладанием представителей *Warrenella* и *Theodossia*.

Интервал 2б. Фаменская часть ракушняка (барминский горизонт) в данном разрезе имеет небольшую мощность — 0.40 м. Его основание отмечается одновременным появлением конодонтов *Palmatolepis triangularis* Sann. и брахиопод *Parapugnax markovskii* (Yud.) (см. рис. 2В и рис. 3А, Б). Кроме вида-индекса зоны, таксоны рода *Palmatolepis* представлены единичными экземплярами *Pa. subperlobata* Brans. et Mehl (см. рис. 3А, обр. Р-05в, Р-06, Р-07 и Р-08). В массовом количестве встречены транзитные виды *Icriodus alternatus alternatus* Brans. et Mehl, реже *Ic. a. helmsi* Sand., *Ic. iowaensis iowaensis* Young. et Pet. и *Polygnathus brevilaminus* Brans. et Mehl. В самых верхах барминского интервала ракушняка биоразнообразие комплекса конодонтов дополняется видом *Palmatolepis clarki* Zieg., характерным таксоном подзоны Middle *triangularis* (см. рис. 3А, обр. Р-08).

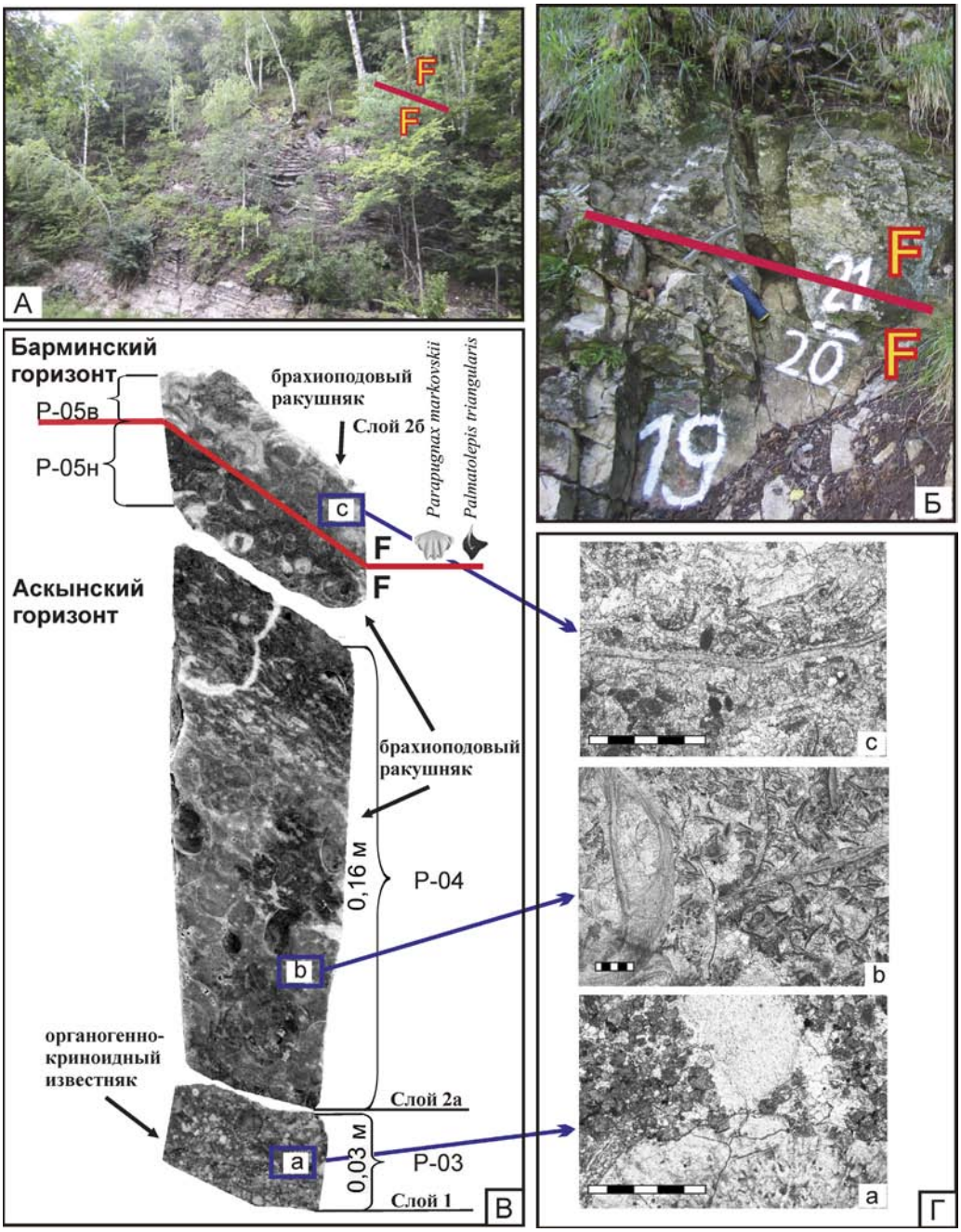


Рис. 2. Разрез Ряузяк. А — фотография общего вида изученного разреза; Б — фотография пограничного F/F интервала; В — поперечный срез ракушняка в пограничном F/F интервале; Г — фотографии шлифов известняков из пограничного F/F интервала (без анализатора, линейка 1 мм): a — пелоидный биокластовый пакстоун, франский ярус, подзона Upper *rhenana*, обр. Р-03; b — пелоидный биокластовый криноидно-брахиоподовый пакстоун-грейнстоун, франский ярус, зона *linguiformis*, обр. Р-04; c — биокластовый криноидно-брахиоподовый пакстоун–грейнстоун, фаменский ярус, подзона Lower *triangularis*, обр. Р-05в

Fig. 2. The Ryauzyak section. A — photograph of the general view of studied section; Б — photograph of the F/F boundary interval; B — polished crosscuts of shellstones from the F/F boundary interval; Г — photomicrographs of microsections of limestones from studied sections (the F/F boundary interval) (normal light, scale 1 mm): a — peloidal bioclastic packstone, Frasnian, Upper *rhenana* Zone, sample P-03; b — peloidal bioclastic packstone – grainstone consisting of brachiopod shells and crinoidal fragments, Frasnian, *linguiformis* Zone, sample P-04; c — bioclastic packstone-grainstone with numerous bioclasts of brachiopod shells and crinoids, Famennian, Lower *triangularis* Zone, sample P-05в

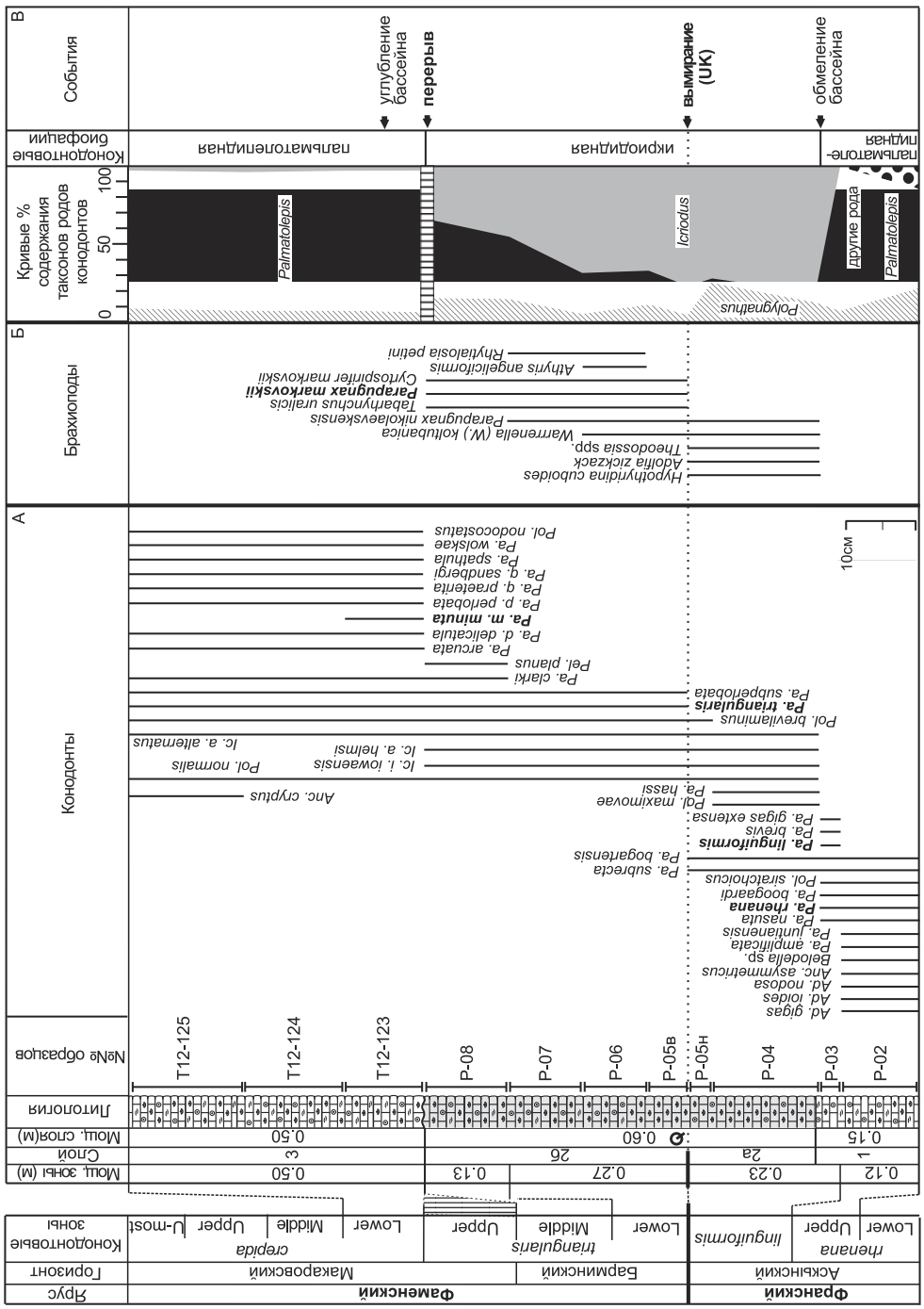


Рис. 3. Распространение конодонтов (А) и брахиопод (Б) в пограничном F/F интервале разреза Ряузяк. Интерпретация палеоэкологических и палеогеографических обстановок (В)

Условные обозначения см. рис. 1. Сокращения для родов и видов конодонтов, используемые во всех рисунках и в тексте: *Ad.* — *Ancyrodella*; *Anc.* — *Ancyrognathus*; *B.* — *Belodella*; *Ic.* — *Icriodus*; *Pa.* — *Palmatolepis*; *Pel.* – *Pelekysgnathus*; *Pol.* — *Polygnathus*; *a.* — *alternatus*; *d.* — *delicatula*; *i.* — *iowaensis*; *q.* — *quadratinodosalobata*; *p.* — *perlobata* (из [Тагариева, Мизенс, 2015]).

Fig. 3. Distribution of conodonts (A) and brachiopods (Б) in the F/F boundary interval of the Ryauzyak section. Interpretation of paleoecological and paleogeographic settings (B) (from [Tagarieva, Mizens, 2015])

Legend see Fig. 1. Abbreviations for conodont genera and species throughout the tables and the text paper: *Ad.* — *Ancyrodella*; *Anc.* — *Ancyrognathus*; *B.* — *Belodella*; *Ic.* — *Icriodus*; *Pa.* — *Palmatolepis*; *Pel.* – *Pelekysgnathus*; *Pol.* — *Polygnathus*; *a.* — *alternatus*; *d.* — *delicatula*; *i.* — *iowaensis*; *q.* — *quadratinodosalobata*; *p.* — *perlobata*.

В барминском интервале ракушняка установлены руководящие формы брахиопод *Parapugnax markovskii* (Yud.), *Tabarhynchus uralicus* Yud. и *Trifidorostellum barmensis* Yud., а также *Semilingula* sp., *Rhytialosia petini* (Nal.), *Parapugnax nikolaevskensis* Bubl., *Athyris angeliciformis* Mark., *Athyris* sp., *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *Warrenella koltubanica* (Nal.), относящиеся к девяти родам лингулид, продуктид, ринхонеллид, атиридид и спириферид [Юдина, 1997; Abramova, Artyushkova, 2004; Artyushkova et al., 2011] (см. рис. 3Б). По сравнению с брахиоподовыми комплексами барминского горизонта из других разрезов этот представлен относительно небольшим количеством видов.

Слой 3. Известняк буровато-светло-серый, тонкослоистый, среднезернистый, обогащенный мелкораздробленным органогенным материалом. В шлифах порода представлена средне- и крупнобиокластовым грейнстоуном, сложенным главным образом остатками иглокожих (морские ежи и членики криноидей), реже брахиопод, конодонтов и водорослей. В породе отмечаются вкрапленность гематита и микротрещины, выполненные лимонитом. Мощность слоя 0.50 м.

Комплекс конодонтов из данного слоя состоит главным образом из представителей рода *Palmatolepis*: *Palmatolepis arcuata* Schül., *Pa. clarki* Zieg., *Pa. delicatula delicatula* Brans. et Mehl, *Pa. minuta minuta* Brans. et Mehl, *Pa. perlobata perlobata* Ul. et Bas., *Pa. q. sandbergi* Ji et Zieg., *Pa. spathula* Schül., *Pa. subperlobata* Brans. et Mehl, *Pa. tenuipunctata* Sann., *Pa. triangularis* Sann., *Pa. wolskae* Ovn. (см. рис. 3А и В, обр. Т12-123 – Т12-126). С основания слоя в ассоциации конодонтов отмечаются *Ancyrognathus cryptus* Zieg. и *Polygnathus nodocostatus* Brans. et Mehl. Резко сокращается численность *Icriodus alternatus alternatus* Brans. et Mehl (до 4%, см. рис. 3В). Комплекс конодонтов, по присутствию *Palmatolepis q. sandbergi* Ji et Zieg., *Pa. wolskae* Ovn. и *Polygnathus nodocostatus* Brans. et Mehl, характерен для подзоны Lower *crepida* [Барсков и др., 1987; Ziegler, Sandberg, 1990; Schülke, 1995] макаровского горизонта фаменского яруса.

Интервал, соответствующий подзоне Upper *triangularis*, не выявлен, что указывает на перерыв в отложениях нижней части макаровского горизонта.

Разрез Кук-Караук. Самым южным изученным разрезом в Западно-Уральской внешней зоне складчатости, где пограничный фран-фаменский интервал представлен брахиоподовым ракушняком, является разрез Кук-Караук. Он расположен на правом берегу р. Сикася против устья руч. Кукраук, в 5 км восточнее с. Макарово (см. рис. 1Б и рис. 4А и Б). Координаты: 53°36,669' N и 56°39,162' E.

Пограничные франско-фаменские отложения обнажаются в верхней части крутого склона долины р. Сикася, где в виде скальных останцов обнажены преимущественно девонские (средний и верхний отделы) и каменноугольные (турнейский и визейский ярусы) отложения [Марковский, 1948; Маслов, 1959; Тяжева, 1961; Кононова, 1969; Кононова, Липина, 1971; Абрамова, 1999; Artyushkova et al., 2011].

Слой 1. Известняк желтовато-светло-серый, неяснослоистый, крупнозернистый органогенный, с включениями кальцита и темноокрашенных битумов (см. рис. 4В, обр. К-б). Под микроскопом — средне- и крупнобиокластовый грейнстоун с раздробленными остатками члеников криноидей, раковин брахиопод и остракод. Отмечаются редкие пелоиды песчаной мелко- и крупнозернистой размерности (2% площади шлифа). В цементе и на поверхностях органических остатков наблюдаются примазки гидроокислов железа. Порода пронизана стилолитовыми швами, выполненными органическим веществом. Мощность слоя 0.20 м.

Известняк охарактеризован комплексом конодонтов зоны *linguiformis*, который представлен 18 видами пяти родов: *Ancyrodella ioides* Zieg., *Ancyrognathus triangularis* Young., *Belodella* sp., *Palmatolepis amplificata* Klapp., Kuzm. et Ovn., *Pa. beckeri* Klapp., *Pa. bogartensis* (Stauf.), *Pa. boogaardi* Klapp. et Fost., *Pa. brevis* Zieg. et Sand., *Pa. juntianensis* Han, *Pa.* aff. *kireevae* Ovn., *Pa. linguiformis* Müll., *Pa. nasuta* Müll., *Pa. rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus brevis* Mill. et Young., *Pol. lodinensis* Pöls., *Pol. macilentus* Ovn. et Kuzm. и *Pol. normalis* Mill. et Young. (рис. 5А, обр. Т12-19 и К-I-а). Брахиоподы представлены атрипидами *Anatrypa* ex gr. *alticola* (Frech) и *Pseudatrypa* ex gr. *devoniana* (Webster) [Abramova, Artyushkova, 2004; Artyushkova et al., 2011].

Слой 2 (а и б). Ракушняк брахиоподовый светло-серый, интенсивно перекристаллизованный, матрикс — средне- и крупнобиокластовый грейнстоун (см. рис. 4В, обр. К-с/1, К-с/2; см. рис. 4Г a, b). На пришлифовке видна слоистость, выраженная многократным чередованием прослоев светло-серого ракушняка мощностью 2–3 см с довольно плотной «упаковкой» раковин, и рыхлого детритового (с преобладанием члеников криноидей) известняка. Отмечаются сутурные швы, выполненные гидроокислом железа. Мощность слоя равна 0.70 м.

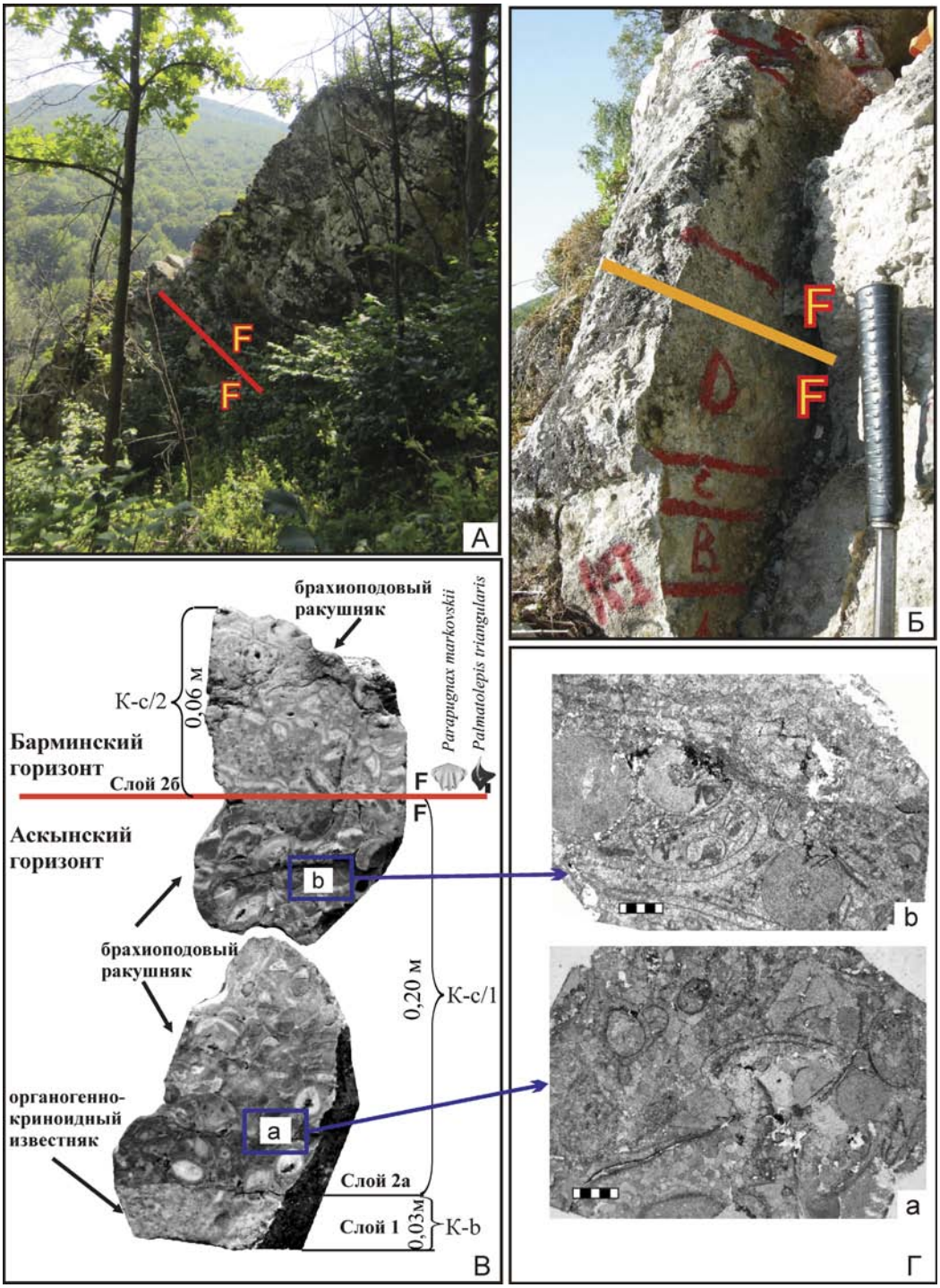


Рис. 4. Разрез Кук-Караук. А — фотография общего вида изученного разреза; Б — фотография пограничного F/F интервала; В — поперечный срез ракушняка в пограничном F/F интервале; Г — фотографии шлифов известняков из пограничного F/F интервала (без анализатора, линейка 1 мм): a, b — пелоидный биокластовый криноидно-брахиоподовый пакстоун-грейнстоун, франский ярус, зона *linguiformis*, обр. К-с/1

Fig. 4. The Kuk-Karauk section. A — photograph of the general view of studied section; Б — photograph of the F/F boundary interval; B — polished crosscuts of shellstones from the F/F boundary interval; Г — photomicrographs of microsections of limestones from the F/F boundary interval (normal light, scale 1 mm): a, b — peloidal bioclastic packstone-grainstone consisting of brachiopod shells and crinoidal fragments, Frasnian, *linguiformis* Zone, sample K-c/1

Интервал 2а. Комплекс конодонтов из франской части ракушняка мощностью 0.20 м представлен пятью родами и 19 видами и подвидами, широко распространенными в интервале зоны *linguiformis*: *Ancyrodella nodosa* Ul. et Bas., *Belodella* sp., *Icriodus alternatus alternatus* Brans. et Mehl, *Ic. a. helmsi* Sand., *Ic. iowaensis iowaensis* Young. et Pet., *Palmatolepis amplificata* Klapp., Kuzm. et Ovn., *Pa. beckeri* Klapp., *Pa. bogartensis* (Stauf.), *Pa. boogaardi* Klapp. et Fost., *Pa. gigas extensa* Zieg. et Sand., *Pa. juntianensis* Han, *Pa.* aff. *kireevae* Ovn., *Pa. linguiformis* Müll., *Pa. nasuta* Müll., *Pa. rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Pelekysgnathus planus* Sann., *Polygnathus lodinensis* Pöls. и *Pol. macilentus* Ovn. et Kuzm. (рис. 5А, обр. К-I-b – К-I-c/1). Доминируют *Palmatolepis nasuta* Müll., которые составляют половину от всех встреченных конодонтов (см. рис. 5В). В меньшем количестве представлены таксоны рода *Icriodus* и другие. Из брахиопод здесь определены *Pugnax* ex gr. *acuminata* (Sow.), *Anatrypa* ex gr. *alticola* (Frech) и *Pseudatrypa* ex gr. *devoniana* (Webster) [Abramova, Artyushkova, 2004; Artyushkova et al., 2011].

Интервал 2б. Фаменская часть ракушняка (барминский горизонт) мощностью 0.50 м охватывает интервал конодонтовых подзон Lower и Middle зоны *triangularis*. Первые единичные экземпляры *Palmatolepis triangularis* Sann. встречены непосредственно в подошве барминского ракушняка вместе с брахиоподами *Parapugnax markovskii* (Yud.) (см. рис. 4В, рис. 5А и Б). Комплекс конодонтов барминского горизонта крайне обедненный. В нижней части горизонта мощностью 0.30 м встречены только вид-индекс зоны *Palmatolepis triangularis* Sann., *Polygnathus brevilaminus* Brans. et Mehl и транзитные таксоны рода *Icriodus* — *Icriodus alternatus alternatus* Brans. et Mehl, *Ic. a. helmsi* Sand., *Ic. iowaensis iowaensis* Young. et Pet. (см. рис. 5А и В, обр. К-I-c/2 – К-I-6). Как и в остальных разрезах биоразнообразие конодонтов увеличивается в верхней части барминского ракушняка и дополняется появлением единичных экземпляров видов *Pa. q. praeterita* Schül. и *Pa. d. delicatula* Brans. et Mehl (см. рис. 5А, обр. К-I-7 и К-I-8).

В фаменской части ракушняка установлены брахиоподы *Tabarhynchus uralicus* Yud., *Pugnax* ex gr. *acuminata* (Sow.), *Parapugnax markovskii* (Yud.), *Trifidorostellum barmensis* Yud., *Athyris angeliciformis* Mark., *A. globosa* (Roem.), *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf. и *Cryptonella uralica* Nal. (см. рис. 5Б) [Юдина, 1997; Abramova, Artyushkova, 2004; Artyushkova et al., 2011].

Слой 3. Известняк буровато-светло-серый неяснослоистый, крупнозернистый органогенно-полидетритовый, слабо доломитизированный, с единичными брахиоподами *Tenticospirifer conoideus* (Roem.) (см. рис. 5Б). В шлифах порода представлена средне- и крупнобиокластовым грейнстоуном, сложенным главным образом обломками члеников криноидей и игл морских ежей, реже раковин брахиопод, остракод и гастропод. Отмечаются остатки зубов рыб (*Phoebodus* sp.) и конодонты. Сильно проявлена перекристаллизация биокластов, гематитизация и микротрещиноватость. Мощность слоя 0.35 м.

Комплекс конодонтов таксономически разнообразный и состоит из 24 видов и подвидов трех родов: *Icriodus alternatus alternatus* Brans. et Mehl, *Ic. a. helmsi* Sand., *Palmatolepis arcuata* Schül., *Pa. clarki* Zieg., *Pa. crepida* Sann., *Pa. delicatula delicatula* Brans. et Mehl, *Pa. d. postdelicatula* Schül., *Pa. lobicornis* Schül., *Pa. minuta elegantula* Wang et Zieg., *Pa. minuta minuta* Brans. et Mehl, *Pa. minuta wolskae* Szulc., *Pa. perlobata perlobata* Ul. et Bas., *Pa. q. quadratinodosalobata* Sann., *Pa. q. praeterita* Schül., *Pa. q. sandbergi* Ji et Zieg., *Pa. spathula* Schül., *Pa. subperlobata* Brans. et Mehl, *Pa. tenuipunctata* Sann., *Pa. triangularis* Sann., *Pa. wolskae* Ovn., *Pelekysgnathus planus* Sann., *Polygnathus brevilaminus* Brans. et Mehl, *Pol. glaber glaber* Ul. et Bas. и *Pol. normalis* Mill. et Young. (см. рис. 5А, обр. К-I-e и К-I-h). По присутствию вида-индекса *Palmatolepis crepida* Sann. и характерному комплексу конодонтов отложения слоя 3 сопоставляются с интервалом конодонтовой подзоны Lower *crepida*.

В разрезе отсутствуют отложения подзоны Upper *triangularis*, соответствующие основанию макаровского горизонта фаменского яруса.

Конодонтовые биофации и палеогеографические обстановки

Биоразнообразие конодонтов, выделенных из брахиоподового ракушняка пограничного F/F интервала разрезов Ряузяк и Кук-Караук, характеризуется богатым таксономическим набором. Основу комплексов конодонтов во всех образцах составляют таксоны родов *Palmatolepis*, *Polygnathus* и *Icriodus*. Эти роды считаются основными индикаторами глубин палеобассейна [Seddon, Sweet, 1971, Sandberg, Dreesen, 1984; Sandberg et al., 1988, Ziegler, Sandberg, 1990]. Прочие верхнедевонские роды (*Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Belodella* и *Pelekysgnathus*) в изученном материале встречаются в резко подчиненном

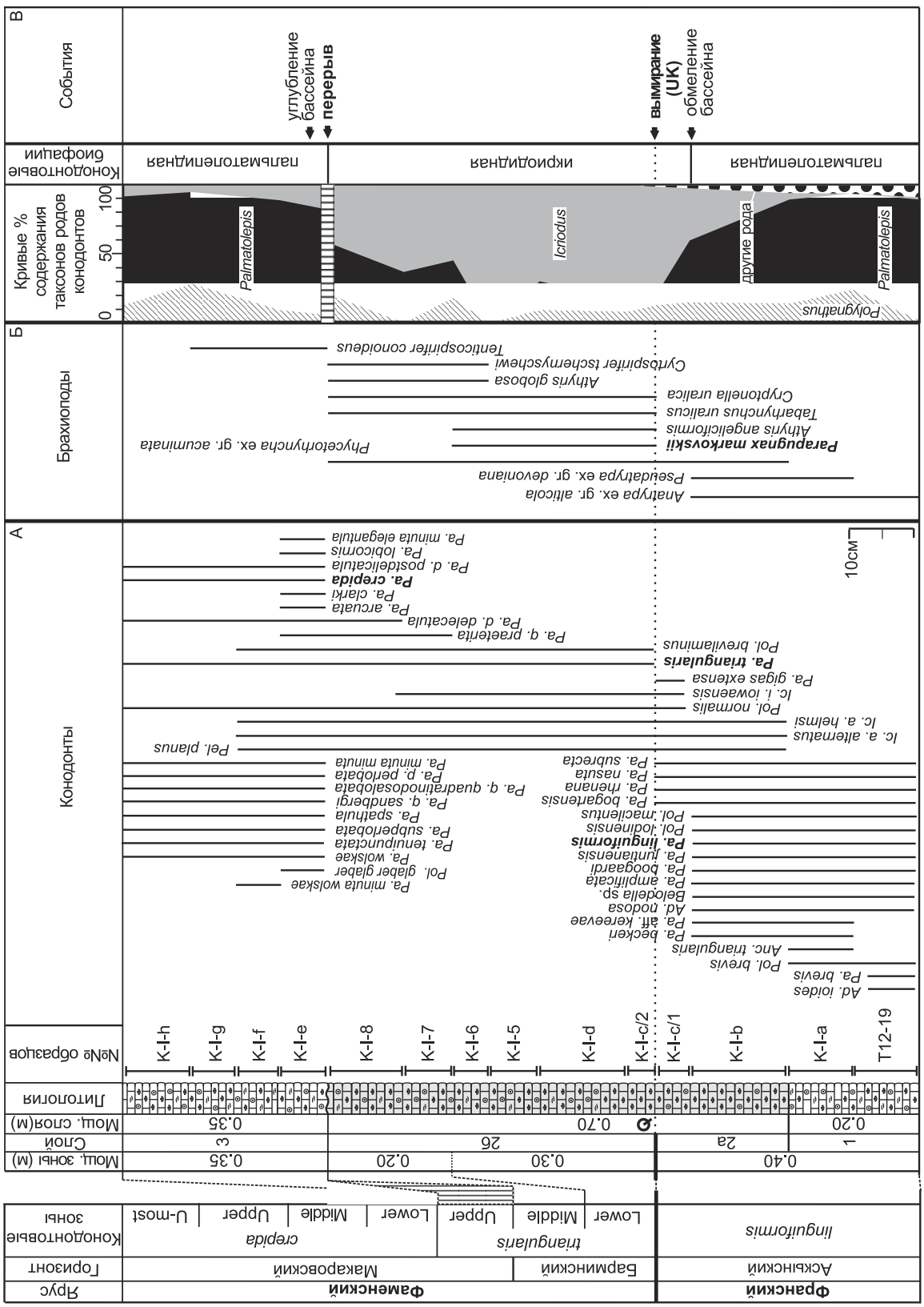


Рис. 5. Распространение конодонтов (А) и брахиопод (Б) в пограничном F/F интервале разреза Кук-Караук. Интерпретация палеоэкологических и палеогеографических обстановок (В) (из [Тагариева, Мизенс, 2015]) Условные обозначения см. рис. 1.

Fig. 5. Distribution of conodonts (A) and brachiopods (Б) in the F/F boundary interval of the Kuk-Karauk section and interpretation of paleoecological and paleogeographic settings (B) [Tagarieva, Mizens, 2015]. See fig. 1 for legend.

отношении. Для изученных разрезов проведен анализ изменения таксономического и количественного разнообразия конодонтов в пограничном франско-фаменском интервале. Из каждого образца было подсчитано количество целых экземпляров встреченных таксонов.

Комплексы конодонтов из отложений аскынского горизонта франского яруса (слой 1, подзона Upper *rhenana* и зона *linguiformis*) характеризуются богатым разнообразием и включают 7 родов и 28 видов (см. рис. 3А и 5А). Среди них отчетливо доминируют пальматолепиды, которые представлены 13 таксонами и составляют 80–90% (см. рис. 3В и 5В). Характерными являются *Palmatolepis amplificata* Klapp., Kuzm. et Ovn., *Pa. gigas extensa* Zieg. et Sand., *Pa. hassi* Müll., *Pa. juntianensis* Han, *Pa. nasuta* Müll., *Pa. rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young. Практически в каждом образце отмечено изобилие *Palmatolepis nasuta* Müll. Таксонов рода *Polygnathus* вдвое меньше. Редкими экземплярами в комплексе представлены виды родов *Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Belodella*, *Icriodus* и *Pelekysgnathus*, которые насчитывают всего 10%. Выделенная ассоциация конодонтов характеризует пальматолепидную (глубоководную) биофацию (см. рис. 3В и 5В).

В верхней части аскынского горизонта франского яруса (слой 2, интервал 2а, зона *linguiformis*), в изученных разрезах происходит существенное уменьшение разнообразия конодонтов. Количество таксонов рода *Palmatolepis* сокращается в 2 раза и наблюдается резкое уменьшение их численности – до 20% (см. рис. 3В и 5В). Резко возрастает численность таксонов рода *Icriodus* (55%), хотя таксономически они представлены всего 3 видами: *Icriodus alternatus alternatus* Br. et M., *Ic. alternatus helmsi* Sand. и *Ic. iowaensis iowaensis* Young. et Pet. (см. рис. 3А и 5А).

Таким образом, в конце франского века, вблизи рубежа F/F, пальматолепидная (глубоководная) биофация сменяется на икриодидную (мелководную) (см. рис. 3В и 5В).

В кровле аскынского горизонта, на границе F/F, вымирают франские виды родов *Palmatolepis*, полностью исчезают роды *Ancyrodella* и *Belodella*. Таксоны *Icriodus alternatus alternatus* Br. et M., *Ic. alternatus helmsi* Sand., *Ic. iowaensis iowaensis* Young. et Pet., *Pel. planus* Sann., *Pol. brevilaminus* Br. et M. и *Pol. normalis* Mill. et Young. проходят в фаменский ярус (см. рис. 3А и 5А).

Аналогичная картина наблюдается и в комплексах брахиопод. Вымирают роды *Devonoproductus*, *Hypothyridina*, *Calvinaria*, *Septalaria*, *Koltubania*, *Atryparia*, *Theodossia*, *Squmulariina*, *Tecnocyrtina* и представители отрядов Pentamerida и Atrypida [Rzhonsnitskaya et al., 1998; Абрамова, 1999; Мизенс, 2009, 2012].

Резкие изменения в таксономической структуре конодонтового сообщества в конце франского века отразились на биоразнообразии комплексов конодонтов начала фамена. Конодонтовая ассоциация в основании барминского горизонта (слой 2, интервал 2б, подзона Lower *triangularis*) крайне обедненная и однообразная. Род *Palmatolepis* представлен единичными экземплярами *Pa. triangularis* Sann., *Pa. delicatula delicatula* Br. et M. (см. рис. 3А и 5А). Отчетливо наблюдается доминирование транзитных видов *Icriodus alternatus alternatus* Br. et M. и в меньшей степени *Ic. alternatus helmsi* Sand., *Ic. iowaensis iowaensis* Young. et Pet., содержание которых достигает 80%. Выделенная ассоциация конодонтов в нижней части фаменского яруса соотносится с икриодидной (мелководной) биофацией (см. рис. 3В и 5В).

Увеличение биоразнообразия в комплексах, связанное с новыми видами, представленными *Palmatolepis clarki* Zieg., *Pa. quadratinodosalobata praeterita* Schül., *Pa. subperlobata* Br. et M., *Polygnathus izhmensis* Kuzm., *Pol. praecursor* Mat., *Pol. subinornatus* Strel., наблюдается значительно выше границы франа/фамена (слой 2, интервал 2б, подзона Middle *triangularis*): в 0.27 м – в разрезе Ряузяк и в 0.30 м – в разрезе Кук-Караук (см. рис. 3В и 5В).

В разрезах Ряузяк и Кук-Караук в стратиграфической последовательности комплексы конодонтов подзоны Upper *triangularis* не установлены и макаровский горизонт в этих разрезах начинается зоной *crepida* (слой 3, см. рис. 3А и 5А). Выделенная ассоциация конодонтов зоны crepida характеризуется резким увеличением содержания таксонов рода *Palmatolepis* (69%) и соответствует пальматолепидной (глубоководной) биофации (см. рис. 3В и 5В).

Возможно, наблюдаемые перестройки в комплексах конодонтов и брахиопод являются следствием обмеления бассейна на рубеже F/F, максимум которого приходился на интервал конодонтовых зон Lower-Upper *triangularis*. Свидетельством тому являются стратиграфические перерывы в ряде разрезов, зафиксированные по конодонтам выше зоны *linguiformis* [Веймарн и др., 1998; Абрамова, 1999; Artyushkova et al., 2011]. В большинстве известных разрезов западного склона Южного Урала (Габдюково, Мендым, Зиган и др.) временной

интервал перерыва варьирует от одной подзоны до нескольких конодонтовых зон. В изученных нами разрезах локальный перерыв наблюдается выше барминского горизонта и равен интервалу конодонтовой подзоны Upper *triangularis* (см. рис. 3В и 5В).

Заключение

В статье дано детальное послойное описание пограничного франско-фаменского интервала разрезов Ряузяк и Кук-Караук Западно-Уральской внешней зоны складчатости Южного Урала. Изученный интервал представлен органогенно-полидетритовыми известняками (грейнстоуны и пакстоуны), содержащими остатки брахиопод, иглокожих (членики криноидей и обломки морских ежей), остракод, фораминифер, водорослей, мшанок и конодонты.

Граница F/F ярусов в изученных разрезах установлена внутри брахиоподового ракушняка. Она соответствует подошве барминского горизонта и зафиксирована одновременным появлением редких конодонтов *Palmatolepis triangularis* Sann. и брахиопод *Parapugnax markovskii* (Yud.) [Барышев, Абрамова, 1996; Юдина, 1997; Абрамова, 1999; Abramova, Artyushkova, 2004; Tagarieva, 2013; Тагариева, Мизенс, 2015].

Пограничные франско-фаменские отложения разрезов Ряузяк и Кук-Караук детально охарактеризованы по двум группам фауны (конодонты и брахиоподы). В них в непрерывной конодонтовой последовательности установлены комплексы конодонтов подзоны Upper *rhenana*, зоны *linguiformis* аскынского горизонта франского яруса и подзон Lower и Middle *triangularis* барминского горизонта фаменского яруса.

Ассоциация конодонтов подзоны Upper *rhenana* и зоны *linguiformis* характеризуется богатым разнообразием и включает 7 родов и 28 видов (см. рис. 3А и 5А). Среди них отчетливо доминируют пальматолепиды (более 80% комплекса), представители пальматолепидной (глубоководной) биофации. В кровле аскынского горизонта франского яруса (зона *linguiformis*) в разрезах Ряузяк и Кук-Караук биоразнообразие конодонтов и брахиопод заметно снижается, а на границе F/F происходит полное вымирание большинства франских таксонов. С начала фаменского века восстановление сообщества конодонтов происходило очень медленно. Комплекс барминского горизонта (подзоны Lower и Middle *triangularis*) включает небольшое количество таксонов (10 видов из 4 родов конодонтов) и характерен для икриодидной (мелководной) конодонтовой биофации. Резкое увеличение биоразнообразия наблюдается позднее в подзоне Lower *crepida* (в макаровское время).

Существенное изменение в ассоциации конодонтов разрезов Ряузяк и Кук-Караук на рубеже франского и фаменского веков является отчетливым биостратиграфическим репером. Массовое вымирание основных франских таксонов конодонтов и брахиопод в разрезах представляет собой серьезное региональное событие, которое можно коррелировать с глобальным событием массового вымирания Upper Kellwasser Event [Sandberg et al., 1988; Walliser, 1996; Racki, 1998; Rzhonsnitskaya et al., 1998; Веймарн и др., 1998; Алексеев, 1998; Racki et al., 2002].

Работа выполнена в рамках темы госзадания «Границы стратиграфических подразделений фанерозоя как отражение региональных и глобальных биотических и абиотических событий», № НИОКТР АААА-А19-119011790053-5.

Список литературы:

Абрамова А.Н. Франский ярус западного склона Южного Урала: Препринт / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1999. – 55 с.

*Алексеев А.С.*35Массовые вымирания в фанерозое: Автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук / МГУ. – М., 1998. – 76 с.

Барсков И.С., Алексеев А.С., Кононова Л.И., Мигдисова А.В. Определитель конодонтов верхнего девона и карбона / *Под ред. В.В. Меннера.* – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 144 с.

Барышев В.Н., Абрамова А.Н. Зональное расчленение верхнедевонских отложений западного склона Южного Урала по конодонтам // Ежегодник – 1995 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1996. – С. 26–30.

Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Назаров М.А. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальных стратиграфических исследованиях: Методические рекомендации. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 190 с.

Домрачев С.М. Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала // Девон западного Приуралья. – М.; Л., 1952. – 121 с. – (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 61).

Кононова Л.И. Комплексы конодонтов из верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений разреза р. Сиказы (Южный Урал) // Бюлл. МОИП, Отд. геол. – Т. 44, № 1. – 1969. – С. 121–138.

Кононова Л.И., Липина О.А. Соотношение зональных схем верхнего фамена и нижнего турне по фораминиферам и конодонтам на западном склоне Южного Урала // Вопросы микропалеонтологии. – 1971. – Вып. 14. – С. 39–69.

Марковский Б.П. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер. – 1948. – Сборник 8. – С. 22–28.

Маслов В.А. Литология и фациальные особенности верхнедевонских карбонатных отложений западного склона Южного Урала: Дис. … канд. геол.-мин. наук. – Уфа, 1959. – 304 с.

Мизенс А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук / ИНГГ СО РАН. – Новосибирск, 2009. – 18 с.

Мизенс А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. – 324 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий / *Отв. ред. А.И. Жамойда.* – Вып. 38. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 131 с.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. – 318 с.

Стратиграфические схемы Урала. – Екатеринбург. – 1993.

Тагариева Р.Ч., Мизенс А.Г. Разрезы западного склона Южного Урала, перспективные для выбора точки регионального стратотипа нижней границы фаменского яруса // Литосфера. – 2015. – № 3. – С. 33–56.

Тяжева А.П. Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Девонские отложения Башкирии. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Ч. 1: Стратиграфия. – С. 5–130.

Юдина Ю.А. Ринхонеллиды из барминских отложений западного склона Южного Урала // Палеонтологический журнал. – 1997. – № 5. – С. 63–67.

Abramova A.N., Artyushkova O.V. The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals // Geol. Quart. – 2004. – Vol. 48, No. 3. – P. 137–154.

Artyushkova O.V., Maslov V.A., Pazukhin V.N., Kulagina E.I., Tagarieva R.Ch., Mizens L.I., Mizens A.G. Devonian and Lower Carboniferous type sections of the western South Urals // Pre-Conference Field Excursion Guidebook. International Conference "Biostratigraphy, Paleogeography and Events in Devonian and Lower Carboniferous", Ufa, Sterlitamak, Russia, July 20–25, 2011. – Ufa, 2011. – 92 p.

Racki G. The Devonian bio-crisis and brachiopods: Introductory remarks // Acta Palaeontologica Polonica. – 1988. – Vol. 43, No. 2. –P. 135–136.

Racki G., Racka M., Matyja H., Devleeschouwer X. The Frasnian-Famennian boundary in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2002. – Vol. 181. – P. 251–297. – doi: 10.1016/S0031-0182(01)00481-3.

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

Sandberg C.A., Dreesen R. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation // Conodont biofacies and provincialism / *D.L. Clark* (*ed.*): Geological Society of America Special Paper – 1984. – Vol. 196 – P. 143–178.

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

Schülke I. Evolutive Prozesse bei Palmatolepis in der frühen Famenne-Stufe (Conodonta, Ober-Devon) // Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie. – 1995. – Vol. 67. – P. 1–108.

Seddon G., Sweet W.C. An ecological model for conodonts // Journal of Paleontology. – 1971. – Vol. 45. – P. 896–880.

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

Walliser O.H. Global events in the Devonian and Carboniferous // Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic / *O.H. Walliser* (*ed.*) – Berlin: Springer Verlag, 1996. – P. 225–250. – doi: 10.1007/978-3-642-79634-0_11.

Ziegler W., Sandberg C.F. The Late Devonian Standart Conodont Zonation // Cour. Forsch. Inst. Senckenberg. – 1990. – Vol. 121. – P. 1–115.

References:

Abramova A.N. Franskii yarus zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [The Frasnian Stage of the western slope of the South Urals]: Preprint / Inst. Geol. USC RAS. Ufa, 1999. 55 p. (In Russian).

Abramova A.N., Artyushkova O.V. The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals // Geol. Quart. 2004. Vol. 48, No. 3. P. 137–154.

Alekseev A.S. Massovyye vymiraniya v fanerozoye [Mass Extinctions in the Phanerozoic Time]: Avtopef. dis. … d-ra geol.-min. nauk [Synopsis for doctoral thesis]. Moscow: MSU Press, 1998. 76 p. (In Russian).

Artyushkova O.V., Maslov V.A., Pazukhin V.N., Kulagina E.I., Tagarieva R.Ch., Mizens L.I., Mizens A.G. Devonian and Lower Carboniferous type sections of the western South Urals: Pre-Conference Field Excursion Guidebook. International Conference "Biostratigraphy, Paleogeography and Events in Devonian and Lower Carboniferous", Ufa, Sterlitamak, Russia, July 20–25, 2011. Ufa, 2011. 92 p.

Barskov I.S., Alekseev A.S., Kononova L.I., Migdisova A.V. Opredelitel' konodontov verchnego Devona i Karbona / *Pod red. V.V. Mennera* [Atlas of the Upper Devonian and Carboniferous conodonts / *V V. Menner* (*ed.*)] Moscow: MSU Press, 1987. 144 p. (In Russian).

Baryshev V.N., Abramova A.N. Zonal'noe raschlenenie verchnedevonskikh otlozhenii zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala po konodontam [Conodont zonal subdivision of the Upper Devonian deposites in the western slope of the Southern Urals] // Yezhegodnik – 1995 / IG USC RAS. Ufa, 1996. P. 26–30 (In Russian).

Domrachev S.M. Devon khrebta Kara-Tau i prilegayushchikh raionov Yuzhnogo Urala [The Devonian of the Karatau Ridge and the adjacent regions of the South Urals] // Devon zapadnogo Priural'a [The Devonian of the West Pre-Urals]. Leningrad, Moscow, 1952. P. 5–121. (Trans. All-Union Res. Geol. Prosp. Inst. New ser.; Vol. 61). (In Russian).

Kononova L.I. Komplexy konodontov iz verchnedevonskikh i nizhnekamennougol'nykh otlozhenii razreza r. Sikazy (Yuzhnyi Ural) [Upper Devonian and Lower Carboniferous Conodont complexes from the Sikaza section] // Bull. MOIP. Otdel geol. Vol. 44, No. 1. 1969. P. 121–138. (In Russian).

Kononova L.I., Lipina O.A. Sootnosheniye zonal'nykh skhem verkhnego Famena i nizhnego Turne po foraminiferam i konodontam na zapadnom sklone Yuzhnogo Urala [The correlation of the Upper Famennian and Lower Tournaisian zonal schemes on foraminifera and conodonts in the Western slope of the South Urals] // Voprosy mikropaleontologii. 1971. Iss. 14. P. 39–69 (In Russian).

Markovskiy B.P. Ocherk stratigrafii devonskikh otlozhenii zapadnogo sklona Srednego i Yuzhnogo Urala [Essay on the stratigraphy of the Devonian sediments of the western slope of the Middle and Southern Urals] // Mat-ly Vses. nauchno-issled. Geol. in-ta. Obshch. ser. 1948. No. 8. P. 22–28 (In Russian).

Maslov V.A. Litologiya i fatsial'nye osobennosti verchnedevonskikh karbonatnykh otlozhenii zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Lithology and facies features of the Upper Devonian carbonate deposits of the western slope of the Southern Urals]: Dis. … kand. geol.-min. nauk. Ufa, 1959. 304 p. (In Russian).

Mizens A.G. Brakhipody i biostratigrafiya verkhnego devona Srednego i Yuzhnogo Urala [Brachiopods and biostratigraphy of the Upper Devonian of the Middle and Southern Urals]: Avtopef. dis. … kand. geol.-min. nauk / INGG SO RAN. Novosibirsk, 2009. 18 p. (In Russian).

Mizens A.G. Brakhipody i biostratigrafiya verkhnego devona Srednego i Yuzhnogo Urala [Brachiopods and biostratigraphy of the Upper Devonian of the Middle and Southern Urals]. Yekaterinburg: Ural branch RAS Publ., 2012. 324 p. (In Russian).

Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta Rossii i yego postoyannykh komissii [Decisions of the Interagency Stratigraphic Committee and its standing commissions] / *A.I. Zhamoida* (*ed.*). St. Petersburg, 2008. Is. 38. 131 p. (In Russian).

Racki G. The Devonian bio-crisis and brachiopods: Introductory remarks // Acta Palaeontologica Polonica. 1988. Vol. 43, No. 2. P. 135–136.

Racki G., Racka M., Matyja H., Devleeschouwer X. The Frasnian-Famennian boundary in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2002. Vol. 181. P. 251–297. doi: 10.1016/S0031-0182(01)00481-3.

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

Sandberg C.A., Dreesen R. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation // Conodont biofacies and provincialism / *D.L. Clark* (*ed.*): Geological Society of America Special Paper. 1984. Vol. 196. P. 143–178. Doi: https://doi.org/10.1130/SPE196-p143.

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

Schülke I. Evolutive Prozesse bei Palmatolepis in der frühen Famenne-Stufe (Conodonta, Ober-Devon) // Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie. 1995. Vol. 67. P. 1–108.

Seddon G., Sweet W.C. An ecological model for conodonts // Journal of Paleontology. 1971. Vol. 45. P. 896–880.

Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M. Razryvnaja tektonika i rudonosnost' Bashkirskogo Zaural'ja [Fault tectonics and the ore presence in the Bashkirian Trans-Urals]. Ufa: Poligrafkombinat Publ., 2001. 318 p. (In Russian).

Stratigraficheskie skhemy Urala [Stratigraphic charts of the Urals] / *N.Y. Antsygin, B.A. Popov, B.I. Chuvashov* (*eds.*). Ekaterinburg, 1993. (In Russian).

Tagarieva R.C. Conodont biodiversity of the Frasnian-Famennian boundary interval (Upper Devonian) in the Southern Urals // Bul. of Geosciences. 2013. Vol. 88, No. 2. P. 297–314.

Tagarieva R.Ch., Mizens A.G. Razrezy zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala, perspektivnyye dlya vybora tochki regional'nogo stratotipa nizhnei granitsy famenskogo yarusa [Sections in the western slope of the south urals perspective for the choice of the famennian regional boundary stratotype point] // Lithosfera. 2015. No. 3. P. 33–56 (In Russian).

Tyazheva A.P. Stratigrafiya Devonskikh otlozhenii zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [The Stratigraphy of the Devonian deposits in the Western slope of the South Urals] // Devonskie otlozheniya Bashkirii [The Devonian deposits of Bashkiria]. Moscow: Acad. Sc. USSR Publ., 1961. Chast' 1: Stratigraphiya [Pt. 1: Stratigraphy]. P. 5–130 (In Russian).

Veimarn A.B., Naidin D.P., Kopayevich L.F., Alekseev A.S., Nazarov M.A. Method analiza global'nykh katastroficheskikh sobytii pri detal'nykh stratigraficheskikh issledovaniyakh: Metodicheskiye rekomendtsii [Methods for Analyzing Global Catastrophic Events under Detailed Stratigraphic Investigations: Guidelines]. Moscow: MSU Press, 1998. 190 p. (In Russian).

Walliser O.H. Global events in the Devonian and Carboniferous // Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic / *O.H. Walliser* (*ed.*) Berlin: Springer Verlag, 1996. P. 225–250. doi: 10.1007/978-3-642-79634-0_11.

Yudina Yu.A. Rinkhonellidy iz barminskikh otlozhenii zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Rhynchonellids (Brachiopoda) from the Barma deposits of the western slope of the South Urals] // Paleontologicheskii Journal. 1997. No. 5. P. 63–67 (In Russian).

Ziegler W., Sandberg C.F. The Late Devonian Standart Conodont Zonation // Cour. Forsch. Inst. Senckenberg. 1990. Vol. 121. P. 1–115.

Сведения об авторах:
Тагариева Резеда Чулпановна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: trezeda88@mail ru
Артюшкова Ольга Викторовна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: stpal@ufaras.ru
Мизенс Анита Гунаровна, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН (ИГиГ УрО РАН), г. Екатеринбург. E-mail: MizensAG@igg.uran.ru.

About the authors:
Tagarieva Rezeda Chulpanovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia. E-mail: trezeda88@mail.ru
Artyushkova Olga Viktorovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia. E-mail: stpal@ufaras.ru
Mizens Anita Gunarovna, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch RAS, Ekaterinburg, Russia. E-mail: MizensAG@igg.uran ru

УДК 551.79+569.32(470.5) DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-3

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРВЫХ НИЖНИХ КОРЕННЫХ ЗУБОВ (m1) УЗКОЧЕРЕПНЫХ ПОЛЕВОК *MICROTUS* (*STENOCRANIUS*) *GREGALIS* PALLAS, 1779 ИЗ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

© 2020 г. А. Г. Яковлев

Реферат. В статье впервые обобщены данные об изменении морфотипического состава m1 узкочерепных полевок в течение неоплейстоцена на территории Южного Предуралья. Для анализа использован морфологический метод. Изучены ископаемые остатки узкочерепных полевок из пяти разновозрастных местонахождений: Чуй-Атасево (ранний неоплейстоцен); Красный Яр, Климовка, Груздевка (средний неоплейстоцен) и Горнова (поздний неоплейстоцен). Установлено, что m1 узкочерепных полевок в неоплейстоцене Южного Предуралья сохраняли относительно постоянные размеры, занимающие промежуточное положение между размерами m1 современных узкочерепных полевок степного и тундрового подвидов, а морфотипический состав m1 в этом промежутке времени изменялся в сторону увеличения доли микротидных морфотипов.

Ключевые слова: ранний неоплейстоцен, средний неоплейстоцен, поздний неоплейстоцен, узкочерепная полевка, *Microtus* (*Stenocranius*) *gregalis* Pallas, 1779, Южное Предуралье

MORPHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE FIRST LOWER MOLARS (m1) OF NARROW-SKULLED VOLES *MICROTUS* (*STENOCRANIUS*) *GREGALIS* PALLAS, 1779 FROM THE NEOPLEISTOCENE SITES OF THE SOUTHERN FORE-URALS

© 2020 A. G. Yakovlev

Abstract. In this article the data on the change in the morphotype composition m1 of narrow-skulled voles during the Neopleistocene on the territory of the Southern Fore-Urals is summarized for the first time. The morphological method was used for the analysis. The fossil remains of narrow-skulled voles from five sites of different ages were studied: Chui-Atasevo (Early Neopleistocene); Krasny Yar, Klimovka, Gruzdevka (Middle Neopleistocene) and Gornova (Late Neopleistocene). It was established that m1 narrow-skulled voles in the Neopleistocene of the Southern Fore-Urals retained relatively constant sizes, which occupy an intermediate position between the sizes m1 of modern narrow-skulled voles of the steppe and tundra subspecies, and the morphotype composition m1 in this time interval changed in the direction of increasing the proportion of microtoid morphotypes.

Key words: Early Neopleistocene, Middle Neopleistocene, Late Neopleistocene, narrow-skulled vole, *Microtus* (*Stenocranius*) *gregalis* Pallas, 1779, Southern Fore-Urals

Для цитирования: *Яковлев А.Г.* Морфологическая характеристика первых нижних коренных зубов (m1) узкочерепных полевок *Microtus* (*Stenocranius*) *gregalis* Pallas, 1779 из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 39–44. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-3.

For citation: *Yakovlev A.G.* Morphological characteristics of the first lower molars (m1) of narrow-skulled voles Microtus (Stenocranius) gregalis Pallas, 1779 from the Neopleistocene sites of the Southern Fore-Urals // Geologicheskii vestnik. 2020. No. 2. P. 39–44. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-3.

Введение

Узкочерепные полевки на территории Евразии известны с конца раннего неоплейстоцена. Идентификация ископаемых представителей этого вида проводится, главным образом, по характерному рисунку жевательной поверхности параконидного отдела m1. Морфотипы m1 выделяются по степени усложнения передней непарной петли. Показателем эволюционного уровня ископаемых популяций узкочерепных полевок служит соотношение простых и усложненных морфотипов передней непарной петли m1 в выборках из местонахождений разного возраста. Это позволяет использовать узкочерепных полевок для определения относительного геологического возраста вмещающих отложений.

Материал и методы

На территории Южного Предуралья известно пять неоплейстоценовых местонахождений (рис. 1) с остатками узкочерепных полевок: Чуй-Атасево — ранний неоплейстоцен (вторая половина) [Danukalova et al., 2016b]; Красный Яр — средний неоплейстоцен (первая половина) [Яхимович и др., 1987], Климовка [Данукалова и др., 2006] и Груздевка [Danukalova et al., 2007] — средний неоплейстоцен (вторая половина); Горнова [Danukalova et al., 2016a] — поздний неоплейстоцен (первая половина). Морфологическим методом изучено строение передней непарной петли и морфотипический состав m1 узкочерепных полевок. Из местонахождения Чуй-Атасево проанализировано 15 экз. m1, из Красного Яра — 77 экз. m1, из Груздевки — 21 экз. m1, из Климовки — 28 экз. m1, из Горнова — 38 экз. m1.

Зубы узкочерепных полевок имеют строение, характерное для серых полевок: корни отсутствуют, эмаль дифференцирована по микротусному типу, входящие углы обильно заполнены наружным цементом. На буккальной стороне зуба 3 или 4 входящих угла, на лингвальной — 4 или 5. Количество входящих углов зависит от степени развития входящих складок в основании головки параконида. На жевательной поверхности m1 7 полностью изолированных дентиновых полей. Параконидный отдел состоит из двух изолированных треугольных петель и передней непарной петли, на которой с лингвальной стороны есть характерный для m1 узкочерепных полевок углообразный выступ. Морфология передней непарной петли изменчива, что позволяет выделить следующие морфотипы. I — передняя непарная петля короткая и широкая, буккальная сторона ее выпуклая, гладкая, редко с небольшим тупым и широким выступом. Боковые стенки передней части петли сходятся под острым углом (рис. 2, фиг. 1, 6, 10, 11, 15, 19). II — передняя непарная петля более вытянута, с буккальной стороны подобна I морфотипу. Первый лингвальный входящий угол всегда хорошо развит. Передняя часть петли выделяется в более массивную округлую головку (см. рис. 2, фиг. 2, 3, 7, 12, 16, 20). III — передняя непарная петля усложнена с буккальной стороны неглубоким, чаще заполненным цементом, входящим углом. Головка петли небольшая, с неявно выраженной шейкой в основании (см. рис. 2, фиг. 4, 5, 8, 13, 17, 21). IV — первые буккальный и лингвальный входящие углы глубокие, заполнены цементом. Первый буккальный выступ по размерам незначительно уступает противолежащему

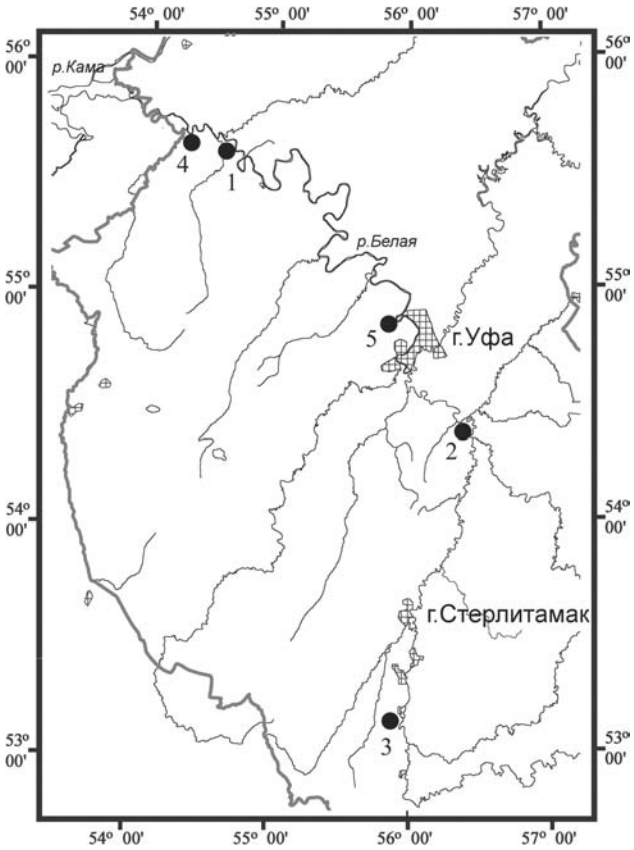


Рис. 1. Расположение неоплейстоценовых местонахождений с остатками узкочерепных полевок

Условные обозначения: 1 — Чуй-Атасево, 2 — Красный Яр, 3 — Климовка, 4 — Груздевка, 5 — Горнова.

Fig. 1. Location of Neopleistocene sites with remains of narrow-skulled voles

Legend: 1— Chui-Atasevo, 2 — Krasnyi Yar, 3 — Klimovka, 4 — Gruzdevka, 5 — Gornova.

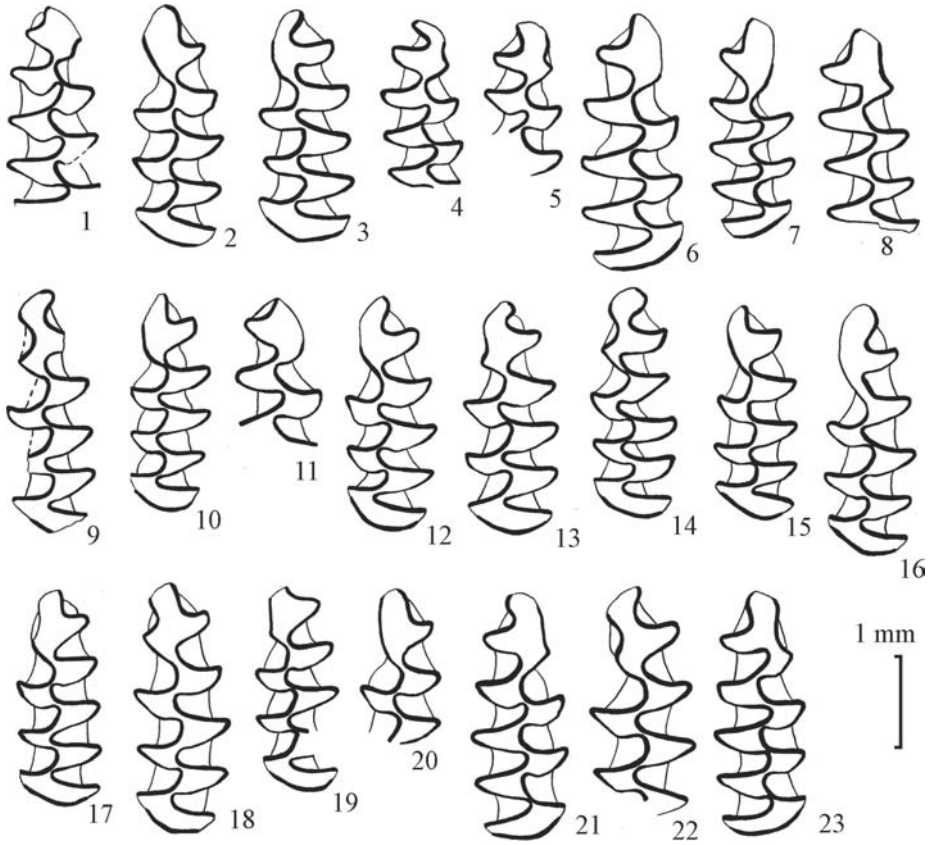


Рис. 2. Первые нижние коренные зубы (m1) узкочерепных полевок из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья

Условные обозначения: 1–5 — Чуй-Атасево; 6–9 — Груздевка; 10–14 — Красный Яр; 15–18 — Горнова; 19–23 — Климовка. *Морфотипы:* I — 1, 6, 10, 11, 15, 19; II — 2, 3, 7, 12, 16, 20; III — 4, 5, 8, 13, 17, 21; IV — 9, 14, 18, 22, 23.

Fig. 2. The first lower molars (m1) of narrow-skulled voles from Neopleistocene sites of the Southern Fore-Urals

Legend: 1–5 — Chui-Atasevo; 6–9 — Gruzdevka; 10–14 — Krasnyi Yar; 15–18 — Gornova; 19–23 — Klimovka. *Morphotypes:* I — 1, 6, 10, 11, 15, 19; II — 2, 3, 7, 12, 16, 20; III — 4, 5, 8, 13, 17, 21; IV — 9, 14, 18, 22, 23.

лингвальному. Головка обособлена и соединяется с остальной частью параконида через узкое дентиновое слияние (см. рис. 2, фиг. 9, 14, 18, 22, 23).

I и II морфотипы соответствуют группе грегалоидных, III — грегало-микротидных и IV — микротидных морфотипов, предложенных А.Г. Малеевой [Черных, Малеева, 1971; Большаков и др., 1980].

Результаты исследования

Для узкочерепных полевок от среднего неоплейстоцена до современности характерно постепенное усложнение передней непарной петли m1, которое отражалось в увеличении доли зубов грегало-микротидных и микротидных морфотипов и уменьшении числа m1 грегалоидных морфотипов. Этот процесс прослежен на примере находок остатков узкочерепных полевок на севере Западной Сибири [Смирнов и др., 1986], в Среднем и Южном Зауралье [Черных, Малеева, 1971; Большаков и др., 1980] и на Украине [Рековец, 1985]. В Южном Предуралье узкочерепные полевки на протяжении среднего – позднего неоплейстоцена испытали подобные изменения морфотипического состава m1 (табл. 1). Необходимо отметить, что скорость изменения соотношения морфотипов в различных регионах, видимо, была не одинаковая. Так на Северном Урале в позднем неоплейстоцене, в отличие от Южного Урала, m1 узкочерепных полевок не испытали заметных морфотипических изменений [Смирнов, 1994].

Среди немногочисленных m1 из Чуй-Атасево преобладают экземпляры с I и II типом строения и лишь единичные зубы можно отнести к III морфотипу. Усложненный IV тип m1 отсутствует, что

Таблица 1

Распределение по морфотипам m1 узкочерепных полевок из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья

Table 1

Distribution by morphotypes m1 of narrow-skulled voles from the Neopleistocene sites of the Southern Fore-Urals

Местонахождение	Количество m1	Морфотипы (%)			
		I	II	III	IV
Красный Яр	77	31.1	28.6	27.3	13
Климовка	27	25.9	11.2	44.4	18.5
Груздевка	21	19.1	33.3	23.8	23.8
Горнова	34	14.7	23.5	32.4	29.4

соотносится с ранненеоплейстоценовым возрастом находок. Средненеоплейстоценовые узкочерепные полевки из местонахождения Красный Яр характеризуются наибольшим процентом грегалоидных морфотипов (59.7%) и наименьшей долей микротидных m1 (13%). Близкое распределение по морфотипам имеют m1 узкочерепных полевок из западносибирского средненеоплейстоценового местонахождения Семейка [Смирнов и др., 1986]. В местонахождении Горнова, возраст которого определяется первой половиной позднего неоплейстоцена, доля грегалоидных морфотипов меньше (38.2%) и, соответственно, увеличивается число m1, имеющих наиболее усложненный тип строения передней непарной петли (29.4%). Узкочерепные полевки из местонахождений Климовка и Груздевка по распределению морфотипов занимают промежуточное положение между выборками узкочерепных полевок из Красного Яра и Горнова, но достаточно ясной закономерности изменения морфотипического состава по II и III морфотипам не прослеживается. Это, видимо, связано с малочисленностью анализируемых остатков.

Размеры m1 узкочерепных полевок из местонахождений Южного Предуралья в течение плейстоцена оставались относительно постоянными (табл. 2). Подобные размеры m1 имели узкочерепные полевки из местонахождений плейстоценового возраста, расположенных на Русской равнине, в Пермском Предуралье, в Южном и Среднем Зауралье и на севере Западной Сибири. Средние значения длины m1, как правило, не превышали 2.7–2.8 мм [Черных, Малеева, 1971; Малеева, 1982; Маркова, 1982; Смирнов и др., 1986]. Несколько крупнее были узкочерепные полевки во второй половине позднего плейстоцена на территории Франции, Польши, Северной и Центральной Украины. Средние значения длины m1 у них были более 2.8 мм [Chaline, 1972; Nadachowski, 1982; Рековец, 1985]. Увеличение размеров m1 во второй половине

Таблица 2

Размеры (мм) m1 узкочерпных полевок из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья

Table 2

Dimensions (mm) m1 of narrow-skulled voles from the Neopleistocene sites of the Southern Fore-Urals

Местонахождение	Промер	Количество m1	Среднее значение	Минимальное – максимальное значение
Чуй-Атасево	Длина	2	2.52; 2.72	
	Ширина	2	0.9; 0.95	
Красный Яр	Длина	40	2.68	2.45–3.0
	Ширина	45	0.98	0.87–1.1
Климовка	Длина	15	2.67	2.3–3.2
	Ширина	15	0.98	0.82–1.1
Груздевка	Длина	7	2.71	2.5–3.0
	Ширина	4	0.97; 1.02; 1.05; 1.15	
Горнова	Длина	13	2.61	2.35–2.87
	Ширина	12	0.97	0.87–1.05

позднего неоплейстоцена произошло и на Южном Урале, в раннем голоцене размеры уменьшились. На Северном Урале подобного увеличения размеров не наблюдалось, m1 были даже мельче, чем у современных степных подвидов. Н.Г. Смирнов [1994] связывает это с особенностями узкочерепных полевок из состава дисгармоничных фаун. Крупные m1 характерны для современных тундровых подвидов узкочерепных полевок — средняя длина m1 от 2.88 до 3.05 мм [Рековец, 1985; Смирнов и др., 1986]. Степные подвиды узкочерепных полевок имеют мелкие размеры m1. В Зауралье длина m1 — 2.08–2.5–2.9 мм (n=82) [Смирнов и др., 1986].

Заключение

Узкочерепные полевки на территории Южного Предуралья появляются с раннего неоплейстоцена. В течение среднего–позднего неоплейстоцена они сохраняли относительно постоянные размеры m1, занимающие промежуточное положение между современными степными и тундровыми подвидами. Морфотипический состав m1 в этом промежутке времени изменялся в сторону увеличения доли микротидных морфотипов, как это характерно для ископаемых узкочерепных полевок во всем ареале их обитания в неоплейстоцене и голоцене.

Работа выполнена в рамках Госбюджетной темы № 0246-2019-0118.

Список литературы:

Большаков В.Н., Васильева И.А., Малеева А.Г. Морфотипическая изменчивость зубов полевок. – М.: Наука, 1980. – 138 с.

Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Алимбекова Л.И., Морозова Е.М. Стратотип климовского горизонта в Южном Предуралье и новые местонахождения в стратотипической местности (Климовка I, II, III) // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. – С. 53–65.

Малеева А.Г. Мелкие млекопитающие верхнеалабугской фауны, Южное Зауралье // Плиоцен и плейстоцен Урала: Материалы к XI конгрессу INQA. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. – Ч. 2. – С. 9–38.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины (их значение для палеогеографии и стратиграфии). – М.: Наука, 1982. – 186 с.

Рековец Л.И. Микротериофауна деснянско-поднепровского позднего палеолита. – Киев: Наукова думка, 1985. – 168 с.

Смирнов Н.Г. Грызуны Урала и прилегающих территорий в позднем плейстоцене и голоцене: Дис. … д-ра биол. наук / ИЭРиЖ УрО РАН. – Екатеринбург, 1994. – 58 с.

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. – М.: Наука, 1986. – 145 с.

Черных И.И., Малеева А.Г. Узкочерепная полевка *Microtus* (*Stenocranius*) *gregalis* Pall. из состава позднеплейстоценовой «смешанной» фауны юга Тюменской области // Фауна Урала и пути ее реконструкции: Ученые записки Уральского государственного университета. Сер. биол. – 1971. – Т. 115, Вып. 9. – С. 15–24.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сиднев А.В., Сулейманова Ф.И., Хабибуллина Г.А., Щербакова Т.И., Яковлев А.Г. Плейстоцен Предуралья. – М.: Наука, 1987. – 112 с.

Chaline J. Les Rongeurs du pleistocene moyen et superieur de France. – Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 1972. – 410 p.

Danukalova G., Yakovlev A., Morozova E., Alimbekova L. Biostratigraphy of the Late Middle Pleistocene (Middle Neopleistocene) of the Southern Urals region // Quaternary International. – 2007. – V. 160. – P. 17–29. – Doi: 10.1016/j.quaint.2006.09.007.

Danukalova G., Kurmanov R., Yakovlev A., Osipova E., Zinovyev E., Arslanov Kh. Palaeoenvironment of the Middle and Upper Neopleistocene at the Gornovo Upper Palaeolithic site (Southern Ural foreland, Russia) // Quaternary International. – 2016a. – V. 420. – P. 24–46. – Doi: 10.1016/j.quaint.2015.08.049.

Danukalova G., Yakovlev A., Osipova E., Kurmanov R., van Kolfschoten Th. Biostratigraphy of the early Middle Pleistocene of the Southern Fore-Urals // Quaternary International. – 2016b. – V. 420. – P. 115–135. – Doi: 10.1016/j.quaint.2015.09.087.

Nadachowski A. Late quaternary rodents Poland with special reference to morphotype dentition analysis of voles. – Warszawa: Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, 1982. – 109 p.

References:

Bol'shakov V.N., Vasil'eva I.A., Maleeva A.G. Morfotipicheskaya izmenchivost' zubov polevok [Morphotypic variability of vole teeth]. M.: Nauka Press, 1980. 138 p. (In Russian).

Chaline J. Les Rongeurs du pleistocene moyen et superieur de France. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 1972. 410 p.

Chernykh I.I., Maleeva A.G. Uzkocherepnay polevka *Microtus* (*Stenocranius*) *gregalis* Pall. iz sostava pozdnepleistotsenovoi "smeshannoi" fauny yuga Tyumenskoi oblasti [Narrow-skulled vole Microtus (Stenocranius) gregalis Pall. from the composition of the Late Pleistocene "mixed" fauna of the south of the Tyumen region] // Fauna Urala i puti ee rekonstruktsii [Fauna of the Urals and the ways of its reconstruction]: Uchenye zapiski Ural'skogo gosudarstvennogo universiteta [Scientific notes of the Ural State University]. 1971. V. 115. Seriya biologichesraya. Is. 9. P. 15–24. (In Russian).

Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Alimbekova L.I., Morozova E.M. Stratotip klimovskogo gorizonta v Yuzhnom Predural'e i novye mestonakhozhdeniya v stratotipicheskoi mestnosti (Klimovka I, II, III) [The stratotype of the Klimovka horizon in the Southern Fore-Urals and new sites in the stratotype area (Klimovka I, II, III)] // Geologicheskii sbornik No. 5 [Geological collection No. 5] / IG USC RAS. Ufa: DesignPoligrafServis, 2006. P. 53–65. (In Russian).

Danukalova G., Yakovlev A., Morozova E., Alimbekova L. Biostratigraphy of the Late Middle Pleistocene (Middle Neopleistocene) of the Southern Urals region // Quaternary International. 2007. V. 160. P. 17–29. Doi: 10.1016/j.quaint.2006.09.007.

Danukalova G., Kurmanov R., Yakovlev A., Osipova E., Zinovyev E., Arslanov Kh. Palaeoenvironment of the Middle and Upper Neopleistocene at the Gornovo Upper Palaeolithic site (Southern Ural foreland, Russia) // Quaternary International. 2016a. V. 420. P. 24–46. Doi: 10.1016/j.quaint.2015.08.049.

Danukalova G., Yakovlev A., Osipova E., Kurmanov R., van Kolfschoten Th. Biostratigraphy of the early Middle Pleistocene of the Southern Fore-Urals // Quaternary International. 2016b. V. 420. P. 115–135. Doi: 10.1016/j.quaint.2015.09.087.

Maleeva A.G. Melkie mlekopitayushchie verkhnealabugskoi fauny, Yuzhnoe Zaural'e [Small mammals of the Upper Alabuga fauna, Southern Trans-Urals] // Pliotsen i pleistotsen Urala: Materialy k XI kongressu INQA [Pliocene and Pleistocene of the Urals: Materials for the XI INQA Congress]. Sverdlovsk: USC AS USSR, 1982. Part 2. P. 9–38. (In Russian).

Markova A.K. Pleistotsenovye gryzuny Russkoi ravniny (ikh znachenie dlya paleogeografii i stratigrafii) [Pleistocene rodents of the Russian Plain (their paleogeographic and stratigraphic implications)]. Moscow: Nauka Press, 1982. 186 p. (In Russian).

Nadachowski A. Late quaternary rodents Poland with special reference to morphotype dentition analysis of voles. Warszawa: Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, 1982. 109 p.

Rekovets L.I. Mikroteriofauna desnyansko-podneprovskogo pozdnego paleolita [Microteriofauna of the Desnian-Dnieper Late Paleolithic]. Kiev: Naukova dumka, 1985. 168 p. (In Russian).

Smirnov N.G. Gryzuny Urala I prilegayashchikh territotii v pozdnem pleistotsene i golotsene: Dis. … dok. biol. nauk [Rodents of the Urals and adjacent territories in the Late Pleistocene and Holocene: Doc. boil. sci. diss.] / IERiZH UrO RAN. Ekaterinburg, 1994. 58 p. (In Russian).

Smirnov N.G., Bol'shakov V.N., Borodin A.V. Pleistotsenovye gryzuny severa Zapadnoi Sibiri [Pleistocene rodents of the north of Western Siberia]. Moscow: Nauka Press, 1986. 145 p. (In Russian).

Yakhimovich V.L., Nemkova V.K., Sidnev A.V., Suleymanova F.I., Khabibullina G.A., Shcherbakova T.I., Yakovlev A.G. Pleistotsen Predural'ya [Pleistocene of the Fore-Urals]. Moscow: Nauka Press, 1987. 112 p. (In Russian).

Сведения об авторе:
Яковлев Анатолий Германович, канд. биол. наук, доцент, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: a_jakovlev@mail ru

About the author:
Yakovlev Anatoly Gernanovich, candidate of biological sciences, docent, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: a_jakovlev@mail ru

УДК 553.2 DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-4

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛЬШОЙ КАРАН (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ ХЛОРИТОВОЙ ГЕОТЕРМОМЕТРИИ

© 2020 г. Г.Т. Шафигуллина, С.Е. Знаменский, А.М. Косарев

Реферат. Изучен химический состав и определена температура образования хлорита из околорудных метасоматитов золото-порфирового месторождения Большой Каран, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Состав хлорита исследован с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH (Tescan) в ИГ КарНЦ РАН. Установлены три разновидности хлорита: пикнохлорит, рипидолит и диабантит. Показано, что формирование хлорита происходило в мезотермальных условиях в интервале температур 346–185 °С.

Ключевые слова: Южный Урал, золото-порфировое месторождение, хлоритовый геотермометр

CONDITIONS FOR THE FORMATION OF GOLD-PORPHYRY MINERALIZATION OF THE BOLSHOY KARAN DEPOSIT (SOUTHERN URALS) ACCORDING TO CHLORITE GEOTHERMOMETRY

© 2020 G.T. Shafigullina, S.E. Znamensky, A.M. Kosarev

Abstract. The chemical composition and temperature of formation of chlorite from near-ore metasomatites of the Bolshoy Karan gold-porphyry deposit located in the zone of the Main Ural Fault in the Southern Urals were studied. The composition of chlorite was studied using the VEGA II LSH scanning electron microscope (Tescan) at the IG KarRC RAS. There are three types of chlorite: pycnochlorite, ripidolite and diabantite. It is shown that the formation of chlorite occurred in mesothermal conditions in the temperature range of 346–185 °C.

Key words: Southern Urals, gold-porphyry deposit, chlorite geothermometry

Введение

Месторождение Большой Каран расположено в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале, в 35 км северо-восточнее города Учалы Республики Башкортостан (рис. 1). Оно относится к редкому и слабо изученному на Урале золото-порфировому типу [Знаменский и др., 2017, 2020]. Долгое время золото-порфировое оруденение считалось нетипичным для уральского орогена и не имеющим большого экономического значения. Однако открытие в последние десятилетия на Урале нескольких месторождений золота, связанных с порфирово-эпитермальными системами (Петропавловского, Березняковского и др.), показало, что этот тип оруденения является весьма перспективным и может стать альтернативным источником золота для горнорудной промышленности Урала. В этой связи изучение генетических особенностей золото-порфировых месторождений представляется актуальной задачей.

С целью выяснения условий образования золото-порфировой минерализации месторождения Большой Каран нами был изучен химический состав

Для цитирования: *Шафигуллина Г.Т., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Условия образования золото-порфирового оруденения месторождения Большой Каран (Южный Урал) по данным хлоритовой геотермометрии // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 45–53. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-4.

For citation: *Shafigullina G.T., Znamensky S.E., Kosarev A.M.* Conditions for the formation of gold-porphyry mineralization of the Bolshoy Karan deposit (Southern Urals) according to chlorite geothermometry // Geologicheskii vestnik. 2020. No. 2. P. 45–53. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-4.

хлорита из околорудного ореола и на этой основе оценена температура его образования.

Краткая геологическая характеристика месторождения

Месторождение расположено в южной части Вознесенского интрузивного массива (D_1), сложенного роговообманковыми габбро-диоритами, диоритами и местами гранодиоритами (рис. 1). Золото-порфировое оруденение пространственно тесно связано с дайками гранитоидов, которые, судя по имеющимся у нас геохимическим данным [Знаменский и др., 2017], являются поздней «порфировой» фазой Вознесенской интрузии. Рудоносная серия даек представлена габбро-диоритами, диоритами и гранодиоритами, для которых характерны вкрапленники плагиоклаза, иногда кварца и афанитовая полнокристаллическая основная масса, состоящая из плагиоклаза и гидротермально измененных темноцветных минералов, а также кварца. Отдельные рудоносные дайки сложены среднезернистыми плагиофировыми диоритами, состоящими из плагиоклаза, клинопироксена, кварца и роговой обманки. Размещение даек контролируется вторичными разрывами транстенсивного дуплекса, образовавшегося в интервале пересечения Вознесенского массива сдвиговой зоной север-северо-западного простирания.

Рудные тела представляют собой линейные сульфидно-карбонат-кварцевые штокверки, концентрирующиеся в дайках. В небольшом количестве внутри штокверков развиты брекчиевые сульфидно-карбонат-кварцевые руды. Среди сульфидов преобладают пирит и арсенопирит. Кроме того, в рудах присутствуют сфалерит, галенит, антимонит, халькопирит и самородное золото. Околорудные метасоматиты имеют серицит-хлорит-кварцевый состав с примесью карбоната, иногда биотита, калиевого полевого шпата и эпидота.

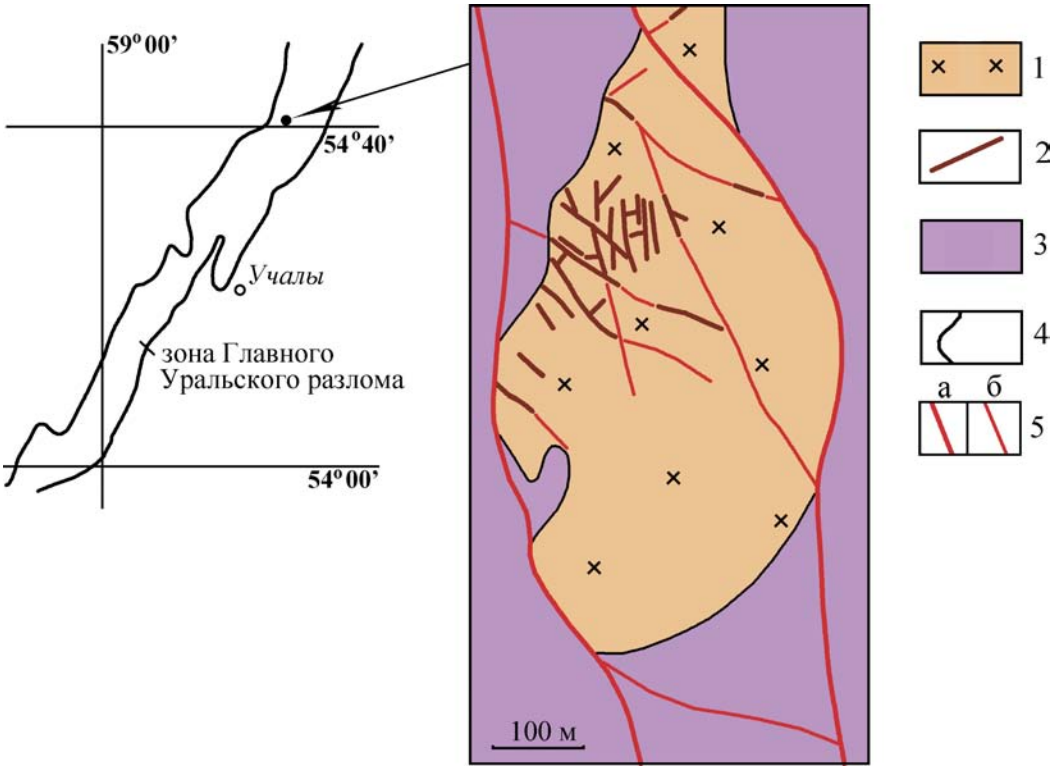


Рис. 1. Схема геологического строения золото-порфирового месторождения Большой Каран

Условные обозначения: 1 — габбро-диориты, диориты и гранодиориты Вознесенского массива; 2 — дайки гранитоидов; 3 — меланжированные серпентиниты с блоками нижнедевонских известняков, базальтов, диабазов и кремней неизвестного возраста и пироксенитов; 4 — геологические границы; 5 — сдвиги: а — главные, б — второстепенные.

Fig. 1. The scheme of geological structure of the gold-porphyry deposit Bolshoy Karan

Legend: 1 — gabbro-diorites, diorites and granodiorites of the Voznesensk massive; 2 — granitoid dikes; 3 — mélange serpentinites with blocks of Lower Devonian limestones, diabase, basalts and flints of unknown age and pyroxenites; 4 — geological borders; 5 — strike-slips: a — major, b — minor.

Методика исследований

Для исследований А.М. Косаревым были отобраны образцы из метасоматически измененных даек гранодиоритов. Состав хлорита изучался на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) в Институте геологии КарНЦ РАН (аналитик С.Ю. Чаженгина). Параметры сканирования: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 сек.

Температурные условия образования хлорита оценены с помощью эмпирических хлоритовых геотермометров [Cathelineau, 1988; Kranidiotis, MacLean, 1987; Jowett, 1991; Zang, Fyfe, 1995]. Формулы для расчета температур образования хлоритов приведены в табл. 1. Результаты анализа хлорита, рассчитанные по формульным коэффициентам на 20 ф.е., представлены в табл. 2.

Таблица 1

Формулы для расчета температуры образования хлорита

Table 1

Formulas for calculating the temperature of formation of chlorite

Формулы расчета хлоритовых геотермометров	Авторы	Основные показатели для расчета
T_1, °C = –61,92+321.98 Al^{IV}_{O14}	[Cathelineau, 1988]	Al^{IV}_{O14} 0/59–1/93 к.ф. Данные уравнения применимы в интервале температур 130–310°C
T_2, °C = 106 Al^{IV}_{c}+18, где $Al^{IV}_{c}=Al^{IV}_{O28}$+0.7(Fe/(Fe+Mg))	[Kranidiotis, MacLean, 1987]	Al^{IV}_{O28} (от 2/3 до 3/01 ф.е.) и Fe/(Fe+Mg)
T_3, °C = 319Al^{IV}_{c}–69 $Al^{IV}_{c}=Al^{IV}_{O14}$+0.1(Fe/(Fe+Mg))	[Jowett, 1991]	Al^{IV}_{O14} При Fe/(Fe+Mg) <0/6
T_4, °C = 106.2Al^{IV}_{c}+17.5, где $Al^{IV}_{c}=Al^{IV}_{O28}$–0.88(Fe/(Fe+Mg)–0,34)	[Zang, Fyfe, 1995]	(Fe/(Fe+Mg) >0/34 для железистых хлоритов

Таблица 2

Химический состав хлорита интрузивных пород месторождения Большой Каран

Table 2

Chemical composition of chlorite of Intrusive rocks of the Bolshoy Karan Deposit

№ обр. / Элементы	23-16/2			24-16/2			
Спектр	16-4	19-3	19-5	21-1	22-4	23-1	26-4
Разновидности	П	Р	П	П	П	П	Д
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	30.76	30.24	31.91	31.31	31.41	31.58	33.66
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	21.99	23.78	21.48	21.35	20.11	21.16	20.62
Cr_2O_3							
FeO	27.67	24.93	25.69	31.80	32.55	34.05	33.62
MnO	0.54			1.13			
MgO	19.02	21.04	20.91	14.41	15.93	13.20	12.11
CaO	–	–	–	–	–	–	–
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–
K_2O	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	100	100	100	100	100	100	100
(расчет на 20 O)							
Si	5.66	5.47	5.81	5.94	5.93	6.04	6.47
Ti	–	–	–	–	–	–	–
Al	4.77	5.07	4.61	4.77	4.47	4.77	4.67

1	2	3	4	5	6	7	8
Cr	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{3+}	–	–	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	4.25	3.77	3.9	5.04	5.13	5.43	5.39
Mn	0.08			0.18			
Mg	5.22	5.67	5.67	4.07	4.48	3.76	3.47
Ca	–	–	–	–	–	–	–
Na	–	–	–	–	–	–	–
K	–	–	–	–	–	–	–
Al^{IV}	2.33	2.52	2.19	2.06	2.07	1.96	1.53
Al^{VI}	2.44	2.55	2.41	2.71	2.40	2.81	3.14
Кристаллохимические характеристики							
X(Mg)	0.54	0.60	0.59	0.44	0.47	0.41	0.39
sumFe	4.25	3.77	3.90	5.04	5.13	5.43	5.39
X(Fe)	0.45	0.40	0.41	0.55	0.53	0.59	0.61
Si/Al	1.18	1.08	1.26	1.24	1.33	1.27	1.38
Температуры образования°C							
T1,°C	314	344	290	269	272	254	185
T2,°C	299	315	280	277	277	270	225
T3,°C	317	346	293	277	278	263	195
T4,°C	255	280	244	216	219	202	155

Примечание: X(Mg) — коэффициент магнезиальности $Mg/(Fe^{3+}+Mn+Mg)$; X(Fe) — коэффициент железистости Fe/(Fe+Mg). Температура рассчитана по хлоритовым геотермометрам см. табл. 1. Образцы 23-16/2, 24-16/2 — гранодиорит. Разновидности хлорита: П — пикнохлорит, Р — рипидолит, Д — диабантит. Прочерк — не обнаружено.

Note: X(Mg) — coefficient of magnesia $Mg/(Fe^{3+}+Mn+Mg)$; X(Fe) — coefficient of iron content Fe/(Fe+Mg). The temperature is calculated using chlorite geothermometry, see table 2. Samples 23-16/2, 24-16/2 —granodiorite. Varieties of chlorite: П — pycnochlorite, Р — ripidolite, Д — diabantite. Dash — not detected.

Результаты исследований и основные выводы

На классификационной диаграмме Si–(Fe/Fe+Mg) [Hey, 1954] (рис. 2) точки химических составов хлорита соответствуют пикнохлориту и рипидолиту (обр. 23-16/2), пикнохлориту и диабантиту (обр. 24-16/2), отличаясь между собой содержанием Si^{IV}, показателями коэффициента железистости X(Fe) и магнезиальности X(Mg).

Хлорит обр. 24-16/2 характеризуется высокими содержаниями Si^{IV} (5.93–6.47 ф.е.), повышенными значениями коэффициента железистости X(Fe) >0.53, низкой магнезиальностью X(Mg) <0.47 и высоким соотношением

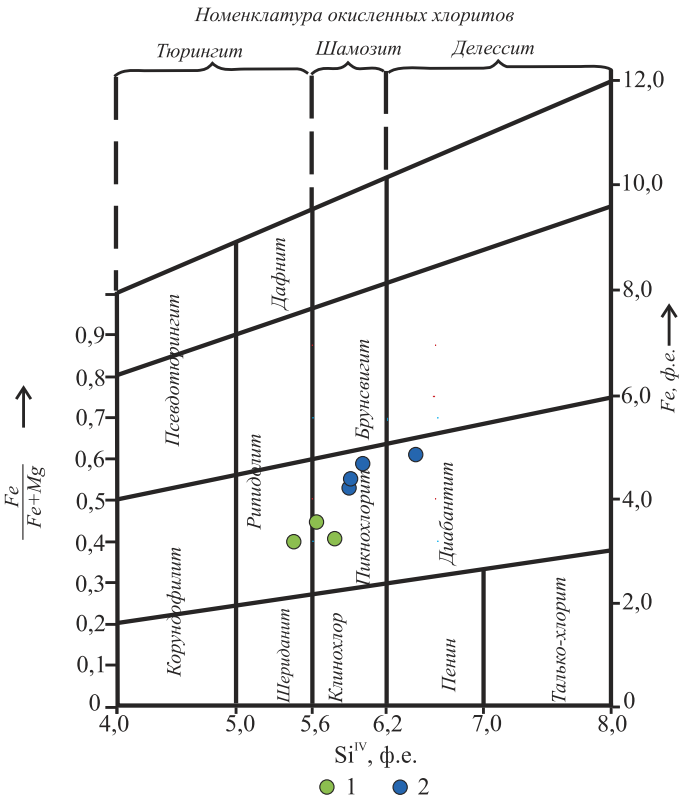


Рис. 2. Классификационная диаграмма состава хлорита по [Hey, 1954]
1 — обр. 23-16/2, 2 — обр. 24-16/2.

Fig. 2. Classification diagram of the composition of chlorite by [Hey, 1954]
1 — sample 23-16/2, 2 — sample 24-16/2.

Si^{IV}/Al (более 1.27), по сравнению с хлоритом обр. 23-16/2 (табл. 2, рис. 3). Наблюдается обратная корреляционная зависимость между отношением Si/Al и коэффициентом магнезиальности и положительная между Si/Al и температурой.

Количество X(Fe) колеблется в пределах 0.40–0.61. На классификационных диаграммах Si – (Fe/(Fe+Mg)) [Hey, 1954] и Mg – Al^{IV} – Fe [Zane, Weiss, 1998] точки состава хлорита попадают в поле железо-магнезиального I-типа (рис. 4).

По содержаниям R^{VI} (6.0 к.ф.) и $[R^{3+}]^{VI}$ (1.16–1.57 к.ф.) хлорит во всех изученных образцах относится к триоктаэдрической группе (рис. 4, 5), что соответствуют химической формуле триоктаэдрических хлоритов — $(R^{2+}, R^{3+})_6(Si_{4-x}\times Al_x)O_{10}(OH)_8$ [Bailey, 1988], где двухвалентные катионы представлены Mg и Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca^{2+}, а трехвалентные — Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}.

Отношение Al^{IV}/Al^{VI} в хлоритах находится в пределах 0.48–0.99. Распределение Al в хлоритах в четверной и шестерной структурных позициях показано на рис. 6. Октаэдрический алюминий (Al^{VI}) существенно преобладает над алюминием в тетраэдрической позиции (Al^{IV}) (рис. 6), что

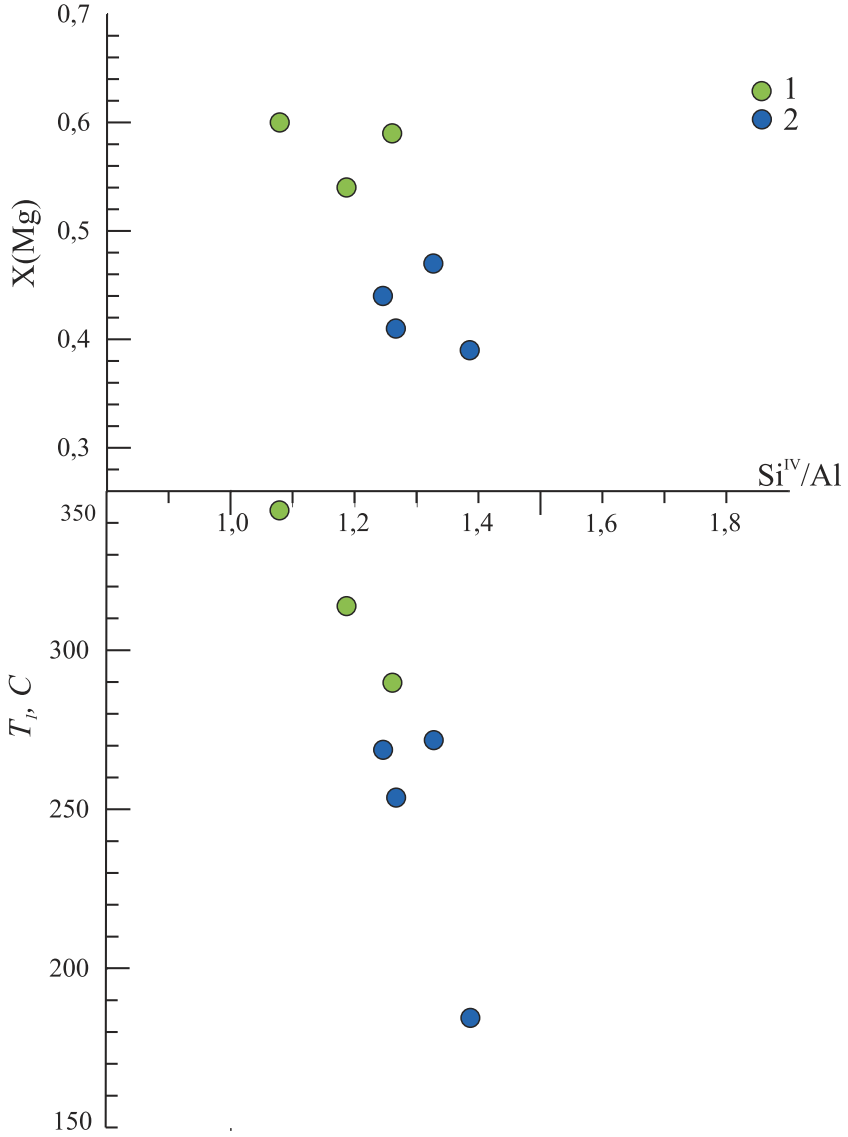


Рис. 3. Значение Si^{IV}/Al в зависимости X(Mg) и от температуры образования хлорита

Температура по [Cathelineau, 1988]. Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 3. Si^{IV}/Al value depending on X(Mg) and the temperature of formation of chlorite

Temperature calculated by [Cathelineau, 1988]. For symbols, see figure 2.

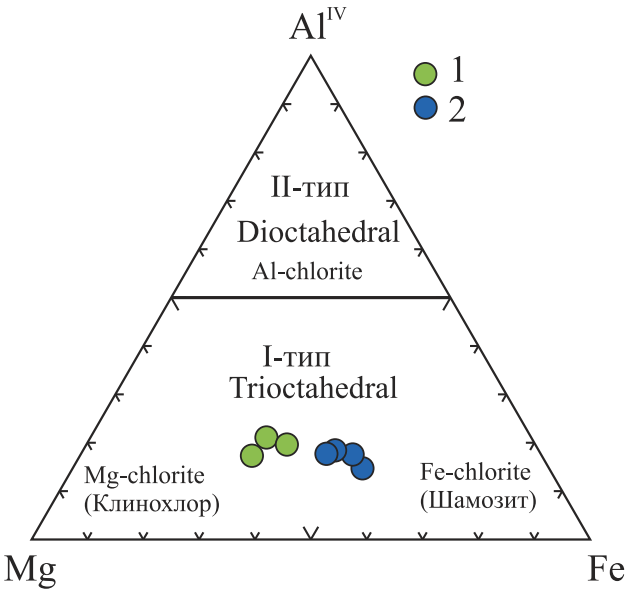


Рис. 4. Состав хлорита на диаграмме Mg–Al^{IV}–Fe (по коэффициентам в формуле) [Zane, Weiss, 1998]

I-тип хлоритов в основном Mg-хлориты и Fe-хлориты в зависимости от доминирующего катиона. Хлориты II-типа в основном представляют собой Al-хлориты [Zane, Weiss, 1998].

Fig. 4. The composition of chlorite in the diagram Mg–Al^{IV}–Fe (by coefficients in the formula) [Zane, Weiss, 1998]

I-type chlorites are mainly Mg-chlorites and Fe-chlorites depending on the dominant cation. Type II chlorites are mainly Al-chlorites [Zane, Weiss, 1998].

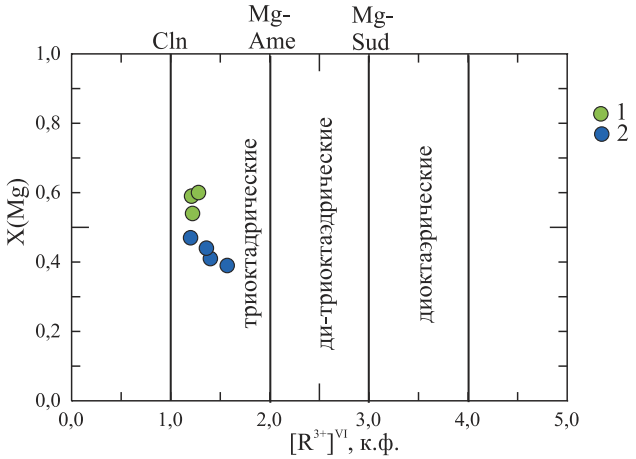


Рис. 5. Классификационная диаграмма состава хлоритов по [Bailey, 1988]

Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 5. Classification diagram of the composition of chlorites according to [Bailey, 1988]

For symbols, see figure 2.

характеризует слабо кислую среду минералообразования [Арутюнян, 2008]. Данные по содержанию Al в кварце и РЗЭ в кальците руд также указывают на кислый состав рудообразующего флюида [Знаменский и др., 2020].

Хлоритовый термометр был впервые предложен M. Cathelineau и D. Nieva в 1985 г. на основе систематического изучения состава хлорита с изменением глубины и температуры в гидротермальной системе Los Azufres (Мексика), а затем в 1988 г. M. Cathelineau разработал уравнение (табл. 1):

$$T_1, °C = -61.92+321.98Al^{IV}_{O14} \quad (1)$$

Уравнение (1) основано на распределении алюминия между октаэдрической и тетраэдрической (Al^{IV}_{O14} 0.59–1.93 к.ф.) позициями структуры для температурного интервала 130–310°C (табл. 1).

После преобразования уравнения (1), где учитывалось изменение Fe/(Fe+Mg), отношение между Al^{IV} и T выглядит следующим образом:

$$T_2, °C = 106Al^{IV}_c+18, \quad (2)$$

где $Al^{IV}_c = Al^{IV}_{O28}+0.7(Fe/(Fe+Mg))$ [Kranidiotis, MacLean, 1987];

$$T_3, °C = 319Al^{IV}_c-69, \quad (3)$$

где $Al^{IV}_c = Al^{IV}_{O14}+0.1(Fe/(Fe+Mg))$ [Jowett, 1991];

$$T_4, °C = 106,2Al^{IV}_c+17.5, \quad (4)$$

где $Al^{IV}_c = Al^{IV}_{O28}-0.88(Fe/(Fe+Mg)-0.34)$ [Zang, Fyfe, 1995].

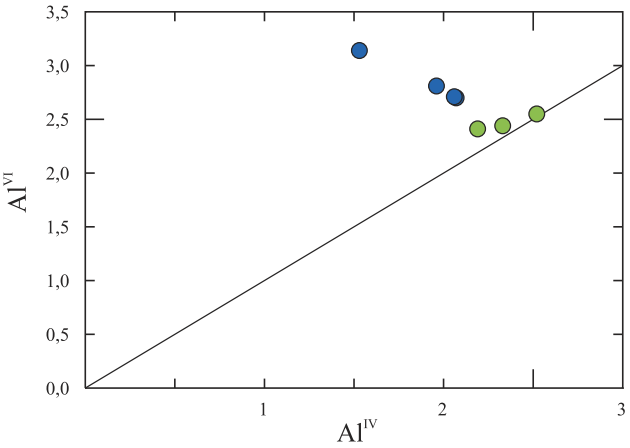


Рис. 6. Содержание октаэдрического Al^{VI} в зависимости от тетраэдрического Al^{IV}

Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 6. The content of octahedral Al^{VI} as a function of tetrahedral Al^{IV}

For symbols, see figure 2.

Хлоритовый геотермометр T_2 хорошо подходит для оценки температуры, когда хлорит кристаллизуется в присутствии других глиноземистых минералов [Kranidiotis, MacLean, 1987; De Caritat et al., 1993]. Геотермометры по [Jowett, 1991] и [Zang, Fyfe, 1995] учитывают влияние железистости на образование хлорита, где Fe/(Fe+Mg) <0.6 для T_3 и Fe/(Fe+Mg) >0.34 для T_4.

Полученные температуры образования хлоритов, по данным разных авторов, колеблются от 185°C до 344°C для T_1; от 225°C до 315°C для T_2; от 195°C до 346°C для T_3; от 155°C до 280°C для T_4 (табл. 2). Результаты расчета температур дают незначительные расхождения в 25–50°C. С температурами гомогенезации флюидных включений в кварце и карбонате руд, которые составляют 369–200°C [Знаменский и др., 2020], в наибольшей степени сопоставимы значения температуры образования хлорита, рассчитанные по формулам M. Cathelineau [1988] и [Jowett, 1991]. По всей вероятности, они близки к истинным температурам минералообразования.

Формирование хлорита происходило при падении температуры в следующей последовательности: рипидолит, пикнохлорит, диабантит.

Выявлена прямая зависимость содержания Al^{IV} от температуры образования хлорита (рис. 7). Наиболее высокотемпературные хлориты, обогащенные Al^{IV} (обр. 23-16/2), менее железистые X(Fe) = 0.40–0.45 по сравнению с низкотемпературными.

Таким образом, в составе околорудных метасоматитов месторождения Большой Каран присутствуют три разновидности хлорита: рипидолит, пикнохлорит, диабантит, образовавшиеся в интервале температур 346–185°C. Полученные значения соответствуют температурному режиму мезотермального серицит-кварцевого метасоматоза, которому подверглись рудовмещающие дайки гранитоидов, и сопоставимы с температурами образования многих порфировых месторождений Южного Урала, на которых оруденение локализовано в метасоматитах филлизитового типа. Например, по данным

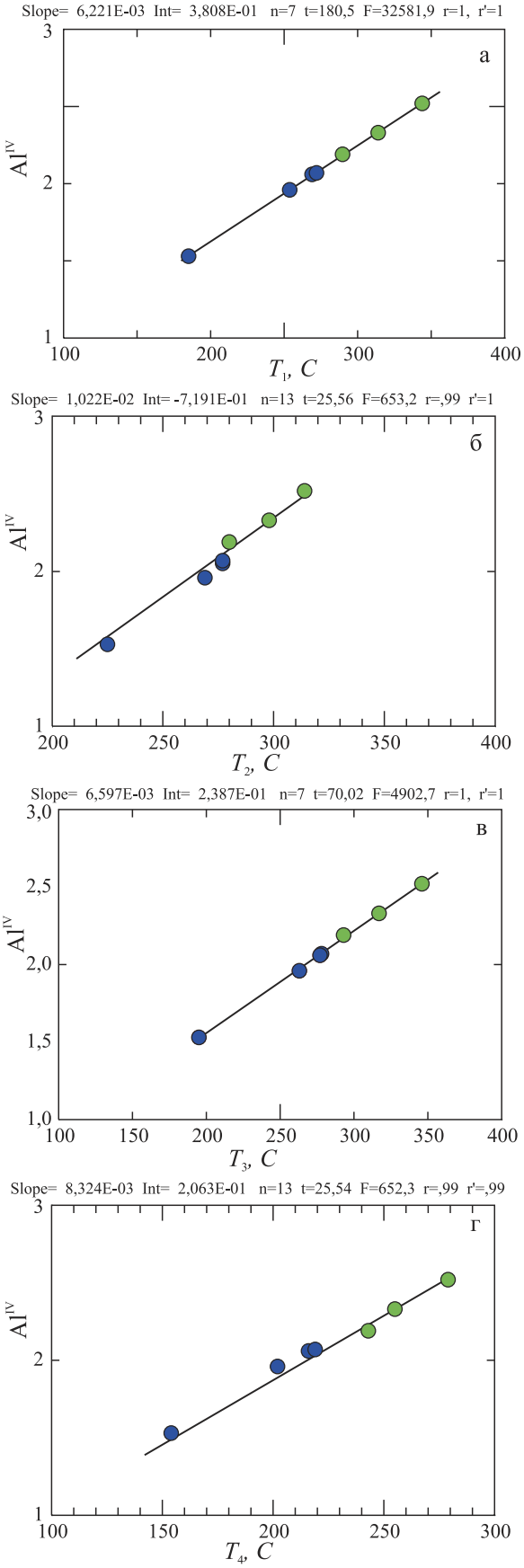


Рис. 7. Зависимость между Al^{IV} в хлоритах и температурой их образования, оцененной с помощью хлоритовых геотермометров: T_1,°C по [Cathelineau, 1988], T_2,°C — [Kranidiotis, MacLean, 1987], T_3,°C — [Jowett, 1991], T_4,°C — [Zang, Fyfe, 1995]

Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 7. Relationship between Al^{IV} in chlorites and their formation temperature, estimated using chlorite geothermometers: T_1,°C by [Cathelineau, 1988], T_2,°C — [Kranidiotis, MacLean, 1987], T_3,°C — [Jowett, 1991], T_4,°C — [Zang, Fyfe, 1995]

For symbols, see fig. 2.

изучения флюидных включений и хлоритового геотермометра [Абрамов и др., 2016], медно-порфировая минерализация крупнейшего на Урале Михеевского месторождения сформировалось в интервале температур 300–250 °С.

Работа выполнена в рамках программы государственного задания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0078).

Авторы благодарят С.А. Светова, С.Ю. Чаженгину (ИГ КарНЦ РАН) за помощь в выполнении аналитических работ.

Список литературы:

Абрамов С.С., Плотинская О.Ю., Грознова Е.О. История гидротермальных процессов на Михеевском Mo-Cu месторождении по данным изучения вторичных изменений и флюидных включений // Матер. 17-й Всерос. конф. по термобарогеохимии, посвящ. 80-летию д-ра геол.-минерал. наук Феликса Григорьевича Рейфа. Улан-Удэ, Россия, 12–16 сент. 2016. – Улан-Удэ, 2016. – С. 11–12.

Арутюнян М.А. Характер проявления предрудной пропилитизации в диорит-порфиритах Каджаранского рудного поля // Известия НАН РА. Науки о Земле. –2008. – Т. 61, № 2. – С. 29–34.

Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А. Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал) // Литосфера. – 2020. – Т. 20, № 3. – С. 397–410.

Знаменский С.Е., Косарев А.М., Знаменская Н.М., Тимофеев С.П., Шафигуллина Г.Т. Структурный контроль и геохимия рудоносных даек золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал) // Геология. Известия Отделения о Земле и природных ресурсов АН РБ. – 2017. – № 24. – С. 39–46.

Bailey S.W. Chlorites: structures and crystal chemistry // Rev. Miner. – 1988. – Vol. 19. – P. 347–403.

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Miner. – 1988. – Vol. 23. – P. 471–485. – doi: 10.1180/claymin.1988.023.4.13.

Hey M.H. A new review of the chlorites // Miner. Mag. – 1954. – Vol. 30. – P. 277–292.

Jowett E.C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer // GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, 1991, May 27–29): Program with Abstracts. – 1991. – Vol. 16. – P. A62.

Kranidiotis P., MacLean W.H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Economic Geology. – 1987. – Vol. 82. – P. 1898–1911. – doi: 10.2113/gsecongeo.82.7.1898

Zane A., Weiss Z. A procedure for classifying rock forming chlorites based on microprobe data // Rend. Fis. Acc. Lincei. – 1998. – V. 9. – P. 51–56.

Zang W., Fyfe W.S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrocks at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil // Mineralium Deposita. – 1995. – Vol. 30. – P. 30–38. – doi: 10/1007/BF00208874.

References:

Abramov S.S., Plotinskaya O.Yu., Groznova E.O. Istoriya gidrotermal'nykh protsessov na Mikheevskom Mo-Cu mestorozhdenii po dannym izucheniya vtorichnykh izmenenii i flyuidnykh vklyuchenii [History of hydrothermal processes at the Mikheevsky Mo-Cu Deposit according to the study of secondary changes and fluid inclusions] // Materialy XVII Vserossiiskoi konferentsii po termobarogeokhimii, posvyashchennoi 80-letiyu d-ra geol.-mineral. nauk Feliksa Grigor'evicha Reifa. Ulan-Ude, Rossiya, 12–16 sentyabrya 2016. Ulan-Ude, 2016. P. 11–12. (In Russian).

Arutyunyan M.A. Kharakter proyavleniya predrudnoi propilitizatsii v diorit-porfiritakh Kadzharanskogo rudnogo polya [The Character of preore propylitization occurrence diorite-porphyrites of the Kajaran ore fieild] // Izvestiya NAN RA, Nauki o Zemle. 2008. Vol. 61, No. 2. P. 29–34. (In Russian).

Bailey S.W. Chlorites: structures and crystal chemistry // Rev. Miner. 1988. Vol. 19. P. 347–403.

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Miner. 1988. Vol. 23. P. 471–485. – doi: 10.1180/claymin.1988.023.4.13.

Hey M.H. A new review of the chlorites // Miner. Mag. 1954. Vol. 30. P. 277–292.

Jowett E.C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer //GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, 1991, May 27–29): Program with Abstracts. 1991. Vol. 16. P. A62.

Kranidiotis P., MacLean W.H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Economic Geology. 1987. Vol. 82. P. 1898–1911. doi: 10.2113/gsecongeo.82.7.1898.

Zang W., Fyfe W.S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrocks at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil // Mineralium Deposita. 1995. Vol. 30. P. 30–38. doi: 10/1007/BF00208874.

Zane A., Weiss Z. A procedure for classifying rock forming chlorites based on microprobe data // Rend. Fis. Acc. Lincei. 1998. V. 9. P. 51–56.

Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Artem'ev D.A. Usloviya obrazovaniya, sostav i istochniki rudoobrazuyushchikh flyuidov zoloto-porfirovogo mestorozhdeniya Bol'shoi Karan (Yuzhnyi Ural) [Conditions of formation, composition and sources of ore-forming fluids of the gold-porphyry deposit Bolshoy Karan (Southern Urals)] // Litosfera. 2020. Vol. 20. No. 3. P. 397–410. (In Russian).

Znamenskii S.E., Kosarev A.M., Znamenskaya N.M., Timofeev S.P., Shafigullina G.T. Strukturnyi kontrol' i geokhimiya rudonosnykh daek zoloto-porfirovogo mestorozhdeniya Bol'shoi Karan (Yuzhnyi Ural) [The structural control and geochemistry of ore-bearing dykes of Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (Southern Urals)] // Geologiya. Izvestiya Otdeleniya o Zemle i prirodnykh resursov AN RB. 2017. No. 24. P. 39–46.

Сведения об авторах:
Шафигуллина Гульнара Турдибаевна, кандидат геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа; Казанский Федеральный университет (КФУ), г. Казань. E-mail: shafigullina_g@mail ru
Знаменский Сергей Евгеньевич, доктор геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru
Косарев Александр Михайлович, кандидат геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: amkosarev@mail ru

About the authors:
Shafigullina Gulnara Turdibaevna, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: shafigullina_g@mail ru
Znamensky Sergei Evgenievich, doctor of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru
Kosarev Alexandr Michailovich, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: amkosarev@mail ru

УДК 550.42 DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-5

ФТОР В ПОРОДАХ ЗАПАДНО-АКТАШСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2020 г. С.В. Мичурин, Е.О. Калистратова, А.Г. Султанова, Г.М. Казбулатова

Реферат. Изучено распределение фтора в различных литологических типах пород в Западно-Акташской рудной зоне, входящей в состав Акташского рудного поля, расположенного в средне- и верхнерифейских отложениях в южной части Башкирского мегантиклинория, в 15–20 км юго-западнее пос. Верхний Авзян. Установлены изменчивые и сравнительно высокие содержания фтора в песчаниках (<0,01–0,05 мас.%) и сланцах (0,1–0,63 мас.%). Наибольшие содержания фтора, достигающие 1,22 мас.%, выявлены в известковых скарнах, которые образовались в экзоконтактовой зоне габбро-долеритов в результате биметасоматического процесса при воздействии слабо- или умереннокислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов. Фтор в песчаниках входит в состав преимущественно мусковита и в меньшей степени апатита, в сланцах — мусковита поздней генерации, в известковых скарнах — флюорита. Установлено зональное распределение фтора в сланцах, которое контролируется их положением в разрезе относительно даек габбро-долеритов. Наибольшие содержания фтора отмечаются во вмещающих породах с западной стороны даек. Обогащение сланцев произошло в результате дополнительного привноса фтора постмагматическими флюидами, циркуляция которых происходила уже в складчатой структуре Западно-Акташской рудной зоны. Полученные данные ставят под сомнение связь высоких содержаний фтора в рифейских породах с эвапоритовыми обстановками осадконакопления.

Ключевые слова: фтор, Западно-Акташская рудная зона, F-содержащий мусковит, постмагматические флюиды, флюорит, рифейские отложения, Башкирский мегантиклинорий

FLUORINE IN THE ROCKS OF THE WEST AKTASH ORE ZONE (SOUTH URAL)

© 2020 S.V. Michurin, E.O. Kalistratova, A.G. Sultanova, G.M. Kazbulatova

Abstract. The distribution of fluorine in various lithological types of rocks in the West Aktash ore zone was studied. This zone is part of the Aktash ore field located in the middle and upper riphean sediments in the southern part of the Bashkir meganticlinorium 15–20 km southwest of the village Verkhniy Avzyan. Variable and relatively high fluorine contents were found in sandstones (<0.01–0.05 wt.%) and shales (0.1–0.63 wt.%). The highest fluorine content, reaching 1.22 wt.%, found in calcareous skarns that formed on an exocontact with gabbro-dolerites as a result of a bimetasomatic process when exposed to weakly or moderately acidic chloride-fluoride post-magmatic solutions. Fluorine in sandstones is a part of mainly muscovite and, to a lesser extent, apatite, in shale – muscovite of later generation, and in calcareous skarns – fluorite. The zonal distribution of fluorine in schists is established, which is controlled by their position in the section relative to dikes of gabbro-dolerite. The highest fluorine content is observed in the host rocks on the western side of the dikes. The enrichment of shales occurred as a result of additional fluorine inflow by post-magmatic fluids, the circulation of which took place in the already folded structure of the West Aktash ore zone. The obtained data cast doubt on the relationship of high fluorine contents in Riphean rocks with evaporite sedimentation conditions.

Key words: fluorine, West Aktash ore zone, F-containing muscovite, post-magmatic fluids, fluorite, riphean deposits, Bashkir meganticlinorium

Для цитирования: *Мичурин С.В., Калистратова Е.О., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М.* Фтор в породах Западно-Акташской рудной зоны (Южный Урал) // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 54–71. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-5.

For citation: *Michurin S.V., Kalistratova E.O., Sultanova A.G., Kazbulatova G.M.* Fluorine in the rocks of the West Aktash ore zone (South Ural) // Geologicheskii vestnik. 2020. No. 2. P. 54–71. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-5.

Введение

В рифейских осадочных породах Башкирского мегантиклинория ранее проведенными исследованиями геохимии фтора в известняках, доломитах, алевролитах и аргиллитах установлены его высокие содержания, превышающие кларковые в два-три раза, что связывалось с эвапоритовыми обстановками осадконакопления [Анфимов, Ковальчук, 1980; Парначев, 1987; Анфимов и др., 1987; Широбокова, 1989, 1992; Крупенин и др., 2012]. Выполненное нами геохимическое изучение пород из различных обнажений суранской и большеинзерской свит нижнего рифея [Мичурин и др., 2018, 2019; Султанова и др., 2019], подтвердило высокие концентрации в них фтора и хлора. Установлено, что хлор в осадочных карбонатных и терригенно-карбонатных породах находится преимущественно в виде солевых растворов во флюидных включениях карбонатов, а главным минералом-носителем фтора является F-содержащий мусковит, в меньшей степени — фторапатит и еще реже — флюорит. Содержания хлора увеличиваются в ряду «известняки–доломиты–магнезиты», подтверждая метасоматическую природу доломитов и магнезитов из эвапоритовых флюидов/рассолов. При этом выявлена обратная связь между содержаниями в породах фтора и хлора и сделан вывод, что имеющиеся в настоящее время данные не позволяют однозначно утверждать о связи высоких содержаний фтора в рифейских породах с эвапоритовыми обстановками осадконакопления. В настоящем сообщении авторами обсуждаются закономерности поведения фтора в породах кужинской и биктимерской свит среднего рифея Западно-Акташской рудной зоны и предпринимается попытка выяснить природу его высоких концентраций.

Геологическое положение

Западно- и Восточно-Акташская рудные зоны (рис. 1), граничащие по Караташскому региональному разлому, входят в состав Акташского рудного поля [Рыкус, Сначев, 2014], расположенного в средне- и верхнерифейских отложениях в южной части Башкирского мегантиклинория, в 15–20 км юго-западнее пос. Верхний Авзян. Западно-Акташская рудная зона объединяет Западно-Акташское рудопроявление золота и Куртмалинское месторождение бурых железняков, выходы которых во вмещающих сланцах протягиваются меридиональной полосой в ~1 км западнее Караташского разлома. Запасы Куртмалинского месторождения по категориям C_1+C_2 оцениваются в 4.04 млн т [Радченко и др., 1973 г.]. Субмеридиональную зону Западно-Акташского рудопроявления выделяют [Рыкус, Сначев, 2014] восточнее Куртмалинского месторождения на расстоянии около 500 м. Рудопроявление относится к золото-джаспероидному формационному типу и приурочено к метасоматически измененным карбонатным породам магнезиально-железистого состава, на которые накладываются окварцевание и баритизация [Рыкус, Сначев, 2014; Сначев, Сначев, 2019]. Кроме того, в центральной части Западно-Акташской рудной зоны известны [Радченко и др., 1973 г.] выходы баритовых жил, мощностью до 30 см, и точки медной минерализации в песчаниках (содержание Cu составляет 0.25–6.17 мас.%), также протягивающиеся субмеридионально. В южной части зоны расположено отработанное Кальтивское месторождение россыпного золота.

Восточно-Акташская рудная зона включает Восточно-Акташское рудопроявление малосульфидного золото-кварцевого типа [Рыкус, Сначев, 2014; Шарипова и др., 2017; Сначев, Сначев, 2019], приуроченное к экзо- и эндоконтактам дайки габбро-диоритов (?), прорывающей верхнерифейские известняки катавской свиты, и месторождение россыпного золота Куртмаля (Акташское), расположенное по ручьям Скотский и Акташский (прежние названия соответственно Акташ и Куртмалка) (см. рис. 1). Месторождение отработано в конце XIX – начале XX века, добыто около 65 кг золота.

Вмещающие породы Куртмалинского месторождения геологами-поисковиками [Радченко и др., 1973 г.; Куширова, 1994 г.; Филонов и др., 2003 г.] относились к туканской подсвите зигазино-комаровской свиты среднего рифея, а Западно-Акташского рудопроявления золота — к куткурской подсвите авзянской свиты среднего рифея. На государственной геологической карте Южно-Уральской серии (лист N-40-XXII) отложения западнее Караташского разлома в районе г. Акташ Н.Н. Ларионовым и А.А. Цветковой [2003] отнесены к кужинской и биктимирской свитам (см. рис. 1), являющимися стратиграфическими аналогами катаскинской, малоинзерской и ушаковской подсвит авзянской свиты среднего рифея. Выделение кужинской и биктимирской свит обусловлено их отличием по литологическому и фациальному составу, строению и металлогенической специализации [Филлипов, 1983; Шефер, Ларионов, 2000; Ларионов и др., 2015]. К отложениям кужинской свиты в Западнобашкирской

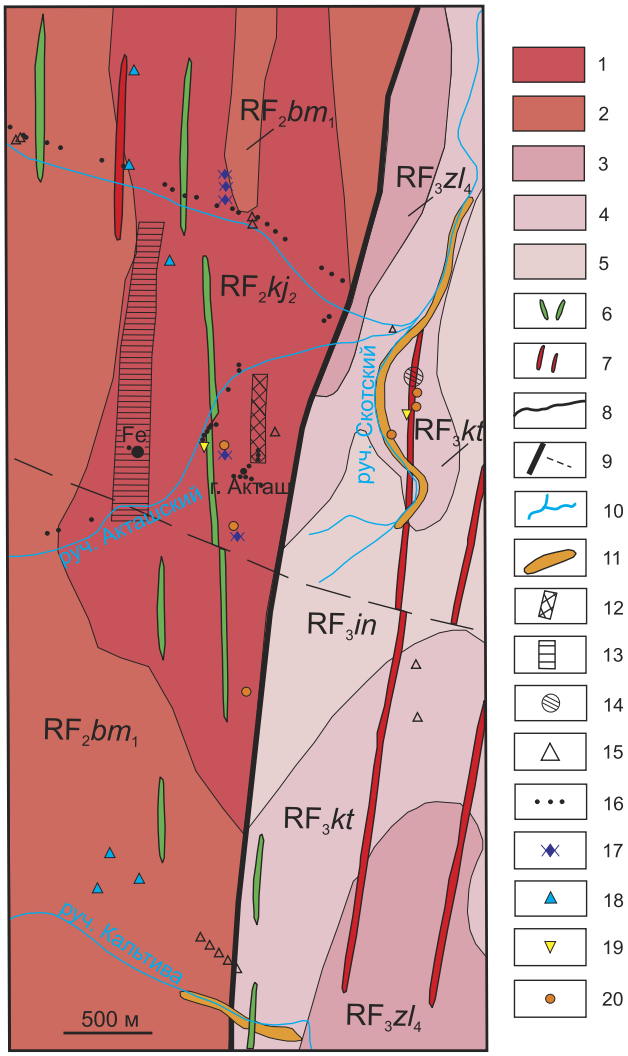


Рис. 1. Геологическая схема Акташского рудного поля (по [Ларионов, Цветкова, 2003] с дополнениями из материалов [Радченко и др., 1973 г.; Куширова, 1994 г.; Филонов и др., 2003 г.; Рыкус, Сначев, 2014])

Условные обозначения: 1–2 — отложения среднего рифея, свиты: 1 — кужинская, нижняя подсвита ($RF_2\,kj_1$), 2 — биктимирская, верхняя подсвита ($RF_2\,bm_2$); 3–5 — отложения верхнего рифея, свиты: 3 — зильмердакская ($RF_3\,zl_4$), 4 — катавская ($RF_3\,kt$), 5 — инзерская ($RF_3\,in$); 6–7 — дайки магматических пород: 6 — габбро-долериты, 7 — кварцевые диориты (по [Куширова, 1994 г.]); 8 — границы свит; 9 — тектонические нарушения разного порядка; 10 — ручьи; 11 — месторождения россыпного золота; 12 — зона Западно-Акташского рудопроявления золота; 13 — зона Куртмалинского месторождения бурых железняков; 14 — Восточно-Акташское рудопроявление золота; 15 — выходы жильного кварца; 16 — точки отбора проб; 17 — выходы баритовых жил и баритизация в песчаниках; 18 — выходы бурых железняков; 19 — точки флюоритовой минерализации; 20 — точки медной минерализации.

Fig. 1. Geological scheme of the Aktash ore field (according to [Larionov, Tsvetkova, 2003] with additions from materials [Radchenko et al., 1973 y.; Kushirova, 1994 y.; Filonov et al., 2003 y.; Rykus, Snachev, 2014])

Legend: 1–2 — deposits of the Middle Riphean, Formations: 1 — Kuzhinsky, upper subformations ($RF_2\,kj_2$), 2 — Biktimir, lower subformations ($RF_2\,bm_1$); 3–5 — deposits of the Upper Riphean, Formations: 3 — Zilmerdak ($RF_3\,zl_4$), 4 — Katavian ($RF_3\,kt$), 5 — Inzerskaya ($RF_3\,in$); 6–7 — dykes of igneous rocks: 6 — gabbro-dolerites, 7 — quartz diorites (according to [Kushirova, 1994 y.]); 8 — the boundaries of the Formation; 9 — tectonic disturbances of various orders; 10 — streams; 11 — placer gold deposits; 12 — zone of the West Aktash ore occurrence of gold; 13 — zone of the Kurtmalinsky brown iron ore deposit; 14 — East Aktash ore occurrence of gold; 15 — vein quartz outcrops; 16 — sampling points; 17 — outcrops of barite veins and barite in sandstones; 18 — outcrops of brown iron ore; 19 — points of fluorite mineralization; 20 — points of copper mineralization.

структурно-фациальной зоне приурочены Кужинское барито-полиметаллическое месторождение и ряд мелких рудопроявлений барита. Ее характерными особенностями являются карбонатно-терригенный состав и пестроцветная окраска пород. В настоящей статье используется выделение стратиграфических подразделений по Н.Н. Ларионову и А.А. Цветковой [2003].

Биктимирская свита представлена ритмитами, состоящими из тонкого чередования мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников и сланцев алевропелитовых черных, в верхней части свиты — доломитами, которые являются маркирующим горизонтом [Филлипов, 1983; Шефер, Ларионов, 2000; Ларионов и др., 2015].

В Западно-Акташской рудной зоне в составе кужинской и биктимирской свит, по нашим данным, преобладают сланцы, в них отмечаются прослои песчаников, известняков и доломитов.

Магматические образования Западно-Акташской рудной зоны представлены дайками габбро-долеритов, не имеющих на сегодняшний день датировок абсолютного возраста. Предыдущими исследователями [Куширова, 1994 г.] все дайки Акташской площади, включая Западно- и Восточно-Акташскую зоны, объединялись в Акташский вендско-палеозойский габбро-диорит-гранитный комплекс с щелочным уклоном. Н.Н. Ларионовым с соавторами [Ларионов, Цветкова, 2003; Ларионов и др., 2015] они отнесены к Юрматаускому комплексу предположительно раннедевонского возраста (одна дайка — к Повальненскому комплексу, ~1050 млн лет). Отметим, что по петрохимическим особенностям, а именно по содержанию титана и щелочей (главным образом, калия), габбро-долериты Западно-Акташской зоны (TiO_2 = 1.68; Na_2O = 2.87; K_2O = 1.54 мас. % [Мичурин и др., 2020] и данные в настоящей статье]) наиболее близки магматическим

породам Инзерского комплекса (670–925 млн лет, по [Алексеев, 1984]). Если рассматривать дайки Восточно-Акташской рудной зоны (TiO_2 = 3.53; Na_2O = 2.74; K_2O = 2.72 мас. %, наши данные) как одновозрастные образования с Западно-Акташскими интрузиями, то по петрохимическим особенностям магматические породы Акташского рудного поля наиболее близки Миселинскому комплексу щелочных габброидов (618–671 млн лет, по [Алексеев, 1984]). В палеозойских комплексах среднее содержание суммы щелочей (Na_2O+K_2O) обычно ниже 3 мас. %, а K_2O ниже 1 мас. % [Алексеев, 1984; Ларионов и др., 2015].

Методика исследования

На площади Западно-Акташской рудной зоны изучено около 60 образцов пород разного литологического состава, в том числе сланцев — 29, песчаников — 5, карбонатных пород — 7, габбро-долеритов — 16, жильного кварца — 3, шлиховых проб — 2. Образцы отбирались при полевых исследованиях в 1992 г. под руководством А.С. Бобохова, а также в 2011 г. и 2018 г. Небольшая часть образцов предоставлена В.Н. Никоновым. Все исследования выполнены в ИГ УФИЦ РАН.

Химический состав проб и содержание в них редких элементов определяли рентгенофлуоресцентным анализом (аналитик В.Ф. Юлдашбаева), который проводился на спектрометре VRA-30 (Германия) (W-анод, 40 кВ, 30 mA). Истертые пробы весом 5 г со связующим веществом (5 капель ПВС-8) прессовались при давлении 25–27 т/см^2 на подложке из борной кислоты. Предел обнаружения при измерении SiO_2, Al_2O_3, Na_2O составлял 0.1 мас. %; TiO_2, Fe_2O_3, MnO, CaO, K_2O, P_2O_5, $S_{общ}$ — 0.01 мас. %; MgO — 0.2 мас. %; Cl — 20 г/т, других редких элементов — 5–10 г/т.

По образцам карбонатных пород (n = 5) и сланцев (n = 13) проводились термогравиметрический и рентгенофазовый анализы. Термический анализ выполнялся на дериватографе Q-1500 (MOM, Венгрия) с нагревом в воздушной среде от 20 до 1000°C со скоростью 10°C/мин (аналитик Т.И. Черникова). Рентгенофазовый анализ проводился на дифрактометре ДРОН-4 (аналитик Г.С. Ситдикова). Съемка выполнялась в CuKα излучении с шагом 0.02° и временем счета, равным 10 с. Для расчетов использовалась длина волны Kα1 = 1.54060 Å, полученная при напряжении и токе на рентгеновской трубке 40 кВ и 40 мА. Определение минералов проводилось по набору их межплоскостных расстояний и относительным интенсивностям соответствующих линий на дифрактограмме, ориентируясь на отражения минералов из открытой базы данных МИНКРИСТ Института экспериментальной минералогии РАН (Черноголовка).

Во всех пробах определялось содержание фтора фотометрическим методом посредством образования ализаринкомплексоната фторида лантана. Предел обнаружения составлял 0.01 мас. %. Детально ход выполнения анализа с некоторыми усовершенствованиями известной методики [Хализова и др., 1976] приводится в работе [Карамова и др., 2019].

Результаты исследования

Петрография

Сланцы кужинской и биктимирской свит в Западно-Акташской рудной зоне петрографически очень схожи. Структура их — преимущественно лепидогранобластовая, реже гранолепидобластовая, лепидобластовая и гломеро-лепидобластовая, текстура — волнисто-слоистая, волнисто-линзовидная, полосчатая, обусловленная наличием волокнистых и чешуйчатых агрегатов мусковита и волнистых невыдержанных слойков и прожилков углеродистого вещества. В минералогическом составе преобладают кварц (50–59%) и мусковит (28–40%), отмечаются полевые шпаты (альбит, калиевый полевой шпат) и хлорит (по 3–5%), гидроокислы железа (2–5%) и углеродистое вещество (5–7%). Из акцессорных минералов присутствуют титанит, циркон, пирит, редко — эпидот, турмалин.

Кварц в основной массе сланцев тонко-микрокристаллический, размером <0.01–0.03 мм, неправильной формы, с однородным и волнистым погасанием, а также в виде вкрапленников преимущественно линзовидной уплощенной, иногда угловатой формы, вытянутых по слоистости, размером до 0.08–0.15 мм, имеющих однородное погасание. Выделяются две основные генерации мусковита. Мусковит-1 ранней генерации в основной массе образует волокнистые, чешуйчатые агрегаты, иногда пигментированные гидроокислами железа, и находится, как правило, в ассоциации с углеродистым веществом. В подчиненном количестве в породе отмечаются вытянутые тонкие и крупные, а также таблитчатые лейсты бесцветного мусковита-2 поздней генерации размером до 0.03–0.12 мм, разноориентированные и расположенные под углом к слоистости (рис. 2). Они приурочены в основном к вкрапленникам кварца, с которыми также ассоциируют

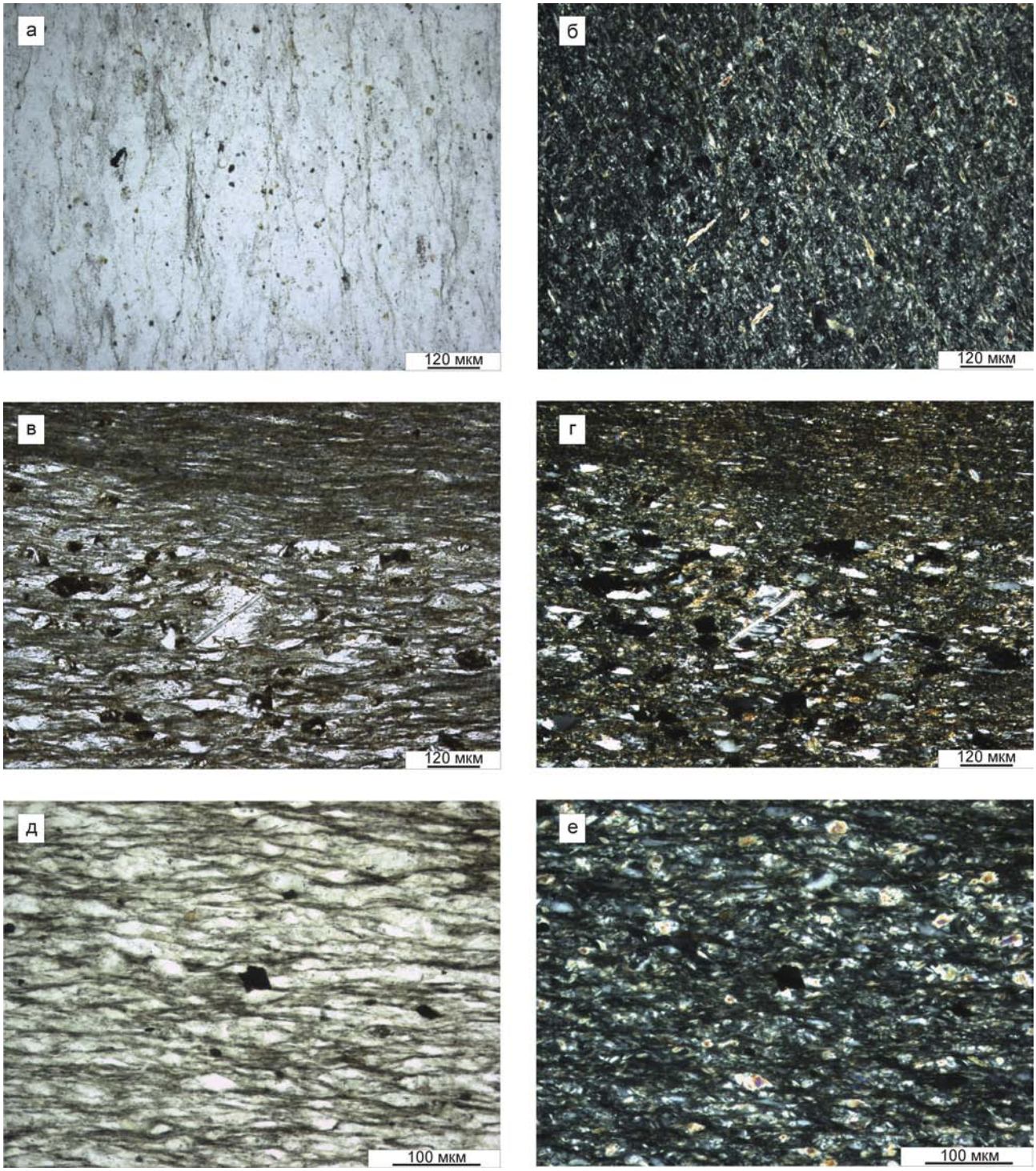


Рис. 2. Поздняя генерация мусковита-2 в сланцах Западно-Акташской рудной зоны

а, б — разноориентированные тонкие лейсты мусковита, расположенные под углом к слоистости (Б-9226); в, г — лейсты мусковита, ориентированные под углом к слоистости в слюдисто-кварцевом сланце (Б-9289); д, е — таблитчатые лейсты мусковита-2 в основной массе породы (Б-9294). Увеличение 100. а, в, д — без анализатора. б, г, е — с анализатором.

Fig. 2. Late generation of muscovite-2 in shales of the West Aktash ore zone

а, б — differently oriented thin muscovite leaves, located at an angle to the bedding (B-9226); в, г — muscovite sheets, oriented at an angle to the layering in the mica-quartz slate (B-9289); д, е — tabular leaflets of muscovite-2 in the bulk of the breed (B-9294). Magnification 100. а, в, д — without analyzer. б, г, е — with an analyzer.

полевые шпаты (альбит, КПШ). В калиевом полевом шпате «микроклиновая решетка» не отмечается. Изредка выделяются узкие тонкие лейсты мусковита, развитые в тесном срастании с хлоритом. Отношение мусковита-1 к мусковиту-2 в основной массе составляет примерно 4:1. Хлорит в основной массе слагает линзочки неправильной формы, уплощенные по слоистости, размером до 0.15–0.2 мм. Бледно-зеленые чешуйчатые агрегаты хлорита, имеющие аномальные чернильно-синие цвета интерференции (пеннин), в этих линзочках расположены под углом к слоистости. Углеродистое вещество в сланцах в виде примеси слагает невыдержанные волнистые слойки и прожилки, а также образует скопления микросноповидных агрегатов и частично выполняет открытые трещины.

Акцессорные минералы — циркон (размером до 0.005–0.02 мм) и титанит (размером до 0.03–0.04 мм) — представлены зернами неправильной формы, равномерно распределенными в породе. В образцах сланцев верхней толщи кужинской свиты (Б-9217, Б-9218), отобранных вблизи дайки габбро-долеритов с восточной стороны в 5–10 м, отмечаются редкие идиоморфные кристаллы эпидота размером до 0.03 мм, насыщенно-зеленой окраски, плеохроирующие до желто-зеленых оттенков. В одном образце сланца (Б-9294), отобранном вблизи кварцевых жил в северо-западной части зоны, встречены единичные зерна турмалина, который отмечается в виде редких вкрапленников призматической формы — в продольных сечениях, или правильных и скошенных шестиугольников и треугольников — в поперечных сечениях, размером 0.02–0.05 мм (редко до 0.1 мм). Турмалин имеет зональное строение. По контуру — буроватые оттенки, в центральной части — сине-зеленые, плеохроирующие до фисташковых оттенков. В этом же образце отмечается повышенное содержание пирита до 3%. В целом в сланцах встречаются редкие зерна сульфидов (пирита?) неправильной формы размером до 0.03 мм, которые в основной массе образуют рассеянную равномерную вкрапленность или зернистые агрегаты неправильной формы размером до 0.15 мм. Часто отмечаются многочисленные пустоты от выщелоченных сульфидов правильной субизометрической, квадратной и ромбовидной формы, по зернистым агрегатам — неправильной формы, размером до 0.55 мм, как правило, окаймленные гидроокислами железа. В центральной части некоторых пустот отмечаются агрегаты вторичного кварца. Гидроокислы железа преимущественно сопровождают прожилки и прослойки углеродистого вещества, развиты вдоль кварцевых прожилков, иногда вытягиваются в виде прожилковых включений размером до 1.5 мм по удлинению.

Сланцы часто пронизаны сетью прожилков мощностью до 0.2–0.3 мм, крутонаклонных по отношению к слоистости, выполненных тонкомелкокристаллическим кварцем, в интерстициях с мусковитом и гидроокислами железа, ксеноморфным, с однородным погасанием, который заполняет трещины по типу друзового цемента (вдоль стенок шестоватый тонкокристаллический кварц, в центральной части — мелкокристаллический).

В кужинской свите отмечаются прослои кварцевых алевропесчаников рассланцованных, имеющих разнозернистую структуру и сланцеватую текстуру, обусловленную наличием кливажных трещин, выполненных хлоритом. Основным минералом в песчаниках является кварц с инкорпорационными контактами зерен, второстепенными — гематит в виде мелких и крупных вкрапленников размером до 0.5 мм, развитых вдоль кливажных трещин, а также хлорит в виде волосовидных слойков. Такие песчаники развиты в районе г. Акташ (проба Н-1015).

Петрографическое изучение интрузивных магматических пород проведено по габбро-долеритам (n = 10), дайка которых мощностью около 30 м обнажается в центральной части Западно-Акташской рудной зоны. Согласно Н.Н. Ларионову с соавторами [Ларионов, Цветкова, 2003; Ларионов и др., 2015], дайка относится к Юрматаускому магматическому комплексу предположительно раннедевонского возраста. Установлено неоднородное строение дайки, выраженное преимущественно в вариации структур пород (габбровая для габбро и лейкогаббро, габбро-офитовая для габбро-долеритов, долеритовая для долеритов) при их довольно близком минералогическом составе. Текстура пород массивная, в некоторых образцах отмечаются элементы миндалекаменной текстуры. Основная парагенетическая ассоциация пород представлена основным плагиоклазом, сильно измененным до перехода в соссюрит, клинопироксеном (диопсидом) и рудным минералом (титаномагнетитом). Второстепенными минералами с переменным количеством в разных образцах являются хлорит трех разновидностей; амфиболы — роговая обманка, актинолит; кислый плагиоклаз, кварц, титанит, цеолит, кальцит, апатит. Все образцы из дайки габбро-долеритов в различной степени изменены, вторичные изменения выражены в соссюритизации основного

плагиоклаза и обрастании его каемками кислого? плагиоклаза, уралитизации и хлоритизации клинопироксена, хлоритизации роговой обманки, окислении рудных минералов. Характерной особенностью пород является наличие мирмекитоподобных тончайших симплектитовых срастаний кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата, которые широкими зонами фиксируются в интерстициальном пространстве между основными породообразующими минералами, как правило, на границах кристаллов плагиоклаза. Они расположены, как правило, закономерно — образуют сеть, либо расходятся веерообразно к периферии плагиоклаза. Редко отмечаются микропегматитовые срастания кварца и калиевого полевого шпата. В некоторых образцах отмечаются миндалины изометричной, округлой формы размером до 3.5 мм, имеющие сложной строение. Миндалины выполнены хлоритом, часто по контуру и внутри них в виде вкрапленников развиты цеолиты. В некоторых миндалинах встречаются «захваченные» участки вмещающих пород, единично встречены корродированные кристаллы кальцита.

На западном контакте дайки габбро-долеритов отмечаются выходы известняков, которые, как показало проведенное изучение [Мичурин и др., 2020], представляют собой известковые скарны. Их структура — лепидогранобластовая, гранобластовая, равномернозернистая, тонкокристаллическая, текстура — полосчатая. Структура обусловлена наличием лейст мусковита, тонкопризматических и радиально-лучистых агрегатов пренита, а также зерен и кристаллов кальцита, флюорита, граната, пироксена. Текстура пород определяется полосчатым распределением кальцита разного размера, подчеркнутым послойным выделением пренита, флюорита, мусковита в интерстициальном пространстве между кристаллами кальцита, а также иногда неясным послойным распределением рассеянной примеси углеродистого вещества. Детальное петрографическое описание скарнов выполнено нами ранее и приводится в работе [Мичурин и др., 2020]. Здесь же только отметим, что по результатам петрографического изучения последовательность образования минералов в них представляется следующей: кальцит-1+флюорит+пироксен+гранат-1 → пренит-1+мусковит → кальцит-2+гранат-2 → пренит-2.

Минералогия и геохимия

По результатам термогравиметрического анализа почти во всех пробах сланцев отмечаются три эндотермических эффекта с максимальными температурами 80°С, 520–600°С и 620–750°С, обусловленные потерей адсорбционной и структурно связанной воды хлоритом и мусковитом (табл. 1). В одном образце (Б-9284) установлен эндотермический эффект при 320°С, наиболее вероятно, связанный с дегидратацией гетита. Эффекты плавные, у хлорита начинаются при температурах 400–510°С, мусковита — 540–650°С. Для расчета содержания этих минералов в пробах использовали массовую долю гидроксильной группы в хлорите (клинохлоре) — 13, мусковите — 4,5 мас.%. В большинстве проанализированных проб содержание хлорита сравнительно невысокое, колеблется от 2 до 7 мас.%, и только в одной пробе (Б-9284) составляет ~26 мас.%. Содержание мусковита в сланцах Западно-Акташской рудной зоны по результатам термогравиметрического анализа в среднем равно 45 мас.% при его вариациях в пробах от 29 до 57 мас.%.

В минералогическом составе сланцев Западно-Акташской рудной зоны по результатам рентгенофазового анализа установлены в %: кварц (21–55), мусковит (37–60), альбит (2–8), калиевый полевой шпат (2–15), клинохлор (0–14), доломит (1–14), гетит (0–2) (табл. 2). Выделено две разновидности мусковита, имеющие различные главные рентгеновские отражения: мусковит-1 (Ms-1) — 9.93–9.98 Å; мусковит-2 (Ms-2) — 4.96 и 2.86 Å (рис. 3). Среднее содержание кварца и мусковита по результатам рентгенофазового анализа составляет в пробах сланцев ~35% и ~49% соответственно.

Химический состав сланцев по результатам рентгенофлуоресцентного анализа (FeO определяли «мокрой» химией, аналитик С.А. Ягудина), карбонатных пород, песчаников, габбро-долеритов, шлиховых проб Западно-Акташской рудной зоны и содержание в них редких элементов и фтора (фотометрический метод) приводится в таблицах 3–5. Содержания петрогенных оксидов в сланцах верхней подсвиты кужинской свиты относительно сильно варьируют (мас. %): SiO_2=45.93–71.47; TiO_2=0.62–1.32; Al_2O_3=15.58–26.98; Fe_2O_3=1.77–12.36; MnO <0.01–0.06; CaO=0.02–1.16; MgO=1.00–6.66; Na_2O=0.19–1.33; K_2O=1.75–8.65; P_2O_2 <0.01–0.47. В образце Б-9284 с минимальным содержанием SiO_2 в сланцах установлено максимальное содержание Fe_2O_3 и MgO, соответственно 12.36 и 6.66 мас.%. Средние содержания бария в сланцах кужинской и биктимирской свит на исследуемой площади практически одинаковы. В выборке сланцев биктимирской свиты наименьшие содержания бария (563–665 г/т) отмечаются в двух пробах, отобранных на западной границе участка.

Таблица 1

Температуры эндотермических эффектов и содержание хлорита и мусковита в сланцах Западно-Акташской рудной зоны по результатам термогравиметрического анализа

Table 1

Temperature of endothermic effects and the content of chlorite and muscovite in shales of the West Aktash ore zone according to the results of thermogravimetric analysis

№ обр.	Хлорит			Мусковит			Другие термические эффекты		Общая потеря веса
	Т,°С	П. в.	Сод.	Т,°С	П. в.	Сод.	Т,°С	П. в.	
Б-9217	440–**520**	0.9	7	620–**700**	1.3	29	**80**	1.5	3.7
Б-9226	500–**600**	0.2	2	620–**750**	1.8	40	**80**	0.6	2.6
Б-9281	–	–	–	540–**700**	2.2	49	**80**	1.0	3.2
Б-9282	460–**550**	0.2	2	510–**620**	1.9	41	**80**	1.2	3.3
Б-9284	440–**580**	3.4	26	650–**680**	1.7	38	**80; 320**	2.1; 0.7	7.9
Б-9285	470–**570**	0.3	2	620–**710**	2.1	47	**80**	0.7	3.1
Б-9289	500–**550**	0.4	3	590–**710**	2.2	49	**80**	1.3	3.9
Б-9290	480–**530**	0.9	7	590–**650**	2.3	52	**80**	1.8	5.0
Б-9291	500–**600**	0.6	5	570–**660**	2.4	53	**80**	1.0	4.0
Б-9292	500–**590**	0.8	6	570–**620**	2.2	49	**80**	1.2	4.1
Б-9294	510–**570**	0.5	4	580–**650**	2.5	57	**80**	1.3	4.3
Б-9295	400–**520**	0.6	5	560–**660**	1.6	36	**80**	1.1	3.3

Примечание: жирным выделены максимумы эндотермических эффектов. Прочерк — эффект отсутствует. П. в. — потеря веса, мас. %; Сод. — содержание минерала в пробе, %. Общая потеря веса в мас. %.

Note: The maxima of the endothermic effects for Chlorite and Muscovite separatelyare marked in bold. Dash — no effect. П. в. — weight loss, wt. %; Сод. — mineral content in the sample, %. Total weight loss in wt. %.

Таблица 2

Минералогический состав сланцев (в %) Западно-Акташской рудной зоны по результатам рентгенофазового анализа и содержание в них фтора (мас. %)

Table 2

The mineralogical composition of the shales (%) of the West Aktash ore zone according to the results of x-ray phase analysis and their fluorine content (wt. %)

№ обр.	Qz	Ms-1	Ms-2	Ab	Mc	Clc	Dol	Gt	F	Ms-2/Ms-1
Б 9217	40	23	15	2	15	2	2	1	0.10	0.66
Б-9226	55	16	21	4	3	<1	1	<1	0.63	1.27
Б-9280	33	22	21	3	5	<1	14	<1	0.56	0.96
Б-9281	35	31	18	3	11	<1	2	<1	0.14	0.58
Б-9282	46	24	13	5	7	3	1	<1	0.11	0.53
Б-9284	31	27	18	2	4	14	1	2	0.16	0.67
Б-9285	28	38	20	3	10	<1	1	<1	0.15	0.53
Б-9289	43	29	20	3	3	<1	1	<1	0.35	0.70
Б-9290	28	37	24	6	2	2	1	<1	0.11	0.64
Б-9291	25	33	21	6	6	8	1	<1	0.12	0.62
Б-9292	21	34	22	5	3	13	1	<1	0.15	0.65
Б-9294	26	33	25	6	3	4	1	<1	0.18	0.76
Б-9295	37	31	20	8	3	<1	1	<1	0.08	0.63

Примечание: Qz — кварц; Ms-1–2 — мусковиты разных генераций, имеющие разные рентгеновские отражения; Ab — альбит; Mc — калиевый полевой шпат; Clc — клинохлор; Dol — доломит; Gt — гетит; F — содержание фтора.

Note: Qz — quartz; Ms-1–2 — muscovites of different generations having different x-ray reflections; Ab — albite; Mc — potassium feldspar; Clc — clinochlor; Dol — dolomite; Gt — goethite; F — the fluorine content.

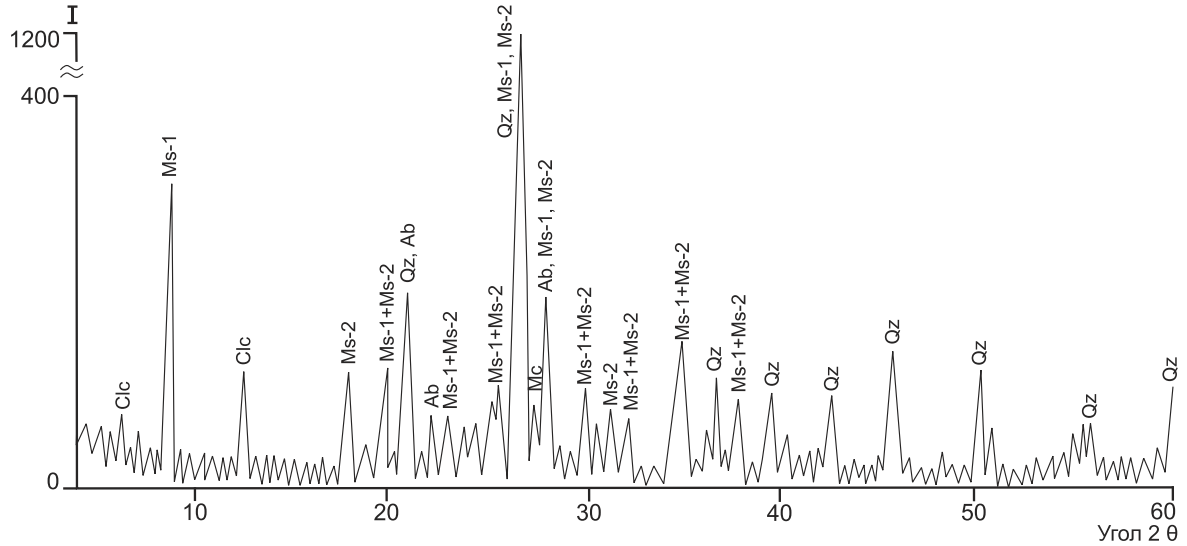


Рис. 3. Дифрактограмма слюдисто-кварцевого сланца (Б-9291) из нижней подсвиты биктимирской свиты в Западно-Акташской рудной зоне

Примечание: Qz — кварц; Ms-1–2 — мусковиты разных генераций; Ab — альбит; Mc — калиевый полевой шпат; Clc — клинохлор.

Fig. 3. A diffractogram of mica-quartz schist (B-9291) from the lower sub-formation of the Biktimir Formation in the West Aktash ore zone

Note: Qz — quartz; Ms-1–2 — muscovites of different generations; Ab — albite; Mc — potassium feldspar; Clc — Clinochlor.

Таблица 3

Средние содержания петрогенных оксидов (мас.%), редких элементов и фтора (г/т) в сланцах, габбро-долеритах и шлиховых пробах Западно-Акташской рудной зоны

Table 3

Average contents of petrogenic oxides (wt.%), Rare elements and fluorine (g/t) in schists, gabbro-dolerites and schlich samples of the West Aktash ore zone

Элемент	1	2	3	4	5
	n = 20	n = 9	n = 15	n = 1	n = 2
SiO_2	60.98	58.17	47.71	47.80	72.78
TiO_2	0.85	0.91	1.68	0.96	1.50
Al_2O_3	20.36	20.05	14.92	14.44	9.89
$Fe_2O_{3\,общ}$	5.68	5.35	5.08	1.60	8.00
FeO	–	–	7.81	7.54	–
MnO	0.02	0.02	0.18	0.14	0.13
MgO	2.79	2.98	6.94	7.24	1.79
CaO	0.18	0.33	8.76	12.88	0.65
Na_2O	0.49	0.75	2.87	2.71	0.38
K_2O	5.11	6.55	1.54	1.41	2.42
P_2O_5	0.07	0.10	0.14	0.11	0.11
$S_{общ}$	<0.01	<0.01	0.03	0.07	0.02
ППП	3.67	4.27	2.10	2.04	3.08
Sc	9	8	40	31	11
V	107	113	316	210	125
Cr	66	65	81	120	143
Co	16	15	53	41	16
Ni	26	22	115	159	39
Cu	88	85	165	119	46

Элемент	1	2	3	4	5
	n = 20	n = 9	n = 15	n = 1	n = 2
Zn	56	56	115	105	54
As	<20	<20	<20	<20	25
Rb	158	217	44	41	73
Sr	48	37	135	100	65
Zr	175	180	79	41	194
Ba	904	924	653	346	981
Pb	10	12	<10	<10	17
Cl	72	74	185	183	65
F	1432	1975	277	178	610
сумма	100.18	100.04	99.75	98.95	101.043

Примечание: 1 — сланцы верхней толщи кужинской свиты (образцы: Б-9217, Б-9218, Б-9226–Б-9228, Б-9230, Б-9272–Б-9278, Б-9282, Б-9284, Б-9285, Б-9296, Б-9298–Б-9300); 2 — сланцы нижней толщи биктимирской свиты (образцы: Б-9223, Б-9280, Б-9281, Б-9289–Б-9292, Б-9294, Б-9295); 3 — габбро-долериты Юрматауского (?) комплекса (образцы: М-1120–М-1125, М-1127–М-1129, Б-9212–Б-9214, Н-1007, Б-9283, Б-9286); 4 — габбро-долериты Повальненского (?) комплекса (проба Б-9287); 7 — шлиховые пробы из руч. Акташский (М-1036, М-1037); n — количество образцов.

Note: 1 — shales of the upper thickness of the Kuzhin Formation (samples: B-9217, B-9218, B-9226–B-9228, B-9230, B-9272–B-9278, B-9282, B-9284, B-9285, B-9296, B-9298–B-9300); 2 — shales of the lower stratum of the Biktimir Formation (samples: B-9223, B-9280, B-9281, B-9289–B-9292, B-9294, B-9295); 3 — gabbro-dolerites of the Yurmatau (?) complex (samples: M-1120–M-1125, M-1127 – M-1129, B-9212 – B-9214, N-1007, B-9283, B-9286); 4 — gabbro-dolerites of the Povalnensky (?) complex (sample B-9287); 7 — schlich samples from the Aktashsky stream (M-1036, M-1037); n — the number of samples.

Таблица 4

Содержания петрогенных оксидов (мас.%), редких элементов и фтора (г/т) в карбонатных породах верхней толщи кужинской свиты Западно-Акташской рудной зоны

Table 4

The content of petrogenic oxides (wt.%), Rare elements and fluorine (g/t) in carbonate rocks of the upper stratum of the Kuzhin formation of the West Aktash ore zone

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	10.08	3.90	9.43	58.62	25.66	30.77	31.53
TiO_2	0.04	0.04	0.07	1.35	0.19	0.06	0.06
Al_2O_3	3.76	0.68	2.10	12.77	2.62	1.43	0.89
$Fe_2O_{3\,общ}$	1.01	0.78	1.30	11.60	4.20	3.75	3.80
FeO	–	–	–	–	–	–	5.75
MnO	0.03	0.03	0.04	0.16	0.12	0.13	0.56
MgO	3.00	3.16	2.40	4.72	15.08	12.07	9.60
CaO	45.77	46.21	48.44	5.11	20.50	21.74	19.00
Na_2O	0.54	0.25	0.25	3.19	0.27	0.24	0.10
K_2O	0.01	0.34	0.63	0.99	0.81	0.47	0.27
P_2O_5	0.10	0.12	0.11	0.27	0.17	0.03	0.04
$S_{общ}$	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
ППП	30.60	45.27	34.40	2.09	29.45	30.14	27.71
Sc	<5	<5	<5	24	8	–	–
V	17	14	<10	196	36	16	27
Cr	<10	<10	<10	58	<10	<10	16
Co	<5	<5	<5	54	<5	10	15
Ni	<10	<10	<10	73	<10	<10	14
Cu	<10	<10	<10	370	<10	16	<10
Zn	<10	<10	<10	50	<10	11	25
As	<20	<20	<20	22	<20	<20	<20
Rb	<10	10	<10	60	37	<10	<10
Sr	128	149	152	131	125	68	32
Zr	20	25	29	104	41	23	<10

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Ba	98	124	160	135	118	885	4994
Pb	<10	<10	<10	14	15	<10	<10
Cl	89	107	85	154	85	96	150
F	12249	249	729	234	494	490	151
сумма	97.02	100.88	99.39	101.08	99.23	100.842	99.337

Примечание: 1–3 — известняки в 2–3 м от западного контакта с габбро-долеритами (М-1130–М-1132); 4 — контакт габбро-долеритов и известняков (М-1133); 5 — доломитовая брекчия? в 50–100 м от западного контакта с габбро-долеритами (М-1134); 6 — доломит (Б-9279); 7 — анкерит (Н-1002-2).

Note: 1–3 — limestones 2–3 m from the western contact with gabbro-dolerites (M-1130–M-1132); 4 — contact of gabbro-dolerite and limestone (M-1133); 5 — dolomite breccia? 50–100 m from the western contact with gabbro-dolerites (M-1134); 6 — dolomite (B-9279); 7 — ankerite (N-1002-2).

Таблица 5

Содержания петрогенных оксидов (мас.%), редких элементов и фтора (г/т) в песчаниках Западно-Акташской рудной зоны

Table 5

The content of petrogenic oxides (wt.%), Rare elements and fluorine (g/t) in sandstones of the West Aktash ore zone

Элемент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	85.28	78.40	76.84	82.68	67.62	76.29
TiO_2	0.09	0.05	0.23	0.12	0.34	0.39
Al_2O_3	8.84	2.35	13.80	5.53	11.74	13.15
$Fe_2O_{3\ общ}$	1.02	15.80	2.90	8.00	13.37	3.52
MnO	<0.01	0.20	0.01	0.13	0.42	0.01
MgO	0.80	0.80	1.19	0.40	0.59	2.59
CaO	0.10	0.06	0.11	0.08	0.05	0.08
Na_2O	2.36	0.10	0.30	0.20	0.20	1.07
K_2O	0.33	0.44	3.45	1.07	2.78	1.94
P_2O_5	<0.01	0.03	0.07	0.03	0.04	0.04
$S_{общ}$	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
ППП	0.28	2.30	1.76	1.79	3.50	1.51
Sc	17	7	–	–	–	–
V	16	12	42	19	40	44
Cr	24	11	<10	35	35	32
Co	5	23	6	17	22	7
Ni	11	22	14	16	19	17
Cu	68	<10	14	<10	20	43
Zn	12	21	22	12	14	46
As	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Rb	36	<10	113	21	37	90
Sr	<10	<10	<10	<10	30	34
Zr	78	13	148	120	155	198
Ba	329	163	1141	202	657	746
Pb	<10	21	10	12	<10	<10
Cl	49	103	88	122	66	67
F	96	95	506	158	471	324
сумма	99.11	100.54	100.66	100.06	100.65	100.60

Примечание: 1–5 — песчаники верхней толщи кужинской свиты; (1 — Б-9221; 2 — Н-306, гравелитопесчаник гематитизированный; 3 — НШ-18; 4 — Н-1015; 5 — Б-9297); 6 — песчаник нижней толщи биктимирской свиты (Б-9224).

Note: 1–5 — sandstones of the upper stratum of the Kuzhin Formation; (1 — B-9221; 2 — H-306, hematititized sandstone; 3 — НШ-18; 4 — H-1015; 5 — B-9297); 6 — sandstone of the lower stratum of the Biktimir Formation (B-9224).

Содержания фтора в сланцах верхней подсвиты кужинской свиты варьируют от 0.053 до 0.632 мас.%. Для фтора устанавливается прямая зависимость с K_2O и TiO_2 с коэффициентами корреляции, соответственно, 0.57 и 0.37. Из редких элементов наиболее сильные связи F фиксируются с Rb (0.61) и V (0.57). По сравнению со сланцами кужинской свиты сланцы биктимирской свиты по химическому составу более однородны. Содержания F в них колеблются от 0.074 до 0.347 мас.%; F имеет положительные коэффициенты корреляции с Cl (0.77), Sc (0.52), Cu (0.43), Ba (0.40), K_2O (0.38).

По всей выборке проб (n=29) фтор обнаруживает только слабые связи — положительные с Ba (0.42), Cl (0.39), Cu (0.36), K_2O (0.35), Rb (0.34) и отрицательные с Co (–0.47), Fe_2O_3 (–0.42), Zn (–0.37), Ni (–0.31).

Обсуждение результатов

На площади исследования наибольшие содержания фтора, достигающие 1.22 мас.% (см. табл. 4), установлены в известняках в 2–3 м от западного контакта с габбро-долеритами. Согласно ранее проведенным исследованиям [Мичурин и др., 2020], основным F-содержащим минералом в известняках здесь является флюорит, а сами карбонатные породы представляют собой известковые скарны, которые образовались в экзоконтактовой зоне габбро-долеритов в результате биметасоматического процесса при воздействии слабо- или умеренно кислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов. В скарнах выделяются ранняя и поздние минеральные ассоциации. Ранняя генерация представлена флюоритом, гранатом-1 и пироксеном. Гранат-1 соответствует составу гроссуляра с содержанием андрадитового минала от 17 до 23 мол.%. Пироксен приближается к составу промежуточного члена диопсид-геденбергитового ряда — салиту. В поздних генерациях присутствуют пренит, мусковит, гранат-2, скаполит, хлорит, цеолит.

По данным экспериментального моделирования типичная скарновая пироксен-гранатовая ассоциация возникает при 500–700°C в результате взаимодействия алюмосиликатных пород с известняками в присутствии слабокислых или слабощелочных растворов исключительно хлоридного состава, что объясняется не только условиями высокой температуры, но и хлоридной спецификой магматогенных флюидов [Зарайский, 2007]. Это относится только к ранней биметасоматической стадии скарнообразования, при которой в результате встречных диффузионных потоков Fe и Mg из магматических пород и Ca из карбонатных пород происходит связывание Fe в Ca-содержащие фазы (пироксен и гранат) и их накопление как в экзо-, так и в эндоконтактовой области. При снижении температуры до 400°C появляется пренит.

При скарнообразовании в магматическую и раннюю постмагматическую стадии растворам присущи низкая кислотность и щелочные свойства [Метасоматизм…, 1998]. В последующих стадиях, приобретающих более открытый характер, флюиды эволюционируют в сторону повышения кислотности, и происходит инфильтрационный, односторонний перенос различных компонентов (железо, кремнезем, металлы), что часто приводит к образованию рудных концентраций [Жариков, 1968]. Экспериментальные исследования показывают, что образование по известнякам типичных для железорудных месторождений скарновых тел с пироксеном, гранатом и магнетитом возможно лишь при проявлении кислотного метасоматоза [Пуртов, 2001].

Характерными особенностями известковых скарнов Западно-Акташской рудной зоны являются практически полное отсутствие кварца в контактовой зоне с дайкой и присутствие здесь довольно значительного содержания флюорита, который тесно ассоциирует с ранним минеральным парагенезисом — гранатом-1 и диопсидом. Эти факты и опубликованные данные экспериментальных исследований позволяют предположить [Мичурин и др., 2020], что метасоматические растворы ранней стадии скарнообразования были слабо- или умеренно-кислыми хлоридно-фторидными. На не щелочной, а кислый характер растворов косвенно указывает и присутствие в скарнах магнетита, содержание которого может служить определенным показателем кислотных свойств растворов [Пуртов, 2001; Кольцов, 2013]. Присутствие фтора в метасоматических растворах, в свою очередь, объясняет отсутствие в скарнах на контакте с габбро-долеритами кварца, который имеет повышенную растворимость, помимо щелочных, также в кислых именно фторидных растворах [Зарайский, 2007].

В габбро-долеритах Западно-Акташской рудной зоны фиксируются в целом невысокие содержания F от 0.01 до 0.055 мас.% (см. табл. 3), при этом наблюдается некоторое обогащение фтором краевых частей даек (0.035–0.040 мас.%, n=6) по сравнению с центральной (0.023 мас.%, n=3). Фтор в габбро-долеритах, наиболее вероятно, входит в состав апатита. Энергодисперсионным микроанализом нами в апатите из этих интрузивных пород

установлено высокое содержание фтора, равное 5.94 мас.%.

Важно отметить, что в Куртмалинском месторождении в керне скважины (с–134/10) также описаны известковые скарны, представляющие собой актинолит-карбонатные гранатсодержащие породы гранофибробластовой структуры, в которых актинолит (~30%) и гранат (~5%) находятся в виде включений в карбонате [Радченко и др., 1973 г.], а в Восточно-Акташском рудопроявлении золота на контакте известняков и габбро-диоритов (кварцевых диоритов, по Л.Г. Кушировой [1994 г.]) ранее обнаружена точка минерализации флюорита [Филонов и др., 2003 г.]. Кроме того, отметим, что севернее г. Акташ в шлиховых пробах из руч. Акташский встречается флюорит в виде неправильных зерен и обломков кристаллов зеленого цвета размером до 0.2–0.5 мм. Содержание фтора в шлиховых пробах составляет около 0.06 мас.% (см. табл. 3). Из этого следует, что воздействие слабо- или умереннокислых хлоридно-фторидных постмагматических флюидов на вмещающие породы Акташского рудного поля, по-видимому, было довольно широко проявлено. На контакте химически неравновесных карбонатных и алюмосиликатных пород в результате их взаимодействия образовывались известковые скарны, а фтор в них вследствие встречной диффузии Ca из карбонатных пород связывался во флюорит.

Рассмотрим поведение фтора в песчаниках и сланцах, которые в наибольшей степени развиты в Западно-Акташской рудной зоне, и которые также должны были подвергнуться воздействию хлоридно-фторидных постмагматических флюидов.

В песчаниках Западно-Акташской рудной зоны отмечаются изменчивые содержания фтора — от крайне низких (менее 0.01 мас.%) до сравнительно высоких значений (0.05 мас.%, см. табл. 3), примерно в два раза превышающих кларк F в песчаниках (270 г/т, по [Виноградов, 1962]). Из петрогенных оксидов фтор в них сильно коррелирует с K_2O (0.99), Al_2O_3 (0.82), P_2O_5 (0.79), TiO_2 (0.77), из микроэлементов — с V (0.91), Ba (0.90), Zr (0.73), Rb (0.72). Сильные связи с калием, алюминием, ванадием, рубидием, а также с фосфором указывают, что фтор в песчаниках входит в состав преимущественно мусковита и в меньшей степени — апатита.

В сланцах на исследуемой площади отмечаются очень высокие содержания фтора (см. табл. 3), которые в некоторых пробах почти на порядок превышают его кларк в этих породах, равный 740 г/т, по [Виноградов, 1962]. Чтобы понять причины такого обогащения, проанализируем распределение фтора в сланцах, учитывая их пространственное расположение, а также корреляционные связи фтора с другими элементами и минералогическим составом. На рис. 4 вынесены точки отбора сланцев с учетом их расположения на определенном расстоянии с восточной и западной сторон относительно даек габбро-долеритов и показано содержание в них фтора. Как видно из рисунка, содержание F с западной стороны от даек (0.15–0.35 мас.%), по сравнению с восточной (0.10–0.14 мас.%), в сланцах всегда выше. Причем максимум концентрации фтора в сланцах с западной стороны отмечается не вблизи даек, а на некотором удалении от них, примерно на расстоянии 80–110 м. Рассматривая поведение фтора с восточной стороны, можно говорить, что в целом одинаковые содержания фтора в сланцах или не зависят от их расположения относительно габбро-долеритов, или очень слабо увеличиваются по мере удаления от них с максимумом на расстоянии около 140 м. Причиной такого распределения фтора в сланцах, на наш взгляд, являются не его унаследованные концентрации на стадии седиментогенеза, которые, безусловно, в какой-то мере также присутствуют в породах, а обогащение, произошедшее в результате дополнительного привноса фтора постмагматическими флюидами. При этом установленная зональность указывает на то, что внедрение даек габбро-долеритов и связанная с этим деятельность постмагматических флюидов происходили уже в складчатой структуре Западно-Акташской рудной зоны, в которой породы имеют восточное падение под углами от 20–30 до 60–70° (см. рис. 4). В таком случае находят свое объяснение более высокие концентрации фтора в сланцах с западной стороны от даек габбро-долеритов, поскольку движение флюидов здесь происходило по слоистости, в отличие от восточной стороны, где им приходилось продвигаться вкрест слоев.

Анализ корреляционных связей фтора с минералогическим составом сланцев (n = 13, см. табл. 2) показывает, что он имеет слабые положительные связи с кварцем (0.50) и мусковитом-2 (0.25), со всеми остальными минералами обнаруживая отрицательные корреляции, наиболее сильная из которых проявлена с мусковитом-1 (–0.66). Иными словами, чем выше содержание новообразованного мусковита-2 по отношению к мусковиту-1 из основной массы породы, тем больше содержание в ней фтора. Это подтверждается очень сильной корреляцией между содержанием фтора в сланцах и отношением мусковита-2 к мусковиту-1, которое приводится

в табл. 2. Коэффициент корреляции в этом случае равен 0.91. С учетом этих данных и вышеприведенных материалов петрографического изучения можно сделать вывод, что фтор в сланцах в большей степени (по отношению к раннему мусковиту из основной массы породы) входит в состав поздней генерации мусковита, который встречается в виде вытянутых и таблитчатых лейст размером до 0.03–0.12 мм, разноориентированных и расположенных под углом к слоистости, приуроченных в основном к вкрапленникам кварца.

Известно [Жариков, 1968; Метасоматизм…, 1998; Пуртов, 2001], что кислотный метасоматоз вызывается растворами, богатыми летучими компонентами: Cl, F, B, S, CO_2 и др. В химическом отношении процессы кислотного метасоматоза во многом определяются реакциями гидролиза — эквивалентного обмена катионов породы на ионы водорода, привносимые флюидами [Зарайский, 2007]. Согласно петрографическому изучению в сланцах Западно-Акташской рудной зоны мусковит-2 ассоциирует с кварцем и полевыми шпатами. Содержания мусковита-2 в сланцах имеют положительную корреляцию с концентрациями кварца и отрицательную с полевыми шпатами. Такие минералогические и геохимические особенности можно объяснить образованием мусковита-2 и кварца за счет разложения микроклина при воздействии кислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов по реакции [Зарайский, 2007]: $1.5\times KAlSi_3O_8+HCl=0.5\times KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2+3\times SiO_2+KCl$. При этом, по-видимому, наряду с образованием обогащенного фтором мусковита-2, происходило частичное растворение мусковита-1 из основной матрицы пород и вынос содержащихся в нем элементов, в частности железа.

На рис. 5 установленные содержания фтора в сланцах, отобранных на определенном расстоянии от различных дайковых тел габбро-долеритов, сведены в одну идеализированную схему, из которой видно зеркально противоположное поведение фтора и железа в породах. Сланцы, в которых установлено максимальное содержание фтора, характеризуются пониженными концентрациями железа. Например, в образце Б-9226, не вынесеном на схему из-за отсутствия данных о его точном расположении относительно габбро-долеритов, при максимальном содержании F в изученных образцах, равном 0.63 мас.%, концентрация Fe_2O_3 составляет 1.77 мас.% и является минимальной из всей выборки проб. В целом в сланцах Западно-Акташской рудной зоны с высоким содержанием фтора концентрации железа уменьшаются примерно на 2–3 мас.% относительно его среднего содержания в этих породах. Таким образом, метасоматические флюиды, наиболее вероятно, обогащались железом, которое затем фиксировалось в магнезиально-железистых карбонатах при метасоматическом преобразовании известняков. Известняки, присутствовавшие

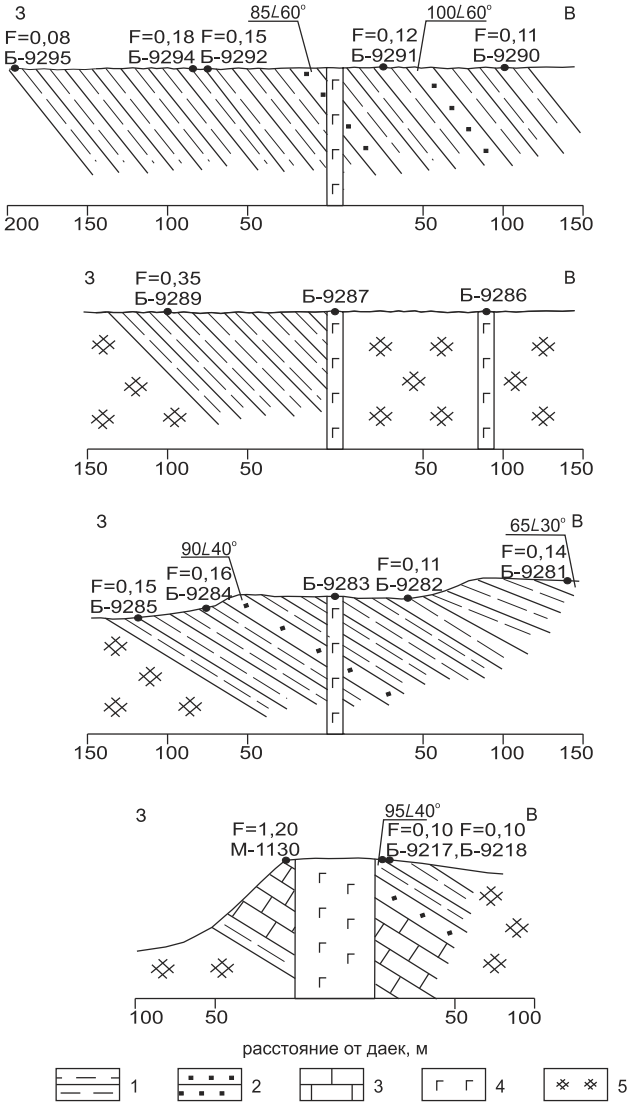


Рис. 4. Геологические разрезы и положение точек опробования сланцев и карбонатных пород, вмещающих дайки габбро-долеритов в Западно-Акташской рудной зоне

Условные обозначения: 1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — габбро-долериты; 5 — задернованные участки

Fig. 4. Geological sections and the position of the sampling points for shale and carbonate rocks containing gabbro-dolerite dykes in the West Aktash ore zone

Legend: 1 — shales; 2 — sandstones; 3 — limestones; 4 — gabbro-dolerites; 5 — unexposed areas

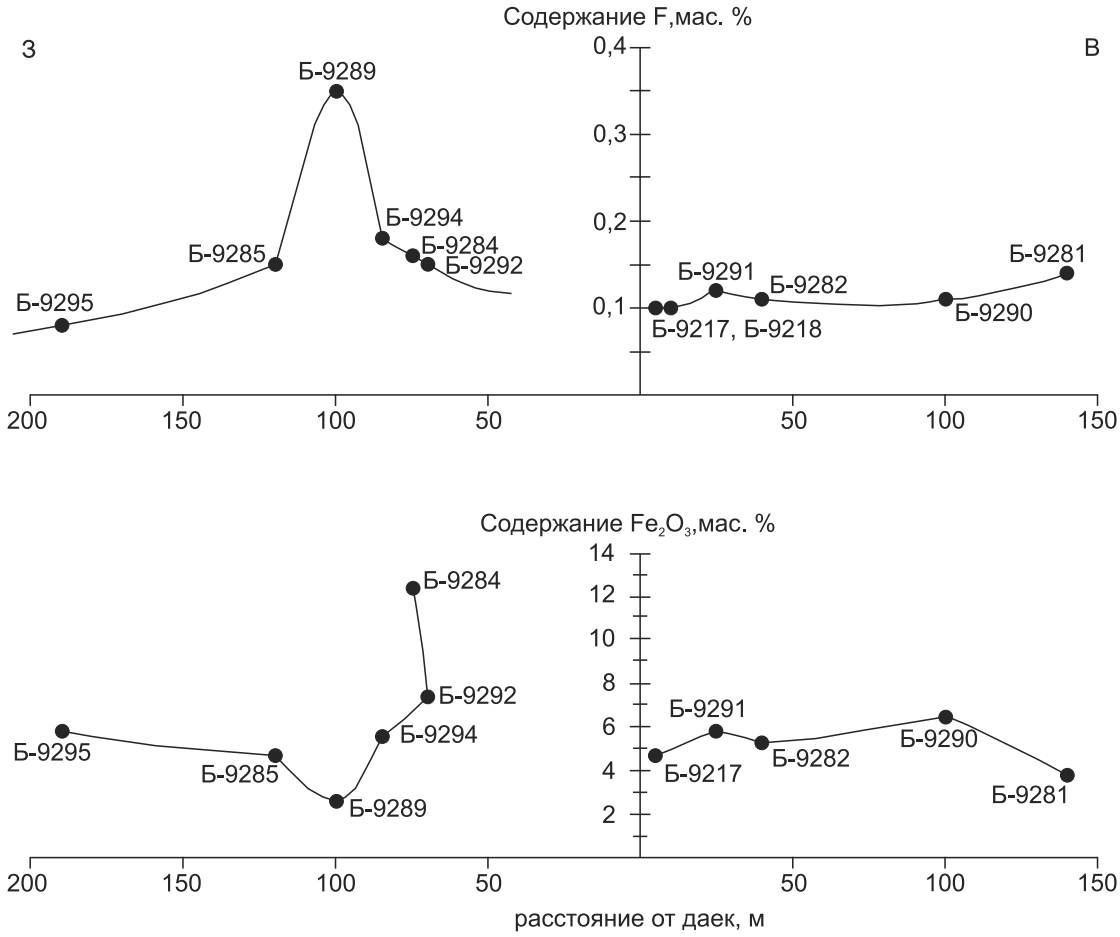


Рис. 5. Идеализированная схема изменения содержаний фтора и железа в сланцах относительно даек габбро-долеритов в Западно-Акташской рудной зоне

Fig. 5. An idealized scheme for changing the content of fluorine and iron in shales relative to their location from dikes of gabbro-dolerites in the West Aktash ore zone

в разрезе, по-видимому, служили геохимическим барьером для кислых постмагматических флюидов. По данным В.В. Радченко с соавторами [1973 г.], в урочище Куртмаля на правом берегу руч. Акташский в зоне Куртмалинского месторождения бурых железняков скважинами 130 и 134 на глубине 85.8 и 130 м встречаются прослои сидеритов и железистых доломитов суммарной мощностью около 45 м, которые по восстанию переходят в бурые железняки. Среднее содержание FeO в сидеритах составляет 41 мас.%.

Выводы

Таким образом, проведенное изучение позволяет сделать следующие выводы.

1. На площади исследования наибольшие содержания фтора, достигающие 1.22 мас.%, установлены в известняках, представляющих собой известковые скарны, которые образовались в экзоконтактовой зоне габбро-долеритов в результате биметасоматического процесса при воздействии слабо- или умереннокислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов. Фтор в известковых скарнах входит в состав флюорита.

2. В песчаниках Западно-Акташской рудной зоны отмечаются изменчивые содержания фтора — от крайне низких (менее 0.01 мас.%) до сравнительно высоких значений (0.05 мас.%), примерно в два раза превышающих кларк. Высокая связь с калием, алюминием, ванадием, рубидием, а также с фосфором указывает, что фтор в песчаниках входит в состав преимущественно мусковита и в меньшей степени апатита.

3. В сланцах на исследуемой площади отмечаются очень высокие содержания фтора (0.1–

0.63 мас.%), в отдельных пробах в несколько раз превышающие его кларк. Установлено зональное распределение фтора в сланцах, которое контролируется их положением в разрезе относительно даек габбро-долеритов. Наибольшие содержания фтора отмечаются во вмещающих породах с западной стороны даек. Обогащение сланцев произошло в результате дополнительного привноса фтора постмагматическими флюидами, циркуляция которых происходила уже в складчатой структуре Западно-Акташской рудной зоны. Фтор в сланцах фиксируется в поздней генерации мусковита, который образовывался совместно с кварцем в результате разложения микроклина при воздействии кислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов. В сланцах отмечается обратная связь между содержаниями фтора и железа, что свидетельствует о разнонаправленном геохимическом поведении этих элементов и выносе железа из пород.

4. Полученные данные ставят под сомнение связь высоких содержаний фтора в рифейских породах Южного Урала с эвапоритовыми обстановками осадконакопления.

Благодарности. Авторы искренне признательны С.А. Даниленко, В.М. Горожанину и М.Т. Крупенину за критические замечания.

Исследования выполнены в рамках темы № 0252-2016-0005 государственного задания ИГ УФИЦ РАН.

Список литературы:

Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. – М.: Наука, 1984. – 136 с.

Анфимов Л.В., Ковальчук А.И. Галогены и бор в карбонатных породах нижнего рифея на Южном Урале // Ежегодник–1979 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. – Свердловск, 1980. – С. 95–97.

Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Петрищева В.Г. Микроэлементы и их корреляционное значение в карбонатных породах рифея Башкирского мегантиклинория // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. – С. 47–56.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в горных породах // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.

Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений / *Под ред. В.И. Смирнова*. – М.: Недра, 1968. – С. 220–302.

Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. – М.: ГЕОС, 2007. –136 с.

Карамова А.М., Казбулатова Г.М., Мичурин С.В., Захарова А.Г. Фотометрический метод определения фтора в горных породах посредством образования ализаринкомплексоната фторида лантана // Башкирский химический журнал. – 2019. – Т. 26, № 1. – С. 42–47.

Кольцов А.Б. Некоторые закономерности метасоматоза в термобарградиентных условиях // Вестник СПбГУ. Сер. 7. – 2013. – Вып. 3. – С. 36–49.

Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л. Природа фтора и рудообразующих растворов флюоритового месторождения Суран (Башкирский мегантиклинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений и Sr-Nd систематики // Литосфера. – 2012. – № 5. – С. 126–144.

Ларионов Н.Н., Цветкова А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:200 000. Южно-Уральская серия. N-40-XXII (Тукан). – СПб.: МПР РФ, 2003.

Ларионов Н.Н., Бергазов И.Р. Грановская Н.В., Нигматуллина А.М. Государственная геологическая карта Российской федерации. М 1:200 000. Изд. второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXII – Тукан: Объяснительная записка. – М.: ВСЕГЕИ, 2015. –247 с.

Метасоматизм и метасоматические породы / *Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова*. – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.

Мичурин С.В., Калистратова Е.О., Султанова А.Г., Крупенин М.Т., Даниленко С.А., Савельев Д.Е., Казбулатова Г.М. Известковые скарны в среденерифейских отложениях Акташской площади (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Сборник статей 13-ой Межрегион. науч.-практ. конф., Уфа, 20–22 мая 2020 г. – Уфа: Мир печати, 2020. – С. 94–106.

Мичурин С.В., Карамова А.М., Биктимерова З.Р., Казбулатова Г.М. Хлор в карбонатных породах нижнего и верхнего рифея Башкирского мегантиклинория // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. – 2018. – № 24. – С. 76–90.

Мичурин С.В., Карамова А.М., Казбулатова Г.М., Султанова А.Г., Савельев Д.Е., Горожанин В.М. Фтор в карбонатных породах большеинзерской и суранской свит нижнего рифея на Южном Урале // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. – 2019. –№ 26. – С. 76–87.

Парначев В.П. Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментогенеза // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. – С. 35–47.

Пуртов В.К. Высокотемпературный метасоматоз и гранитизация пород базальтового состава в хлоридных растворах. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – 140 с.

Рыкус М.В., Сначёв В.И. Геология и золотоносность Акташского рудного поля // Нефтегазовое дело. – 2014. – Т. 12, № 2. – С. 21–27.

Сначёв А.В. Сначёв В.И. Коренное и россыпное золото Акташского рудного поля // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. – 2019. – № 26. – С. 48–55.

Султанова А.Г., Мичурин С.В., Карамова А.М., Казбулатова Г.М., Савельев Д.Е., Горожанин В.М. Фторсодержащие минералы в нижнерифейских отложениях Ямантауского

антиклинория (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: 7-я Всерос. молодеж. геол. конф. с международным участием, 23–27 сент. 2019 г., г. Уфа. – Уфа, 2019. – С. 113–118.

Филиппов В.А. Формационные комплексы Башкирского мегантиклинория и их металлогения // Докл. АН СССР. – 1983. – Т. 271, № 4. – С. 935–938.

Хализова В.А., Полупанова Л.И., Бебешко Г.И., Алексеева А.Я., Гельман Е.М. Фотометрический метод определения фтора в горных породах, минералах и растворах по реакции образования ализаринкомплексоната фторида церия // Инструкция НСАМ 139-Х: Химические методы. – М., 1976. – 25 с.

Шарипова А.А., Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Гараева А.А., Канипова З.А. Жильный кварц из рудопроявлений золота в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал): минералогические и термокриометрические особенности // Вестник Пермского университета. – 2017. – Т. 16, № 3. – С. 216–231.

Шефер В.А., Ларионов Н.Н. Отложения нижнего и среднего рифея в Юрматауском антиклинории на западном склоне Башкирского Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала: Мат. регион. конф. – Екатеринбург, 2000. – Кн. 2. – С. 196–198.

Широбокова Т.И. Фтор и хлор в породах Кужинского месторождения // Ежегодник–1988 / ИГиГ УрО АН СССР. – Свердловск, 1989. – С. 103–104.

Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. – Свердловск: УрО АН СССР, 1992. – 137 с.

References:

Abramov S.S., Andreeva O.V., Zharikov V.A., Zaraysky G.P., Marakushev A.A., Omelyanenko B.I., Pertsev N.N., Podlessky K.V., Russ I.T., Rusinov V.L. Metasomatizm i metasomaticheskie porody [Metasomatism and metasomatic breeds] / Edited by V.A. Zharikov, V.L. Rusinov. M.: Nauchnyj mir, 1998. 492 p. (In Russian).

Alekseev A.A. Rifejsko-vendskij magmatizm zapadnogo sklona Juzhnogo Urala [Riphean-Vendian magmatism of the western slope of the Southern Urals]. M.: Nauka, 1984. 136 p. (In Russian).

Anfimov L.V., Kovalchuk A.I. Galogeny i bor v karbonatnyh porodah nizhnego rifeja na Juzhnom Urale [Halogens and boron in the carbonate rocks of the Lower Riphean in the Southern Urals] // Yearbook 1979 / Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Scientific Center of the Academy of Sciences of the USSR. Sverdlovsk, 1980. P. 95–97. (In Russian).

Anfimov L.V., Krupenin M.T., Petrishcheva V.G. Mikroelementy i ih korreljacionnoe znachenie v karbonatnyh porodah rifeja Bashkirskogo megantiklinorija [Microelements and their correlation value in the carbonate rocks of the Riphean of the Bashkir meganticlinorium] / Geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Southern Urals. Sverdlovsk: Uralian Scientific Center of the Academy of Sciences of the USSR, 1987. P. 47–56. (In Russian).

Filippov V.A. Formacionnye kompleksy Bashkirskogo megantiklinorija i ih metallogenija [Formation complexes of the Bashkir meganticlinorium and their metallogeny] / Reports of the USSR Academy of Sciences. 1983. V. 271, No. 4. P. 935–938. (In Russian).

Halizova V.A., Polupanova L.I., Bebeshko G.I., Alekseeva A.Ya., Gelman E.M. Instrukcija NSAM 139-H. Himicheskie metody. Fotometricheskij metod opredelenija ftora v gornyh porodah, mineralah i rastvorah po reakcii obrazovanija alizarinkompleksonata ftorida cerija [Instruction NSAM 139-X. Chemical methods. Photometric method for the determination of fluorine in rocks, minerals and solutions by the reaction of the formation of cerium fluoride alizarin complexonate]. M.: All-Russian Research Institute of Mineral Raw Materials, 1976. 25 p. (In Russian).

Karamova A.M., Kazbulatova G.M., Michurin S.V., Zakharova A.G. Fotometricheskii metod opredelenija ftora v gornyh porodah posredstvom obrazovanija alizarinkompleksonata ftorida lantana [Photometric method for the determination of fluorine in rocks through the formation of lizane fluoride alizarin complexonate] // Bashkir chemical journal. 2019. V. 26, No. 1. P. 42–47. (In Russian).

Kol'tsov A.B. Nekotorye zakonomernosti metasomatoza v termobarogradientnyh uslovijah [Some patterns of metasomatism in thermobarogradient conditions] // Bulletin of St. Petersburg State University. 2013. No. 7. Is. 3. P. 36–49. (In Russian).

Krupenin M.T., Prokhaska V., Ronkin Yu.L. Priroda ftora i rudoobrazujushhih rastvorov fljuoritovogo mestorozhdenija Suran (Bashkirskii megantiklinorii) po dannym izuchenija lantanoidov, fljuidnyh vkljuchenii i Sr-Nd sistematiki [The nature of fluorine and ore-forming solutions of the fluorite deposit Suran (Bashkir meganticlinorium) according to the study of lanthanides, fluid inclusions and Sr-Nd systematics] // Lithosphere. 2012. No. 5. P. 126–144. (In Russian).

Larionov N.N., Tsvetkova A.A. Gosudarstvennaja geologicheskaja karta Rossijskoi Federacii. M 1:200 000. Juzhno-Ural'skaja ser. N-40-XXII (Tukan) [State geological map of the Russian Federation. M 1:200 000. South Ural ser. N-40-XXII (Toucan)]. Spb.: Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, 2003. (In Russian).

Larionov N.N., Bergazov I.R. Granovskaya N.V., Nigmatullina A.M. Gosudarstvennaja geologicheskaja karta Rossijskoi federacii. M 1:200 000. 2-e izd. Serija Juzhno-Ural'skaja. List N-40-XXII – Tukan [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. Series South Ural. Sheet N-40-XXII – Tukan]: Explanatory letter. M.: VSEGEI, 2015. 247 p. (In Russian).

Michurin S.V., Kalistratova E.O., Sultanova A.G., Krupenin M.T., Danilenko S.A., Savelyev D.E., Kazbulatova G.M. Izvestkovye skarny v sredenerifejskih otlozhenijah Aktashskoi ploshhadi (Juzhnyi Ural) [Limestone skarns in the Middle Riphean deposits of Aktash Square (South Ural)] // Geology, Minerals, and Geoecology Problems of Bashkortostan, the Urals, and Neighboring Territories: Collection of Articles of the 13th Interregional Scientific and Practical Conference. Ufa, May 20–22, 2020. Ufa: Mir pechati, 2020. P. 94–106. (In Russian).

Michurin S.V., Karamova A.M., Biktimerova Z.R., Kazbulatova G.M. Hlor v karbonatnyh porodah nizhnego i verhnego rifeja Bashkirskogo megantiklinorija [Chlorine in the carbonate rocks of the lower and upper Riphean of the Bashkir meganticlinorium] // Geology. Bull. of the Earth Sci. and Natural Resources Department of the Academy of Sci. of the Republic of Bashkortostan. 2018. No. 18. P. 76–90. (In Russian).

Michurin S.V., Karamova A.M., Kazbulatova G.M., Sultanova A.G., Savel'ev D.E., Gorozhanin V.M. Ftor v karbonatnyh porodah bol'sheinzerskoi i suranskoi svit nizhnego rifeya na Yuzhnom Urale [Fluorine in Carbonate Rocks of the Bolsheinzerskaya and Suran Formations of the Lower Riphean in the Southern Urals] // Geology. Bulletin of the Earth Sci. and Natural Resources Department of the Academy of Sci. of the Republic of Bashkortostan. 2019. No. 26. P. 76–87. (In Russian).

Parnachev V.P. Ftor i hlor v pozdnedokembrijskih osadochnyh porodah Bashkirskogo megantiklinorija v svjazi s voprosami ih sedimentogeneza [Fluorine and chlorine in the Late Precambrian sedimentary rocks of the Bashkir meganticlinorium in connection with issues of their sedimentogenesis] // Geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Southern Urals. Sverdlovsk: Uralian Scientific Center of the Academy of Sciences of the USSR, 1987. P. 35–47. (In Russian).

Purtov V.K. Vysokotemperaturnyi metasomatoz i granitizaciya porod bazal'tovogo sostava v hloridnyh rastvorah [High-temperature metasomatism and granitization of basalt rocks in chloride solutions]. Yekaterinburg: Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2001. 140 p.

Rykus M.V., Snachev V.I. Geologija i zolotonosnost' Aktashskogo rudnogo polja [Geology and gold content of the Aktash ore field] // Oil and Gas Business, 2014. V. 12, No. 2. P. 21–27. (In Russian).

Sharipova A.A., Michurin S.V., Krupenin M.T., Garaeva A.A., Kanipova Z.A. Zhil'nyi kvarts iz rudoprojavlenii zolota v rifeskih otlozhenijah Avzjanskogo rudnogo rajona (Juzhnyi Ural): mineralogicheskie i termokriometricheskie osobennosti [Vein quartz from the occurrence of gold in Riphean deposits of the Avzyansky ore district (Southern Urals): mineralogical and thermocryometric features] // Bulletin of Perm University, 2017. V. 16, No. 3. P. 216–231. (In Russian).

Shefer V.A., Larionov N.N. Otlozhenija nizhnego i srednego rifeja v Jurmatauskom antiklinorii na zapadnom sklone Bashkirskogo Urala [Deposits of the Lower and Middle Riphean in the Yurmatau Anticlinorium on the Western Slope of the Bashkir Urals] // Geology and mineral resources of the European territory of Russia and the Urals: Materials of the regional conference. Yekaterinburg, 2000. Book 2. P. 196–198. (In Russian).

Shirobokova T.I. Ftor i hlor v porodah Kuzhinskogo mestorozhdenija [Fluorine and chlorine in the rocks of the Kuzhinsky deposit] // Yearbook–1988 / Institute of Geology and Geochemistry of Ural Branch of the Academy of Sciences of the USSR. Sverdlovsk, 1989. P. 103–104. (In Russian).

Shirobokova T.I. Stratiformnoe polimetallicheskoe i baritovoe orudenenie Urala [Stratiform polymetallic and barite mineralization of the Urals]. SverdLovsk: Ural Branch of the Academy of Sciences of the USSR, 1992. 137 p. (In Russian).

Snachev A.V. Snachev V.I. Korennoe i rossypnoe zoloto Aktashskogo rudnogo polja [Indigenous and placer gold of the Aktash ore field] // Geology. Proceedings of the Department of Earth Sci. and Natural Res., Academy of Sci. of the Republic of Bashkortostan. 2019. No. 26. P. 48–55. (In Russian).

Sultanova A.G., Michurin S.V., Karamova A.M., Kazbulatova G.M., Savelyev D.E., Gorojanin V.M. Ftorsoderzhashhie mineraly v nizhnerifejskih otlozhenijah Jamantauskogo antiklinorija (Juzhnyi Ural) [Fluorine-containing minerals in the Lower Riphean deposits of the Yamantau anticlinorium (South Urals)] // Geology, Geoecology and Resource Potential of the Urals and Neighboring Territories: 7-th All-Russian Youth Geological Conference with international participation, Ufa, September 23–27, 2019. Ufa, 2019. P. 113–118. (In Russian).

Vinogradov A.P. Srednee soderzhanie himicheskih elementov v gornyh porodah [The average con-tent of chemical elements in the rocks] // Geochemistry. 1962. No. 7. P. 555–571. (In Russian).

Zharikov V.A. Skarnovye mestorozhdenija [Skarn deposits] // Genesis of endogenous ore deposits / *V.I. Smirnov* (*ed.*). M.: Nedra, 1968. P. 220–302. (In Russian).

Zaraysky G.P. Jeksperiment v reshenii problem metasomatizma [An experiment in solving the problems of metasomatism]. M.: GEOS, 2007. 136 p. (In Russian).

Сведения об авторах:

Мичурин Сергей Васильевич, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: s_michurin@mail ru

Калистратова Евгения Олеговна, ООО РН-БашНИПИнефть, г. Уфа. E-mail: pindyurinaevgeniya@mail.ru

Султанова Анна Геннадиевна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: anna_zakharova.ig@mail.ru

Казбулатова Гульфия Мавлетовна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: kazbulatova@mail.ru

About the authors:

Michurin Sergey Vasilyevich, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: s_michurin@mail.ru

Kalistratova Evgenia Olegovna, LLC RN-BashNIPIneft, Ufa. E-mail: pindyurinaevgeniya@mail ru

Sultanova Anna Gennadievna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: anna_zakharova.ig@mail ru

Kazbulatova Gulfiya Mavletovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: kazbulatova@mail.ru

DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-6

УДК 553.08, 549.02, 553.251

СВИДЕТЕЛЬСТВА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РАСТВОРЕНИЯ И ЗАМЕЩЕНИЯ АПАТИТА: ОБЗОР И ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ НА ПРИМЕРЕ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД ДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ

© 2020 г. И. Р. Рахимов

Реферат. Выполнен обзор научных сведений о кристаллической структуре и особенностях химического состава апатита. Общая формула минерала $M_{10}(ZO_4)_6X_2$, где M = Ca, Z = P, X = F, Cl, OH. Для апатита характерно широкое многообразие изоморфных замещений, но главными его видами являются конечные члены изоморфного ряда «фторапатит – хлорапатит – гидроксилапатит».
Проведены микроскопические и геохимические исследования апатита в метасоматизированных габброидах девонско-каменноугольных интрузивных комплексов Западно-Магнитогорской зоны (наурузовского файзуллинского, утлыкташского, басаевского и худолазовского). Выявлена полигенная природа апатита в них, связанная с магматическим (ранне- и позднемагматическая стадии) и гидротермальным (ранняя гидротермальная стадия) этапами кристаллизации. Установлено, что на поздней гидротермальной стадии при возрастании окислительного потенциала флюидов происходит растворение и замещение апатита различными минеральными фазами (глинистые минералы, цеолиты, альбит, кварц, рудные минералы).

Ключевые слова: апатит, метасоматоз, замещение, гидротермальный флюид, псевдоморфозы.

EVIDENCE ON HYDROTHERMAL DISSOLUTION AND REPLACEMENT OF APATITE: A REVIEW AND FACTUAL DATA AT THE EXAMPLE OF METASOMATIZED ROCKS OF DEVONIAN-CARBONIFEROUS INTRUSIONS OF THE WEST MAGNITOGORSK ZONE

© 2020 I. Rakhimov

Absract. A review of research data on the crystal structure and chemical composition of apatite was performed. The general formula of the mineral is $M_{10}(ZO_4)_6X_2$, where M = Ca, Z = P, X = F, Cl, OH. Apatite is characterized by a wide variety of isomorphic replacements, but its main species are the end members of the isomorphic series “fluoroapatite – chlorapatite – hydroxylapatite”.
Microscopic and geochemical studies of apatite in metasomatized gabbroids of Devonian-Carboniferous intrusive complexes of the West Magnitogorsk zone (Nauruz, Fayzulla, Utlyktash, Basay and Khudolaz) were carried out. The polygenic nature of apatite in them was determined, that related with the magmatic (early and late magmatic substages) and hydrothermal (early hydrothermal substage) of crystallization process. It was defined that at the late hydrothermal substage, with an increase in the redox potential of fluids, apatite is dissolved and replaced by different mineral phases (clay, zeolites, albite, quartz, ore minerals).

Key words: apatite, metasomatism, replacement, hydrothermal fluid, pseudomorphs.

Для цитирования: *Рахимов И.Р.* Свидетельства гидротермального растворения и замещения апатита: обзор и фактические данные на примере метасоматизированных пород девонско-каменноугольных интрузий Западно-Магнитогорской зоны // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 72–84. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-6.

For citation: *Rakhimov I.R.* Evidence on hydrothermal dissolution and replacement of apatite: a review and factual data on the example of metasomatized rocks of Devonian-Carboniferous intrusions of the West Magnitogorsk zone // Geologicheskii vestnik. 2020. No. 2. P. 72–84. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-6.

Введение

Апатит — широко распространенный акцессорный минерал в большинстве известных типов магматических пород. Индикаторная роль апатита для петро- и рудогенеза заключается, главным образом, в специфических особенностях химического состава этого минерала, зависящих от физико-химических условий минералообразования [Watson, 1980; Холоднов, Бушляков, 2002; Belousova et al., 2002; Brassinnes et al., 2005; Chelle-Michou, Chiaradia, 2017; Andersson et al., 2019; Zhang et al., 2020 и др.].

Апатит традиционно считался устойчивым минералом, не подвергающимся замещению при вторичных процессах. Однако со временем, благодаря развитию новых аналитических методов, появилось множество доказательств нестабильности данного минерала в определенных природных условиях. В научной литературе имеется относительно небольшое количество работ, посвященных процессам гидротермального замещения апатита различными вторичными минералами. В основном рассматриваются процессы изоструктурного и/или изохимического замещения апатита [Banfield, Eggleton, 1989; Yanagisawa et al., 1999; Harlov, Förster, 2002, 2003; El Agami et al., 2005; Harlov, 2015; Broom-Fendley et al., 2016 и др.].

В настоящей работе рассматриваются вопросы генезиса апатита в измененных породах основного состава ряда каменноугольных интрузивных комплексов Западно-Магнитогорской зоны. Приводятся свидетельства и признаки неоднократной кристаллизации, а также гидротермального изменения апатита, выраженного в растворении и замещении различными минеральными фазами.

Методы исследований

Микроскопическое изучение кристаллов апатита велось в прозрачных полированных шлифах (~60 обр.) при помощи поляризационного оптического микроскопа Axioskop 40 A и сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira 3 (аналитик М.В. Хлестов) в ЦКП МИИ СО РАН. Определение составов минералов выполнялось при помощи приставки ЭДС Oxford Instruments и программного комплекса INCA Energy, а также электронно-зондового микроанализатора CAMECA SX100 (аналитики Д.А. Замятин и И.А. Даниленко) в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, оснащенного пятью волновыми спектрометрами Oxford Instruments. В качестве стандартных образцов использовались апатит (F, Ca, P), галит (Cl), жадеит (Na), диопсид (Si), родонит (Mn) и синтетическое алюмосиликатное стекло REE1 (Y). Ускоряющее напряжение — 15 кВ, ток пучка — 30 нА; X-PHI метод коррекции состава.

Общие сведения о структуре и химическом составе апатита

Апатит — главный представитель минералов группы апатита с общей формулой $M_{10}(ZO_4)_6X_2$, в которых роль катионов играют Ca^{2+}, Pb^{2+} и в виде изоморфных примесей иногда TR^{3+}, Y^{3+}, Mn^{2+} и Sr^{2+}, а в качестве добавочных анионов (X) участвуют F^{1-}, Cl^{1-}, $[OH]^{1-}$, O^{2-} и $[CO_3]^{2-}$. Особенностью этой группы является также то, что комплексный анион $[PO_4]^{3-}$ может быть частично замещен более инертным анионом $[SiO_4]^{4-}$, но в комбинации с более активным анионом $[SO_4]^{2-}$ (если при этом не происходит изменения зарядов в катионах) [Бетехтин, 1951]. Апатит *sensu stricto* объединяет три уникальных минерала: фторапатит, хлорапатит и гидроксилапатит [Hughes, Rakovan, 2002]. Идеализированная формула апатита — $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$, отвечающая элементарной ячейке с 42 атомами [Гилинская, Щербакова, 1975; Кнубовец, 1988], хотя определение реальной структуры минерала сильно осложнено из-за большого разнообразия возможных замещений в структуре кристалла. Апатит кристаллизуется в гексагональной сингонии с симметрией группы $P6_3/m$. Особенностью структуры апатита является наличие двух неэквивалентных катионных позиций (Ca-полиэдры): M1 с кратностью 4 и симметрией 3 (координационный полиэдр — девятивершинник, представленный искаженной трехшапочной тригональной призмой, объем которой равен 31.84 Å^3), и M2 с кратностью 6 и симметрией m (координационный полиэдр — семивершинник, объем которого равен 21.54 Å^3) (рис. 1а) [Гилинская, Щербакова, 1975; Горяева, 2013]. У катиона M1 все 9 лигандов представлены атомами кислорода, в то время как у катиона M2 только 6 из 7 лигандов являются кислородом, а 7-й — атом фтора, хлора или гидроксильная группа. Трехшапочные тригональные призмы, объединяясь по граням-основаниям призм, образуют колонки, вытянутые вдоль оси *c* (рис. 1б). Семивершинники, объединяясь по 3 через общий атом X (F, Cl, OH), располагаются по закону оси 6_3, образуя «звезчатые» массивные колонки, вытянутые вдоль оси *c* (рис. 1б).

Пространственное расположение атомов в 3-х разновидностях апатита различается в позиции *z*

(в элементарной ячейке с параметрами *x*, *y*, *z*), [Hughes, Rakovan, 2002]. На рис. 1в–д показаны суперпозиции Ca I, Ca II и P (для фтор-, хлор- и гидроксилапатита), определяющие симметрию кристалла апатита. Основные структурные искажения с замещением 3 анионных «колонок» происходят в этом полиэдре.

В апатитах Ca^{2+} может быть замещен на многие катионы: Pb^{2+}, U^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Sr^{2+}, Ba^{2+}, Mn^{2+}, Zn^{2+}, Cu^{2+}, Ni^{2+}, Cd^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ba^{2+}, REE^{3+} и др. [Hughes, Rakovan, 2002]. Согласно идеализированной структурной модели, в апатите имеется два типа катионных позиций — Ca I и Ca II (рис. 1). Распределение примесных катионов между этими позициями зависит от типа катиона, его количества, а также от анионных замещений в апатите [Кнубовец, 1988].

Ортофосфатные группы $(PO_4)^{3-}$ в апатите могут быть замещены многими анионами: $(SiO_4)^{4-}$, $(SO_4)^{2-}$, $(AsO_4)^{3-}$, $(VO_4)^{3-}$, $(AlO_4)^{5-}$, $(CrO_4)^{3-}$ и др. [Hughes, Rakovan, 2002]. Известны парные замещения P на Si и S в фосфатных минералах, $(PO_4)^{3-}$ на $(SiO_4)^{4-}$ и $(CO_3)^{2-}$ или $(PO_4)^{3-}$ на $(SiO_4)^{4-}$ и CO_3OH^{3-}. Анионы F, Cl, OH могут взаимно замещаться, образуя непрерывный изоморфный ряд. Фторапатит в природе является наиболее распространенным.

В анионных колонках X кроме главных анионов F^{1-}, Cl^{1-} и OH^{-} могут быть включены одновалентные анионы (Br^{-}, I^{-}, O_2^{-}, O_3^{-}, BO_2^{-}, NCO^{-}, NO_3^{-} и NO_2^{-}), двухвалентные анионы (O^{2-},CO_3^{2-}, O_2^{2-}, S^{2-}, NCN^{2-} и NO_2^{2-}), вакансии □□) и кластеры вакансий, а также нейтральные и органические молекулы [Pan, Fleet, 2002].

Результаты и их обсуждение. Особенности морфологии и F-Cl-S состава апатита в исследуемых объектах

Апатит кристаллизуется в широком интервале температур и давлений [Green, Watson, 1982; Tacker, 1989; Иванов, 2012]. Экспериментальными работами установлено, что момент насыщения магм апатитом зависит, главным образом, от содержания в них кремнезема (SiO_2) и в меньшей степени от исходной концентрации P_2O_5 в магме [Green, Watson,

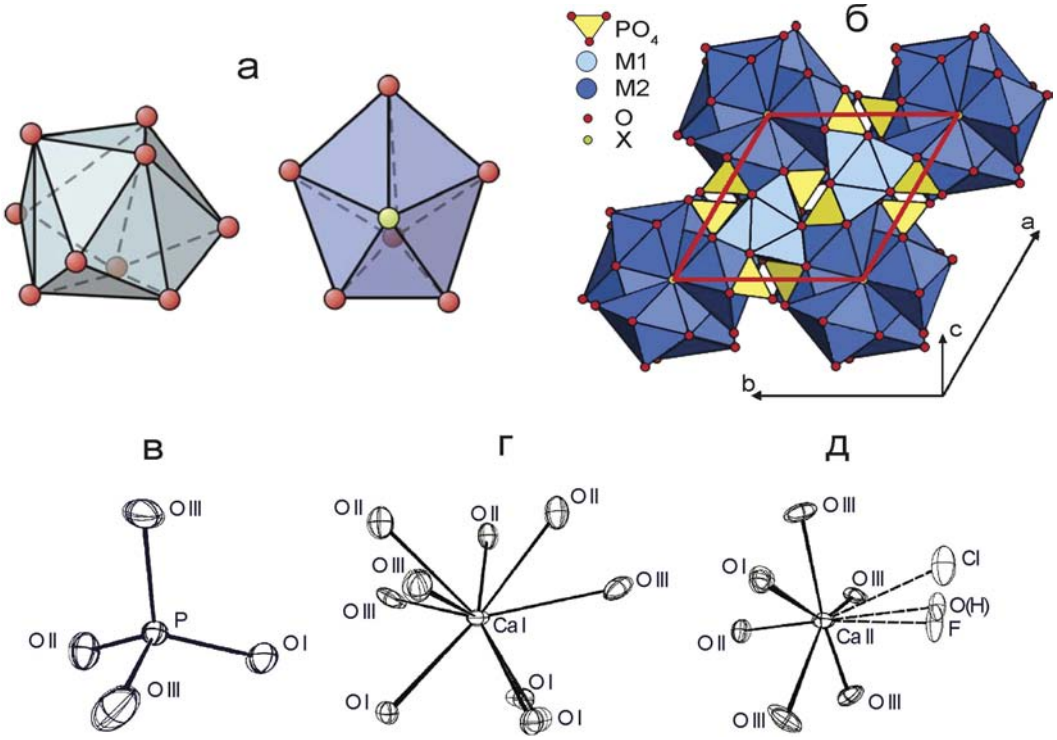


Рис. 1. Графическое отображение элементов кристаллической структуры апатита по [Hughes, Rakovan, 2002; Горяева, 2013]: а) координационные полиэдры M1 (слева) и M2 (справа), б) полиэдрическая модель структуры апатита, в) тетраэдр PO_4, г) девятивершинный полиэдр с центром Ca I, д) семивершинный полиэдр с центром Ca II

Fig. 1. Drawings of apatite lattice structure properties according to [Hughes, Rakovan, 2002; Goryaeva, 2013]: а) coordination polyhedrons M1 (to left) and M2 (to right), б) polyhedron model of apatite structure, в) PO_4 tetrahedron, г) nine-vertex polyhedron with the Ca I central cation, д) seven-vertex polyhedron with the Ca II central cation

1982]. Среди магматических пород наиболее богаты апатитом щелочные комплексы, с которыми связаны ассоциации нефелиновых сиенитов, карбонатитов, пегматитов, а также комплексных магнетитовых месторождений. Соответственно, в таких комплексах физические свойства и особенности химического состава апатита изучены лучше всего [Nabatian et al., 2014; Apukhtina et al., 2016; Ladenburger et al., 2016; Kogarko, 2018; Попов, 2019; Palma et al., 2019]. Менее изучен акцессорный апатит из безрудных габброидных комплексов.

Многочисленные литературные данные демонстрируют особую значимость уровня концентраций F, Cl и S в апатите, в меньшей степени — H_2O, для моделирования химических свойств силикатных расплавов и гидротермальных флюидов. Действительно, имеющиеся экспериментальные данные показывают высокую совместимость фтора и хлора с апатитом, при этом коэффициент распределения (D) для F (4.4–19) гораздо выше, чем для Cl (1.1–5) [McCubbin et al., 2015]. Хотя эти данные были получены для богатых железом базальтовых расплавов, судя по наблюдаемым в природе процессам, они вполне применимы и для других магматических систем базитового состава. В гидротермальных системах различия в коэффициентах распределения «апатит/водный флюид» еще выше: $DF^{апатит/флюид}$ = 75–300 (зависит от исходной концентрации фтора в минералообразующем флюиде), $DCl^{апатит/флюид}$ ~2.3 (практически не зависит от исходной концентрации хлора) [Kusebauch et al., 2015]. Для серы таких данных меньше, но, к примеру, в кислых расплавах в окислительных условиях присутствие серы увеличивает растворимость фосфора, при этом в недосыщенных сульфатом условиях величина $DS^{апатит/расплав}$ (4.5–14.2) растет с падением температуры [Parat, Holtz, 2005].

В наших исследованиях были использованы образцы пород следующих габброидных комплексов: наурузовского, файзуллинского, утлыкташского, басаевского, худолазовского. Выбор этих комплексов обусловлен их приуроченностью к единой региональной структуре, относительно близким абсолютным возрастом, а также общностью геодинамической и петролого-геохимической эволюции [Рахимов, 2019]. При этом они обладают различным металлогеническим потенциалом [Рахимов, 2017]. Апатит в выбранных образцах составляет обычно не более 1–2 об.%. Петрографическими исследованиями установлено, что апатит в этих породах ассоциирует с различными минералами магматического и гидротермально-метасоматического этапа.

Магматический апатит

Апатит магматогенного происхождения образует срастания с первичными магматическими минералами габброидов — плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой. В габброидах наурузовского, файзуллинского и утлыкташского комплексов, не содержащих первичную роговую обманку, в отличие от пород басаевского и худолазовского комплексов, имеются признаки раннемагматической кристаллизации апатита. В этих габброидах встречаются идиоморфные шестоватые и игольчатые кристаллы апатита длиной до 0.8 мм, захваченные плагиоклазом (рис. 2а) и другими минералами — например, пироксеном, ильменитом. Кроме того, в этих же породах наблюдается апатит, ассоциирующий с позднемагматическими минеральными агрегатами — например, с известковым мирмекитом в габбронoритах (рис. 2б). Размер такого апатита нередко превышает 1 мм (в длину).

В породах басаевского и худолазовского комплексов апатит магматического этапа образует срастания с позднемагматическими водосодержащими минералами — роговой обманкой и биотитом (рис. 2в). Вероятно, содержащаяся в расплаве вода увеличивает растворимость фосфора, тем самым задерживая кристаллизацию апатита. Кроме того, в «свежих» габбро худолазовского комплекса были обнаружены кристаллы апатита, расположенные в межзерновом пространстве и часто четко ориентированные вдоль граней кристаллов плагиоклаза (рис. 2г). Это свидетельствует в пользу позднемагматической кристаллизации апатита.

По химическому составу апатиты из габброидов наурузовского и файзуллинского комплексов очень схожи, характеризуясь повышенными концентрациями F (2.1–2.9 мас.%) и Cl (до 1.1%) и очень низкими содержаниями S (<0.03%) [Рахимов и др., 2018]. Апатиты из пород утлыкташского комплекса при аналогичном содержании F (2.3–3.1 мас.%) и S (до 0.04%) отличаются несколько более низкими концентрациями Cl (до 0.7%). В породах басаевского комплекса магматогенный апатит характеризуются не только низкими содержаниями S (до 0.01 мас.%), но и F (1.3–2.4%) и Cl (0.2–0.5%).

Магматические апатиты худолазовского комплекса по химическому составу отличаются низкими концентрациями фтора (0.7–1.7 мас.%) при относительно высоком содержании Cl (до 1.5%) и умеренно-пониженном — S (до 0.07%).

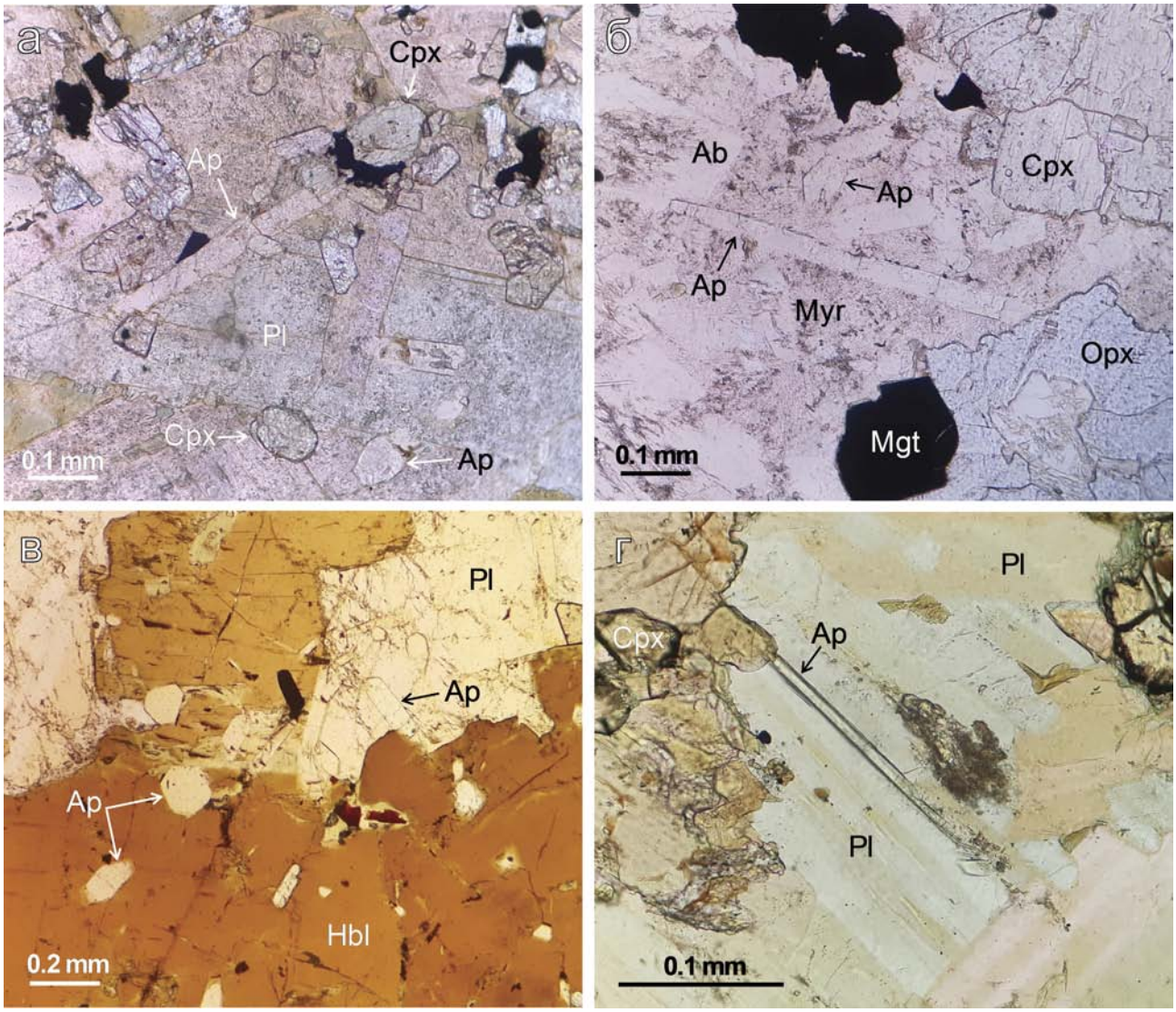


Рис. 2. Микрофотографии зерен апатита и ассоциирующих с ним минералов в габброидах девонско-каменноугольных интрузий Западно-Магнитогорской зоны (проходящий свет): а) апатит в срастании с плагиоклазом, б) апатит в мирмекитовом матриксе, в) апатит в срастании с роговой обманкой, г) апатит между кристаллами плагиоклаза

Примечание: Ab — альбит, Ap — апатит, Cpx — клинопироксен, Hbl — роговая обманка, Opx — ортопироксен, Mgt — магнетит, Myr — мирмекит, Pl — плагиоклаз.

Fig. 2. Photomicrographs of apatite grains and minerals associated with it in the gabbroids of West Magnitogorsk Devonian-Carboniferous intrusions (PPL): a) apatite intergrown with plagioclase, б) apatite in myrmekite matrix, в) apatite intergrown with hornblende, г) apatite between plagioclase crystals

Note: Ab — albite, Ap — apatite, Cpx — clinopyroxene, Hbl — hornblende, Opx — orthopyroxene, Mgt — magnetite, Myr — myrmekite, Pl — plagioclase.

Гидротермальный апатит

Постмагматический апатит широко развит в породах изучаемых комплексов, ассоциируя с различными вторичными минералами (хлоритом, эпидотом, кварцем, полевыми шпатами, смектитами, пумпеллиитом). В габброидах худолазовского комплекса апатит гидротермальной стадии образует как крупноигольчатые идиоморфные кристаллы (длиной до 1.5 мм), так и мелкие зерна (иногда ксеноморфные, размером <0.1 мм), часто образующие обильную вкрапленность в альбит-калишпат-хлоритовом матриксе (рис. 3). Температура кристаллизации гидротермального апатита была оценена

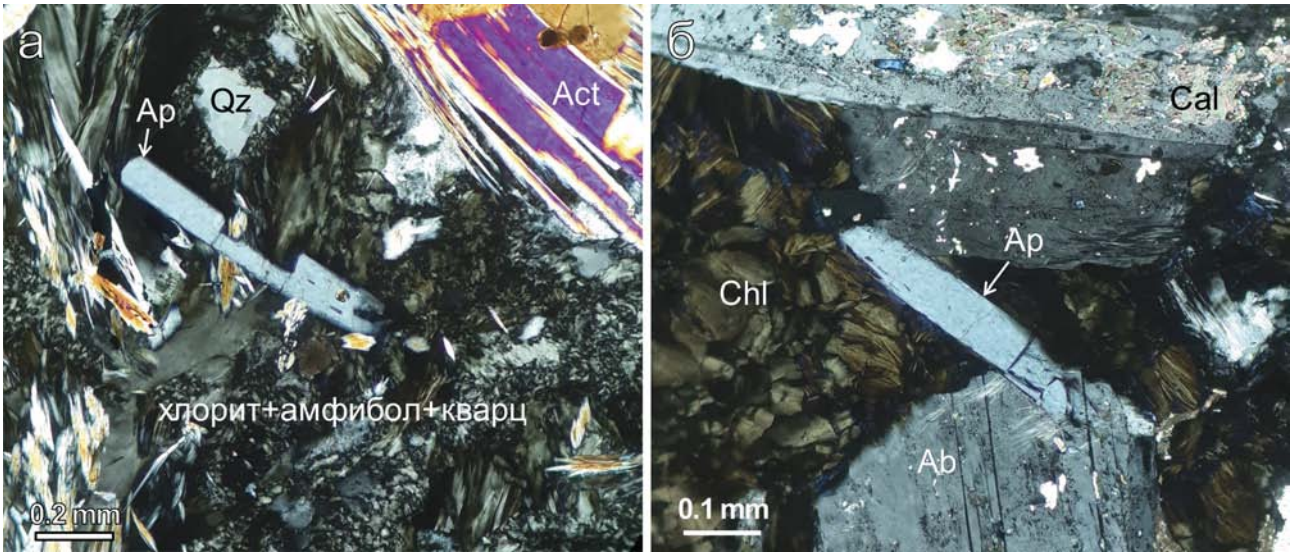


Рис. 3. Микрофотографии зерен апатита, ассоциирующего с различными вторичными минералами в габброидах худолазовского комплекса (проходящий свет, николи ×): а) апатит в кварц-амфибол-хлоритовом матриксе, б) апатит в срастании с альбитом и хлоритом

Примечание: Act — актинолит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Qz — кварц, остальные обозначения см. в подписи к рис. 2.

Fig. 3. Photomicrographs of apatite grains and minerals associated with it in the gabbroids of Khudolaz complex (XPL): a) apatite within quartz-amphibole-chlorite matrix, б) apatite intergrown with albite and chlorite

Note: Act — actynolite, Cal — calcite, Chl — chlorite, Qz — quartz, other abbreviations see in note to fig. 2.

по хлориту из метасоматизированных пород массива Малютка худолазовского комплекса, с которым апатит образует различные срастания. Хлориты, псевдоморфно замещающие биотит, пироксен и частично плагиоклаз с амфиболом, формировались при температурах 145–185 °C [Рахимов, в печати].

Химический состав постмагматического апатита в породах худолазовского комплекса сильно варьирует по величине Cl/F (от 0.1 до 2.1) и концентрации S (от 0.0n до 0.22 мас. %), что, вероятно, находится в зависимости от насыщенности гидротермального флюида сульфат- и/или бисульфидионами [Рахимов, Холоднов, 2019]. Известно, что массивы худолазовского комплекса несут сульфидную минерализацию, имеющую полигенную природу, и что на гидротермальном этапе происходили растворение и вторичная сульфидизация за счет переотложения первичных сульфидов [Рахимов, Вишневский, 2019]. Совсем недавно G. Sadove с коллегами [Sadove et al., 2019] на примере природного апатита удалось показать, что сера в нем может иметь разную степень окисления (S^{6+}, $S4^{+}$, S^{2-}, S^{-}), которая контролируется фугитивностью кислорода.

В породах других комплексов состав гидротермального апатита достоверно пока не изучен, но было установлено, что в долеритах басаевского комплекса апатит гидротермальной стадии также характеризуется повышенным содержанием S (до 0.2 мас. %).

Признаки замещения апатита на поздней гидротермальной стадии

На поздней гидротермальной стадии в исследуемых габброидах происходило широкое развитие глинистых минералов. Свидетельством того, что пелитизация пород является продолжением гидротермального этапа, а не супергенным процессом, является ее неравномерное распространение в массивах комплементарно ранней гидротермальной стадии. Развитие глинистых минералов происходило вдоль путей миграции поздних окисленных флюидов, между этими метасоматическими жилами (сеть жил) сохранились не затронутые аргиллизацией фрагменты пород. Процесс неравномерной аргиллизации, выраженный в псевдоморфном замещении первичных (плагиоклаз, пироксен) и некоторых раннегидротермальных минералов (биотит, кислый плагиоклаз, серпентин, амфибол) глинистыми, был выявлен в породах всех отмеченных комплексов. На примере пород худолазовского и утлыкташского

комплексов особенно четко наблюдается резкое сокращение количества апатита в интенсивно пелитизированных породах: с 1–2 до <0.1–0.2 об. %. Это указывает на растворение апатита во время аргиллизитовой стадии метасоматоза, характеризующейся низким pH (<5, до 1–3) [Сазонов, 2007]. Экспериментальными работами установлена зависимость растворимости апатита в водном флюиде от величины pH среды: чем она ниже, тем выше растворимость апатита (например, [Valsami-Jones et al., 1998]). Учитывая оценки температуры, при которой кристаллизовался ранний гидротермальный апатит, ассоциирующий с хлоритом (>150 °C по хлоритовому геотермометру) [Рахимов, в печати], поздняя гидротермальная стадия происходила при температурах <150 °C.

Признаки замещения апатита были выявлены в прозрачных полированных шлифах по частичным или полным псевдоморфозам позднегидротермальных минералов. Наиболее явные и разнообразные по составу фазы замещения наблюдаются в метасоматизированных породах худолазовского комплекса. К примеру, довольно часто встречаются участки замещения трещиновато-блочного апатита мелкодисперсной массой, состоящей, по-видимому, из смеси минералов (рис. 4а). В табл. 1 приведен состав данного апатита и мелкодисперсной фазы, заместившей один из его «блоков». Состав мелкодисперсной фазы близок к химическому составу альбита-олигоклаза, но характеризуется повышенным содержанием Fe, Mn, Mg.

На рис. 4б показаны трещиноватые зерна апатита в хлоритизированном биотите, испытавшие частичную пелитизацию на концах кристаллов и вдоль трещин. На рис. 4в представлены полные псевдоморфозы цеолита по призматическим кристаллам апатита в интенсивно пелитизированном габбро.

Кроме процесса замещения апатита минеральными фазами, стабильными в условиях окисленного флюида при низких температурах, были обнаружены и признаки изоморфных замещений ($Cl^- \rightarrow F^-$, $SO_3^{2-} \rightarrow SiO_4^{4-}$, $SO_3^{2-} \rightarrow PO_4^{3-}$) в структуре апатита, возникших при реагировании апатита с гидротермальным флюидом. В табл. 2 представлены составы двух точек микрозондирования из кристалла апатита, ассоциирующего с кварцево-глинистыми агрегатами (рис. 4г). По всей видимости, на поздней гидротермальной стадии осуществлялся вынос хлора и серы, исходное же формирование данного кристалла апатита (или как минимум начало кристаллизации) произошло на ранней гидротермальной стадии. Подобные значительные вариации содержаний Cl в пределах единого зерна апатита отмечаются, например, в метасоматизированных диорит-гранитоидных массивах Среднего Урала, специализированных на медно-порфировое оруденение [Грабежев и др., 2011].

Таблица 1

Химический состав зерна апатита и замещающей его фазы (на рис. 4а) по результатам микрозондового анализа (мас. %)

Table 1

Chemical composition of apatite crystal and its replaced matter (from fig. 4a) by microprobe analysis (wt. %)

№ ан.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	Cl	SO_3	H_2O	Sum
1	0.56	–	–	0.37	0.13	0.19	54.25	0.35	–	39.89	0.97	0.18	0.93	1.24	99.06
2	65.1	0.04	19.83	0.56	1.32	1.37	1.34	10.04	0.34	–	0.11	0	0.01	–	100.06
3	67.68	0.07	21.3	0.7	0.01	0.72	1.45	5.87	0.26	–	0.12	0	0.01	–	98.19

Примечание: – не определялось.

Note: – not determined.

Таблица 2

Химический состав зерна апатита (на рис. 4г) по результатам микрозондового анализа (мас. %)

Table 2

Chemical composition of apatite crystal (from fig. 4г) by microprobe analysis (wt. %)

№ ан.	F	Cl	H_2O	Na_2O	MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	Y_2O_3	La_2O_3	Ce_2O_3	SiO_2	P_2O_5	SO_3	Total
4	1	0.44	1.19	0.36	0.11	54.56	0.17	0.19	0.06	0.06	0.1	0.21	0.3	41.58	0.92	101.25
5	1.47	0.02	1.09	0	0	56.12	0.04	0.06	0.03	0	0	0.16	0.06	43.18	0	102.23

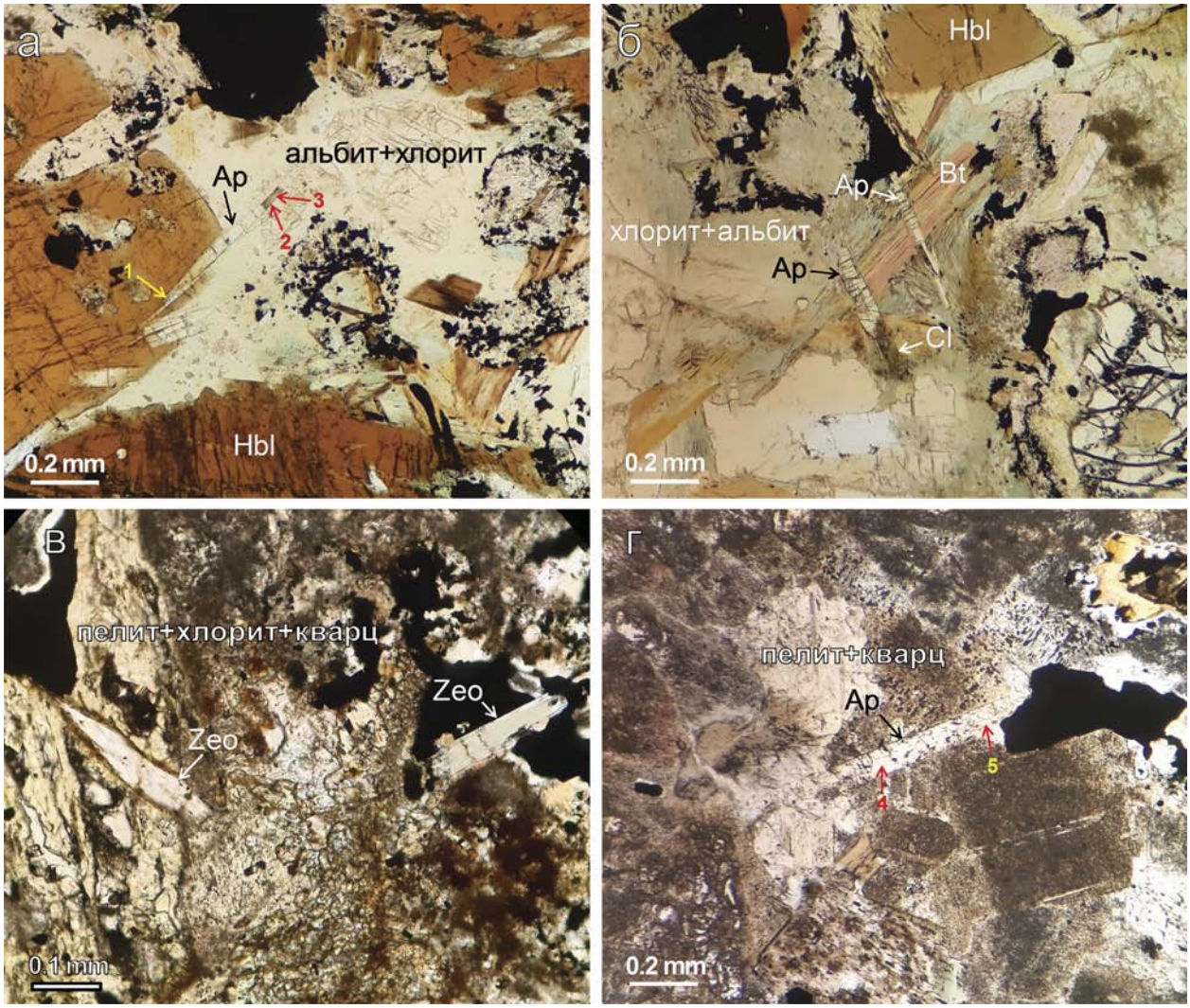


Рис. 4. Микрофотографии зерен частично замещенного апатита и псевдоморфозы по нему в габброидах худолазовского комплекса (проходящий свет): а) и б) пелитизированный апатит в альбит-хлоритовом матриксе; в) псевдоморфозы цеолита по апатиту; г) апатит в кварцево-глинистом матриксе

Примечание: Bt — биотит, Cl — глинистое вещество, Zeo — цеолит, остальные обозначения см. в подписях к рис. 2 и 3. Цифрами показаны точки анализов.

Fig. 4. Photomicrographs of partly replaced apatite grains and pseudomorphs formed by it in the gabbroids of Khudolaz complex (PPL): а) and б) pelitized apatite within quartz-chlorite matrix; в) zeolite pseudomorphs by apatite; г) apatite within quartz-clayish matrix

Note: Bt — biotite, Cl — clay, Zeo — zeolite, other abbreviations see in note to fig. 2 and 3. Numbers shows the points of analyses.

В научной литературе пока существует не много свидетельств замещения природного апатита различными минеральными фазами, осажденными из гидротермального раствора. При этом есть достаточно много данных об изоструктурных/«субизохимических» замещениях апатита, например, в процессе выделения редкоземельных минералов (монацита, анкилита, синхизита и др.) (рис. 5а) за счет сегрегации REE из апатита или минералов свинца (например, пироморфита) [Banfield, Eggleton, 1989; El Agami et al., 2005; Harlov, 2015; Broom-Fendley et al., 2016; Santos et al., 2018]. Широко распространено явление замещения хлорапатита фторапатитом или гидроксилапатитом [Yanagisawa et al., 1999], практически не выражающееся в изменении кристаллической структуры, а также другие изоструктурные превращения. Тем не менее редкие свидетельства замещения апатита «ксеногенными» минеральными фазами все же имеются, например факт псевдоморфного замещения апатита пиритом

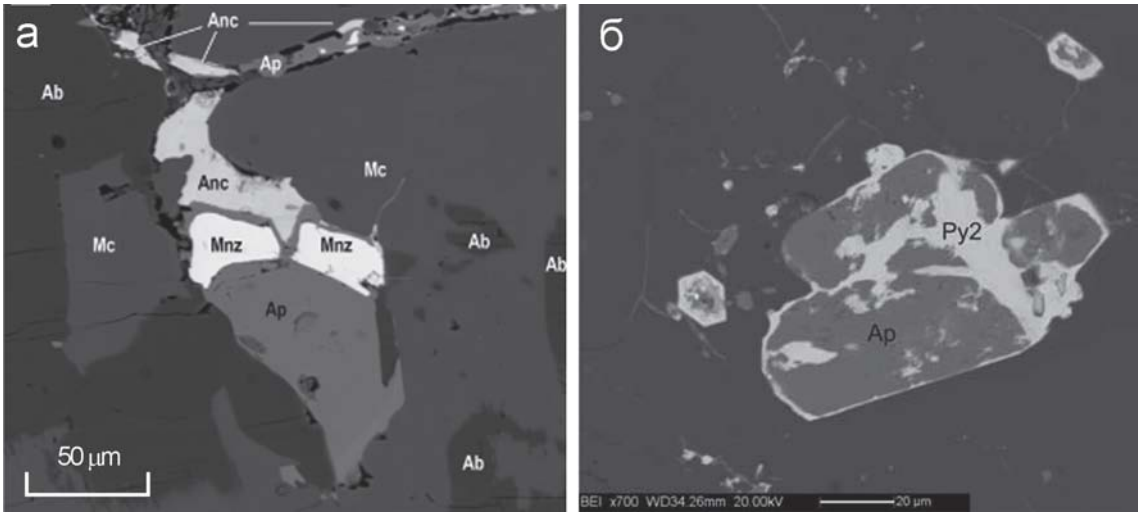


Рис. 5. Продукты замещения апатита в различных рудно-метасоматических ассоциациях (BSE-изображения): а) развитие монацита и анкилита по апатиту [Santos et al., 2018], б) псевдоморфное замещение апатита пиритом [Frizzo et al., 2010]

Примечание: Anc — анкилит, Mc — микроклин, Mnz — монацит, остальные обозначения см. в подписи к рис. 2.

Fig. 5. Replacing phases of apatite from different ore-metasomatic associations (BSE-images): a) growing monazite and ancylite on apatite [Santos et al., 2018], б) pseudomorphic replacement of apatite by pyrite [Frizzo et al., 2010]

Note: Anc — ancylite, Mc — microcline, Mnz — monazite, other abbreviations see in note to fig. 2.

в метасоматитах Cu-W месторождения Бедовина (рис. 5б).

Заключение

В результате проведенных работ, включающих как обзор существующих литературных данных, так и собственные минералого-геохимические исследования, определена сложность химического состава апатита, отражающая многообразие изоморфных замещений в его структуре. Установлено, что в габброидах девонско-каменноугольных массивов Западно-Магнитогорской зоны имеется не менее двух генераций апатита, связанных как с магматическим, так и с гидротермальным этапами кристаллизации. Составы этих апатитов различаются, особенно в содержании F, Cl и S. Показано, что фторапатит является более стабильным в низкотемпературных окислительных условиях, чем хлорапатит, и в целом фтор по отношению к апатиту имеет более высокий коэффициент распределения и в расплаве, и в водном флюиде, чем хлор. Концентрация серы в апатите контролируется как исходным содержанием ее в минералообразующей среде, так и фугитивностью кислорода.

Представлены свидетельства замещения апатита, как правило, на позднегидротермальной стадии, различными минеральными фазами, стабильными в отличие от апатита в условиях низкого pH среды. В исследуемых образцах чаще всего апатит замещается глинистой массой на аргиллизитовой стадии метасоматоза.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0252-2017-0012 «Магматические системы в истории развития Южного Урала (геодинамические обстановки формирования и металлогеническая специализация)».

Список литературы:

Бетехтин А.Г. Курс минералогии. – М.: Гос. Изд-во геологической литературы, 1951. – 543 с.

Гилинская Л.Г., Щербакова М.Я. Изоморфные замещения и структурные нарушения в апатите по данным электронного парамагнитного резонанса // Физика апатита. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 7–63.

Горяева А.М. Атомистическое компьютерное моделирование локальной структуры и свойств смешения стронций-содержащего фторапатита: Магистерская работа. – М.: Изд-во МГУ, 2013. – 65 с.

Грабежев А.И., Смирнов В.Н., Воронина Л.К., Гмыра В.Г. Галогены в апатитах рудно-магматических медно-порфировых систем Среднего Урала // Труды Ин-та геологии и геофизики УрО РАН. – 2011. – Вып. 158. – С. 95–99.

Иванов О.К. Формы кристаллов апатита в зависимости от условий кристаллизации // Уральская минералогическая Школа–2012. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. – С. 48–51.

Кнубовец Р.Г. Кристаллохимия и свойства апатита. – М.: НИИТЭХИМ, 1988. – 41 с.

Попов В.А. Об апатите щелочных пород вишневогорского комплекса, Южный Урал // Минералогия. – 2019. – № 3. – С. 11–15.

Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: Дис. … канд. геол.-мин. наук. – Уфа, 2017. – 181 с.

Рахимов И.Р. Постостроводужный интрузивный магматизм Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. – 2019. – Т. 18, № 1. – С. 17–27.

Рахимов И.Р., Вишневский А.В. Сульфидно-платинометальные ассоциации метасоматизированных рудоносных пород худолазовского дифференцированного комплекса, Южный Урал // Новое в познании процессов рудообразования: Сборник материалов 9-й Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием. Москва, 25–29 ноября 2019 г. – М: ИГЕМ РАН, 2019. – С. 319–323.

Рахимов И.Р., Холоднов В.В. Акцессорный апатит из метасоматизированных пород рудоносных и безрудных массивов худолазовского комплекса: особенности морфологии и химического состава // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. – 2019. – № 26. – С. 29–36.

Рахимов И.Р., Холоднов В.В., Салихов Д.Н. Акцессорные апатиты из габброидов позднего девона – раннего карбона Западно-Магнитогорской зоны: особенности морфологии и химического состава, индикаторная металлогеническая роль // Геологический Вестник. – 2018. – № 3. – С. 109–123.

Сазонов А.М. Петрография и петрология метаморфических и метасоматических пород. – Красноярск: Изд-во СФУ, 2007. – 324 с.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. – Екатеринбург, 2002. – 390 с.

Andersson S.S., Wagner T., Jonsson E., Fusswinkel T., Whitehouse M.J. Apatite as a tracer of the source, chemistry and evolution of ore-forming fluids: The case of the Olserum-Djupedal REE-phosphate mineralisation, SE Sweden // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2019. – V. 255. – P. 163–187.

Apukhtina O.B., Kamenetsky V.S., Ehrig K., Kamenetsky M.B., McPhie J., Maas R., Meffre S., Goemann K., Rodemann T., Cook N.J., Ciobanu C.L. Postmagmatic magnetite – apatite assemblage in mafic intrusions: a case study of dolerite at Olympic Dam, South Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2016. – V. 171, No. 2. – P. 1–15.

Banfield J.F., Eggleton R.A. Apatite Replacement and Rare Earth Mobilization, Fractionation, and Fixation During Weathering // Clays and Clay Minerals. – 1989. – V. 37. – P. 113–127.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. – 2002. – V. 76, No. 1. – P. 45–69.

Brassinnes S., Balaganskaya E., Demaiffe D. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline andcarbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite // Lithos. – 2005. – V. 85, No. 1. – P. 76–92.

Broom-Fendley S., Styles M.T., Don Appleton J., Gunn G., Wall F. Evidence for dissolution-reprecipitation of apatite and preferential LREE mobility in carbonatite-derived late-stage hydrothermal processes // American Mineralogist. – 2016. – V. 101, No. 3. – P. 596–611.

Chelle-Michou C., Chiaradia M. Amphibole and apatite insights into the evolution and mass balance of Cl and S in magmas associated with porphyry copper deposits // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2017. – V. 172. – P. 1–26.

El Agami N.L., El Wahed A.A., Haroun Y.S. Apatite alteration and its relation to REE fractionation and U-mineralization, a case study of Western Desert and Sinai, Egypt // The Fourth International Conference on the geology of Africa. – 2005. – V. 1. – P. 131–153.

Frizzo P., Peruzzo L., Dellantonio E. The copper-wolfram deposit of Bedovina (Trento, Italy) // Geo. Alp. – 2010. – V. 7. – P. 55–70.

Green T.H., Watson E.B. Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to "Orogenic" rock series // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1982. – V. 79. – P. 96–105.

Harlov D.E. Apatite: A Fingerprint for Metasomatic Processes // Elements. – 2015. – V. 11, No. 3. – P. 171–176.

Harlov D.E., Förster H.-J., Nijland T.G. Fluid-induced nucleation of REE-phosphate minerals in apatite: Nature and experiment. Part I. Chlorapatite // American Mineralogist. – 2002. – V. 87. – P. 245–261.

Harlov D.E., Förster H.-J. Fluid induced nucleation of (Y + REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment Part II. Fluorapatite // American Mineralogist. – 2003. – V. 88. – P. 1209–1229.

Hughes J.M., Rakovan J. The crystal structure of apatite, $Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$ // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2002. – V. 48, No. 1. – P. 1–12.

Kogarko L. Chemical Composition and Petrogenetic Implications of Apatite in the Khibiny Apatite-Nepheline Deposits (Kola Peninsula) // Minerals. – 2018. V. 8, Iss. 11, No. 532. – P. 1–13.

Kusebauch C., John T., Whitehouse M, Klemme S., Putnis A. Distribution of halogens between fluid and apatite during fluid-mediated replacement processes // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2015. – V. 170. – P. 225–246.

Ladenburger S., Marks M.A., Upton B., Hill P., Wenzel T., Mark G. Compositional variation of apatite from rift-related alkaline igneous rocks of the Gardar Province, South Greenland // American Mineralogist. – 2016. – V. 101, No. 3. – P. 612–626.

McCubbin F.M., Vander Kaaden K.E., Tartese R., Boyce J.W., Mikhail S., Whitson E.S., Bell A.S., Anand M., Franchi I.A., Wang J., Hauri E.H. Experimental investigation

of F, Cl, and OH partitioning between apatite and Fe-rich basaltic melt at 1.0–1.2 GPa and 950–1000°C // American Mineralogist. – 2015. – V. 199. – P. 1790–1802.

Nabatian G., Ghaderi M., Corfu F., Neubauer F., Bernroider M., Prokofiev V., Honarmand M. Geology, alteration, age, and origin of iron oxide–apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran // Mineralium Deposita. – 2014. – V. 49. – P. 217–234.

Palma G., Barra F., Reich M., Valencia V., Simon A.C., Vervoort J., Leisen M., Romero R. Halogens, trace element concentrations, and Sr-Nd isotopes in apatite from iron oxide-apatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: Evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2019. – V. 246. – P. 515–540.

Pan Y., Fleet M.E. Compositions of the Apatite-Group Minerals: Substitution Mechanisms and Controlling Factors // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2002. – V. 48, No. 1. – P. 13–49.

Parat F., Holtz F. Sulfur partition coefficient between apatite and rhyolite: The role of bulk S content // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2005. – V. 150, No. 6. – P. 643–651.

Sadove G., Konecke B.A., Fiege A., Simon A.C. Structurally bound S^{2-}, S^{1-}, S^{4+}, S^{6+} in terrestrial apatite: The redox evolution of hydrothermal fluids at the Phillips mine, New York, USA // Ore Geology Reviews. – 2019. – V. 107. – P. 1084–1096.

Santos J.J., Conceicao H., Leandro M., Silva Rosa M.L. Formation of monazite-(Ce, La) by fluid-apatite interaction: the Floresta Azul Alkaline Complex, Bahia, Brazil // Brazilian Journal of Geology. – 2018. – V. 48, No. 4. – P. 721–733.

Tacker C.R. A thermodynamic model for apatite solid solutions, applicable to high-temperature geologic problems // American Mineralogist. – 1989. – V. 74. – P. 877–888.

Valsami-Jones E., Ragnarsdottir K.V., Putnis A., Bosbach D., Kemp A.J., Cressey G. The dissolution of apatite in the presence of aqueous metal cations at pH 2–7 // Chemical Geology. – 1998. – V. 151. – P. 215–233.

Watson B. Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar // Earth and Planetary Letters. – 1980. – V. 51. – P. 322–335.

Yanagisawa K., Rendon-Angeles J.C., Ishizawa N., Oishi S. Topotaxial replacement of chlorapatite by hydroxyapatite during hydrothermal ion exchange // American Mineralogist. – 1999. – V. 84. – P. 1861–1869.

Zhang X., Guo F., Zhang B., Zhao L., Wu Y., Wang G., Alemayehu M. Magmatic evolution and post-crystallization hydrothermal activity in the early Cretaceous Pingtan intrusive complex, SE China: records from apatite geochemistry // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2020. – V. 175, Iss. 35. – P. 1–18.

References:

Andersson S.S., Wagner T., Jonsson E., Fusswinkel T., Whitehouse M.J. Apatite as a tracer of the source, chemistry and evolution of ore-forming fluids: The case of the Olserum-Djupedal REE-phosphate mineralisation, SE Sweden // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2019. V. 255. P. 163–187.

Apukhtina O.B., Kamenetsky V.S., Ehrig K., Kamenetsky M.B., McPhie J., Maas R., Meffre S., Goemann K., Rodemann T., Cook N.J., Ciobanu C.L. Postmagmatic magnetite – apatite assemblage in mafic intrusions: a case study of dolerite at Olympic Dam, South Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. V. 171. No. 2. P. 1–15.

Banfield J.F., Eggleton R.A. Apatite Replacement and Rare Earth Mobilization, Fractionation, and Fixation During Weathering // Clays and Clay Minerals. 1989. V. 37. P. 113–127.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. V. 76. No. 1. P. 45–69.

Betekhtin A.G. Kurs mineralogii [Mineralogy course]. M.: Gosudarstvennoe izdatel'stvo geolochiskoy literatury, 1951. 543 p. (In Russian)

Brassinnes S., Balaganskaya E., Demaiffe D. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline andcarbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite // Lithos. 2005. V. 85, No. 1. P. 76–92.

Broom-Fendley S., Styles M.T., Don Appleton J., Gunn G., Wall F. Evidence for dissolution-reprecipitation of apatite and preferential LREE mobility in carbonatite-derived late-stage hydrothermal processes // American Mineralogist. 2016. V. 101, No. 3. P. 596–611.

Chelle-Michou C., Chiaradia M. Amphibole and apatite insights into the evolution and mass balance of Cl and S in magmas associated with porphyry copper deposits // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2017. V. 172. P. 1–26.

El Agami N.L., El Wahed A.A., Haroun Y.S. Apatite alteration and its relation to REE fractionation and U-mineralization, a case study of Western Desert and Sinai, Egypt // The Fourth International Conference on the geology of Africa. 2005. V. 1. P. 131–153.

Frizzo P., Peruzzo L., Dellantonio E. The copper-wolfram deposit of Bedovina (Trento, Italy) // Geo. Alp. 2010. V. 7. P. 55–70.

Gilinskaya L.G., Shcherbakova M.Ya. Izomorfnye zameshcheniya i strukturnye narusheniya v apatite po dannym elektronnogo paramagnitnogo rezonansa [Isomorphous substitution and structural defects in apatites as found by EPR investigation] // Fizika apatita. Novosibirsk: Nauka, 1975. P. 7–63. (In Russian)

Goryaeva A.M. Atomisticheskoe komp'yuternoe modelirovanie lokal'noy struktury i svoystv smesheniya strontsyi-soderzhashchego ftorapatita [Atomistic computer simulation of the local structure and mixing properties of strontium-containing fluorapatite]. Magister thesis. M.: MSU Press, 2013. 65 p. (In Russian)

Grabezhev A.I., Smirnov V.N., Voronina L.K., Gmyra V.G. Galogeny v apatitakh rudno-magmaticheskikh medno-porfirovykh system Srednego Urala [Halogens in apatites from ore-magmatic copper-porphyry systems of Middle Urals] // Tr. IGG UrO RAN. 2011. Iss. 158. P. 95–99. (In Russian)

Green T.H., Watson E.B. Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to "Orogenic" rock series // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1982. V. 79. P. 96–105.

Harlov D.E. Apatite: A Fingerprint for Metasomatic Processes // Elements. 2015. V. 11, No. 3. P. 171–176.

Harlov D.E., Förster H.-J. Fluid induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment Part II. Fluorapatite // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 1209–1229.

Harlov D.E., Förster H.-J., Nijland T.G. Fluid-induced nucleation of REE-phosphate minerals in apatite: Nature and experiment. Part I. Chlorapatite // American Mineralogist. 2002. V. 87. P. 245–261.

Hughes J.M., Rakovan J. The crystal structure of apatite, $Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$ // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 48, No. 1. P. 1–12.

Ivanov O.K. Formy kristallov apatita v zavisimosti ot usloviy kristallizatsii [Apatite crystal morphology depend of crystallization conditions] // Ural mineralogical School–2012. Yekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., 2012. P. 48–51. (In Russian).

Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. Galogeny v endogennom rudoobrazovanii [Halogens in endogenetic mineralization]. Yekaterinburg: UrO RAN, 2002. 394 p. (In Russian).

Knubovetz R.G. Crystallochemistry and properties of apatite. M.: NIITECIM, 1988. 41 p. (In Russian).

Kogarko L. Chemical Composition and Petrogenetic Implications of Apatite in the Khibiny Apatite-Nepheline Deposits (Kola Peninsula) // Minerals. 2018. V. 8, Iss. 11, No. 532. P. 1–13.

Kusebauch C., John T., Whitehouse M., Klemme S., Putnis A. Distribution of halogens between fluid and apatite during fluid-mediated replacement processes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. V. 170. P. 225–246.

Ladenburger S., Marks M.A., Upton B., Hill P., Wenzel T., Mark G. Compositional variation of apatite from rift-related alkaline igneous rocks of the Gardar Province, South Greenland // American Mineralogist. 2016. V. 101, No. 3. P. 612–626.

McCubbin F.M., Vander Kaaden K.E., Tartese R., Boyce J.W., Mikhail S., Whitson E.S., Bell A.S., Anand M., Franchi I.A., Wang J., Hauri E.H. Experimental investigation of F, Cl, and OH partitioning between apatite and Fe-rich basaltic melt at 1.0–1.2 GPa and 950–1000°C // American Mineralogist. 2015 V. 199. P. 1790–1802.

Nabatian G., Ghaderi M., Corfu F., Neubauer F., Bernroider M., Prokofiev V., Honarmand M. Geology, alteration, age, and origin of iron oxide–apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran // Mineralium Deposita. 2014. V. 49. P. 217–234.

Palma G., Barra F., Reich M., Valencia V., Simon A.C., Vervoort J., Leisen M., Romero R. Halogens, trace element concentrations, and Sr-Nd isotopes in apatite from iron oxide-apatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: Evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2019. V. 246. P. 515–540.

Pan Y., Fleet M.E. Compositions of the Apatite-Group Minerals: Substitution Mechanisms and Controlling Factors // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 48, No. 1. P. 13–49.

Parat F., Holtz F. Sulfur partition coefficient between apatite and rhyolite: The role of bulk S content // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150, No. 6. P. 643–651.

Popov V.A. Ob apatite shchelochnykh porod vishnyovogorskogo kompleksa, Yuzhnyi Ural [Apatite of alkaline rocks of the Vishnevogorsky complex, South Urals] // Mineralogiya. 2019. No. 3. P. 11–15. (In Russian with English Abstract).

Rakhimov I.R. Geologiya, petrologiya i rudonosnost' pozdnedevonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala [Geology, petrology and mineralization of Late Devonian-Carboniferous magmatism of Western Magnitogorsk Zone in the Southern Urals]: Cand. geol. and min. sci. dis. Ufa: IG UNC RAN, 2017. 181 p. (In Russian).

Rakhimov I.R. Postostrovoduzhnyi intruzivnyi magmatizm Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala [Post-island-arc intrusive magmatism of the Western Magnitogorsk Zone: Southern Urals] // Vestnik of Perm University. Geologiya. 2019. T. 18, No. 1. P. 17–27. (In Russian with English Abstract).

Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V. Sul'fidno-platinometal'nye assotsiatsii metasomatizirovannykh rudonosnykh porod khudolazovskogo differentsirovannogo kompleksa, [Sulfide-platinum metal associations of metasomatized ore-bearing rocks of Khudolaz differentiated complex, South Urals] // New in ore-forming processes cognition: Ninth Russian youth scientific and practical School with international participation. Moscow: IGEM RAS, 2019. P. 319–323. (In Russian).

Rakhimov I.R., Kholodnov V.V. Aktsessornyi apatit iz metasomatizirovannykh porod rudonosnykh i bezrudnykh massivov khudolazovskogo kompleksa: osobennosti morfologii i khimicheskogo sostava [Accessory apatite from metasomatized rocks of ore-bearingand weak ore massifs of Khudolaz complex: features of morphology and chemical composition] // Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnykh resursov AN RB. 2019. No. 26. P. 29–36. (In Russian with English Abstract).

Rakhimov I.R., Kholodnov V.V., Salikhov D.N. Aktsessornye apatity iz gabbroidov pozdnego devona–rannego karbona Zapadno-Magnitogorskoy zony: osobennosti morfologii i chimicheskogo sostava, indikatornaya metallogenicheskaya rol' [Accessory apatites from the gabbroids of Late Devonian–Early Carboniferous gabbroids of the Western Magnitogorsk zone: peculiarities of the morphology and chemical composition, indicative metallogenic role] // Geologicheskii Vestnik. 2018. No. 3. P. 109–123. (In Russian with English Abstract).

Sadove G., Konecke B.A., Fiege A., Simon A.C. Structurally bound S^{2-}, S^{1-}, S^{4+}, S^{6+} in terrestrial apatite: The redox evolution of hydrothermal fluids at the Phillips mine, New York, USA // Ore Geology Reviews. 2019. V. 107. P. 1084–1096.

Santos J.J., Conceicao H., Leandro M., Silva Rosa M.L. Formation of monazite-(Ce, La) by fluid-apatite interaction: the Floresta Azul Alkaline Complex, Bahia, Brazil // Brazilian Journal of Geology. 2018. V. 48, No. 4. P. 721–733.

Sazonov A.M. Petrografiya i petrologiya metamorficheskikh i metasomaticheskikh porod [Petrography and petrology of metamorphic and metasomatic rocks]. Krasnoyarsk: SFU Press, 2007. 324 p. (In Russian).

Tacker C.R. A thermodynamic model for apatite solid solutions, applicable to high-temperature geologic problems // American Mineralogist. 1989. V. 74. P. 877–888.

Valsami-Jones E., Ragnarsdottir K.V., Putnis A., Bosbach D., Kemp A.J., Cressey G. The dissolution of apatite in the presence of aqueous metal cations at pH 2–7 // Chemical Geology. 1998. V. 151. P. 215–233.

Watson B. Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar // Earth and Planetary Let. 1980. V. 51. P. 322–335.

Yanagisawa K., Rendon-Angeles J.C., Ishizawa N., Oishi S. Topotaxial replacement of chlorapatite by hydroxyapatite during hydrothermal ion exchange // American Mineralogist. 1999. V. 84. P. 1861–1869.

Zhang X., Guo F., Zhang B., Zhao L., Wu Y., Wang G., Alemayehu M. Magmatic evolution and post-crystallization hydrothermal activity in the early Cretaceous Pingtan intrusive complex, SE China: records from apatite geochemistry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2020. V. 175, Iss. 35. P. 1–18.

Сведения об авторе:

Рахимов Ильдар Рашитович, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: rigel92@mail.ru

About the author:

Rakhimov Ildar Rashitovich, Candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: rigel92@mail ru

УДК 550.4 DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-7

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСЕЙСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ)

© 2019 г. В.И. Сначёв, А.В. Сначёв

Реферат. В статье приводится описание геологического строения Осейского гранитоидного массива, расположенного в северной части Восточно-Уральского прогиба. В его строении принимают участие как магматические породы, представленные плагиогранитами и гранодиоритами, так и метасоматические и реоморфические разновидности, варьирующие по составу от плагиогранитов до тоналитов и диоритов. Вмещающими породами с востока являются интенсивно амфиболизированные эффузивы саргазинской толщи ($O_{1-2}sr$), которые в зоне контакта плагиогранитизированы и превращены в амфиболиты и амфибол-кварц-полевошпатовые, биотит-кварц-полевошпатовые сланцы; с запада — плагиограниты и гранодиориты Пластовского массива.

Породы рассматриваемой интрузии состоят из голубого кварца (30–40%), плагиоклаза (около 55–60%) с редким шахматным альбитом, мусковита, серицита. В переходных разностях присутствует эпидот, биотит, роговая обманка, актинолит. По химическим анализам они отличаются от других гранитоидов высоким содержанием кремнезема (74.7–78.7%), низким содержанием калия (до 1.3%) и суммы щелочей (до 5.2%).

По химическому составу рассматриваемые гранитоиды соответствуют нормальнощелочным гранодиоритам и плагиогранитам с преимущественно натриевым типом щелочности. По содержанию Rb и Sr породы Осейского массива являются производными орогенной андезитовой магмы, четко укладываются в поле гранит-мигматитовой формации и попадают в область, расположенную рядом с полем континентальных трондьемитов, кварцевых диоритов, а также континентальных гранофиров и риолитов Исландии. Содержания и распределение РЗЭ в гранитоидах соответствуют трондьемитам континентальных окраин.

Установлено, что кристаллизация гранитоидов Осейского массива происходила при температуре 760–790°С. Наличие расплавных включений в кварце свидетельствует об их первично-магматической природе. Давление воды в расплаве составляло 3480–3630 бар, что соответствует глубинам 12.0–12.5 км (абиссальная зона). Высокое содержание воды (5.7–6.8 мас.%), хлора (0.23–0.30 мас.%) и солей (6.6–7.3 мас.%) в расплавных включениях в кварце гранитоидов, обеспечивающих экстракцию и перенос многих металлов, позволяют отнести их к рудоносным гранитам завершающих плутонических серий.

Ключевые слова: Осейский массив, плагиограниты, тоналиты, расплавные включения, петрогеохимия, давление, температура

GEOLOGY, PETROGEOCHEMISTRY AND PHYSICOCHEMICAL CONDITIONS FOR THE FORMATION OF THE OSEISK MASSIVE (EASTERN URAL TROUGH)

© 2019 V.I. Snachev, A.V. Snachev

Abstract. The article describes the geological structure of the Oseisk granitoid massif located in the northern part of the East Ural trough. Its structure involves both igneous rocks represented by plagiogranites and granodiorites, as well as metasomatic and rheomorphic varieties varying in composition from

Для цитирования: *Сначёв В.И., Сначёв А.В.* Геология, петрогеохимия и физико-химические условия образования Осейского массива (Восточно-Уральский прогиб) // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 85–93. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-7.

For citation: *Snachev V.I., Snachev A.V.* Geology, petrogeochemistry and physicochemical conditions for the formation of the Oseysk massive (Eastern Ural trough) // Geologicheskii vestnik. 2020. No. 2. P. 85–93. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-7.

plagiogranites to tonalites and diorites. The host rocks from the east are intensely amphibolized Sargaza strata effusive rocks ($O_{1-2}sr$), which are plagiogranitized in the contact zone and turned into amphibolites and amphibole-quartz-feldspar, biotite-quartz-feldspar schists; from the west — plagiogranites and granodiorites of the Plastovsk massif.

The rocks of the considered intrusion consist of blue quartz (30–40%), plagioclase (about 55–60%) with rare checkerboard albite, muscovite, and sericite. In the transitional types there is an epidote, biotite, hornblende, and actinolite. According to chemical analyzes, they differ from other granitoids in high acidity (74.7–78.7%), low potassium content (up to 1.3%) and the amount of alkalis (up to 5.2%).

In terms of chemical composition, the granitoids under consideration correspond to normal alkaline granodiorites and plagiogranites with a predominantly sodium type of alkalinity. According to the Rb and Sr content, the rocks of the Oseisk massif are derivatives of orogenic andesite magma, clearly fit into the field of granite-migmatite formation and fall into the area near the field of continental trondhjemites, quartz diorites, as well as continental granophyres and rhyolites of Iceland. The contents and distribution of REE in granitoids correspond to trondhjemites of continental margins.

It was established that the crystallization of the granitoids of the Oseisk massif occurred at a temperature of 760–790 °C. The presence of melt inclusions in quartz indicates their primary magmatic nature. The water pressure in the melt was 3480–3630 bar, which corresponds to depths of 12.0–12.5 km (abyssal zone). The high content of water (5.7–6.8 wt. %), chlorine (0.23–0.30 wt. %) and salts (6.6–7.3 wt. %) in the melt inclusions of granitoids in quartz, which ensure the extraction and transfer of many metals, allow us to classify them as ore bearing granites of the final plutonic series.

Key words: Oseisk massif, plagiogranites, tonalites, melt inclusions, petrogeochemistry, pressure, temperature

Геологическое строение массива. Осейский массив расположен в северной части Восточно-Уральского прогиба, в восточном экзоконтакте Пластовской интрузии (рис. 1). В плане он имеет узко-линейную форму, вытянут в северо-восточном направлении на 20–21 км при ширине от 10 м до 1.5–2.0 км. Согласно геологосъемочным работам, проведенным в 2008–2012 гг. сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъемка» (лист N-41-XIII, Пласт, М 1:200 000) совместно с авторами данной статьи, западный контакт массива срезан гранитоидами пластовского комплекса [Сначёв и др., 1989]. Вмещающими породами с востока являются интенсивно амфиболизированные эффузивы саргазинской толщи ($O_{1-2}sr$), которые в зоне контакта плагиогранитизированы и превращены в амфиболиты и амфибол-кварц-полевошпатовые, биотит-кварц-полевошпатовые сланцы [Савельев и др., 2006]. Контакт интрузии здесь согласный со сланцеватостью аповулканитов, нередко послойно-инъекционный и условно проведен по преобладающему развитию пород кварц-полевошпатового состава. Падение его на восток и юго-восток под углом 60–75°.

Массив не однороден по своему составу. В западной части он сложен лейкократовыми гнейсовидными породами кварц-полевошпатового состава, среди которых наблюдаются выплавки нормальных мелкозернистых плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. Гнейсо-плагиограниты представляют собой белого, зеленоватого цвета породы с мелкозернистой структурой и гнейсовидной текстурой, обусловленной ориентированным расположением линзовидных скоплений зерен кварца. Под микроскопом устанавливаются бласто-гранитные и гранобластовые структуры. В восточной части облик гранитоидов меняется от лейкократового до меланократового за счет присутствия в составе значительного количества эпидота, биотита, реликтового амфибола. Среди преобладающих пород здесь присутствует большое количество согласно располагающихся «останцов» и ксенолитов аповулканитов саргазинской толщи и кристаллических сланцев еремкинской толщи, содержащих прослои углеродистых образований потенциально перспективных на золото [Сначёв и др., 2007; Рыкус и др., 2009], а во вмещающих эффузивах — частые послойные инъекции кварц-полевошпатового (плагиогранитного) материала. Все это дает основание предполагать единый источник и единовременность формирования осейских гнейсо-плагиогранитов в процессе мощного фронта плагиогранитизации, предшествующей формированию гранитоидных массивов пластовского комплекса (D_3–C_1).

В Осейском массиве преобладают плагиогранитоиды [Сначёв и др., 1989]. В его строении принимают участие как магматические породы, представленные плагиогранитами и гранодиоритами, так и метасоматические и реоморфические разновидности, варьирующие по составу от плагиогранитов до тоналитов и диоритов. По количественным соотношениям образований этих фациальных групп в массиве выделяются мигматитовые,

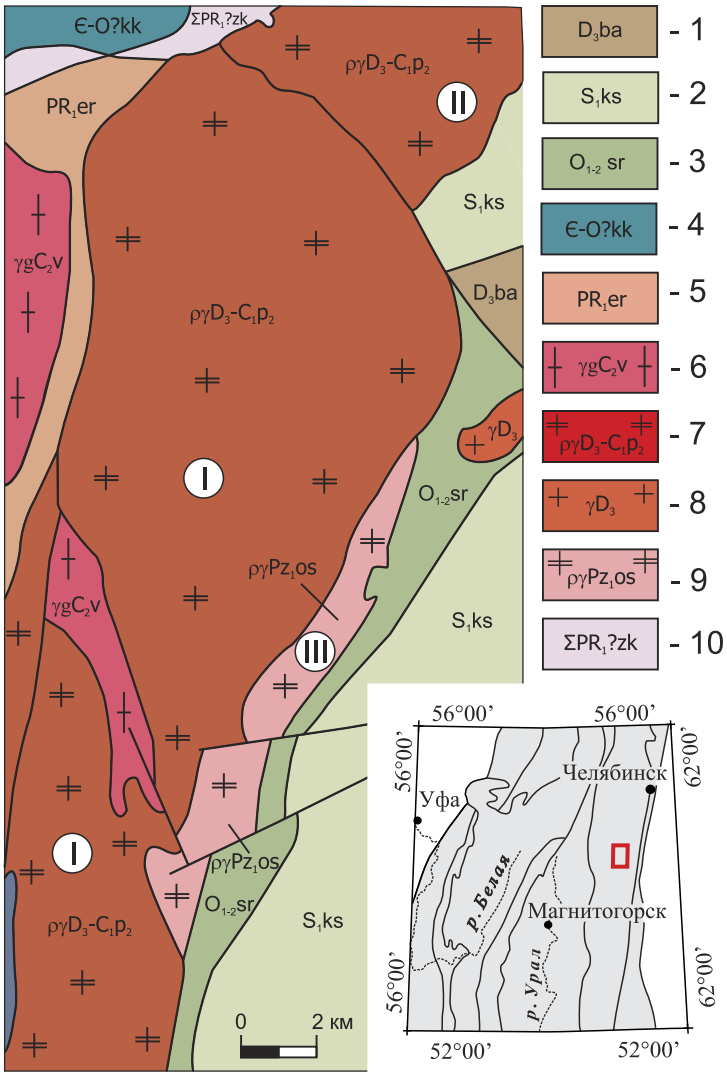


Рис. 1. Геологическая карта северной части Восточно-Уральского прогиба

Условные обозначения: 1 — базальт-андезитовая толща: трахибазальты, базальты, андезибазальты; 2 — кособродская толща: туфы андезибазальтов, андезитов, дацитов и риодацитов; 3 — саргазинская толща: базальты, андезибазальты, их туфы; 4 — кукушкинская толща: аркозовые метапесчаники, метаконгломераты, метаалевролиты; 5 — еремкинская толща: амфиболовые плагиосланцы и амфиболиты с прослоями графитистых кварцитов и мраморов; 6 — варшавский комплекс: граниты, монцолейкограниты; 7 — пластовский комплекс: вторая фаза — плагиограниты мезо- и лейкократовые, нередко гнейсовидные; 8 — малокалиевые граниты; 9 — осейский комплекс: биотит-полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые гнейсы, плагиограниты, гранодиориты; 10 — западно-кочкарский комплекс метаморфизованных ультрамафитов и габбро. Римскими цифрами в кружках показаны массивы: I — Пластовский, II — Коелгинский, III — Осейский.

Fig. 1. Geological map of the northern part of the East Ural trough

Legend: 1 — Basalt-andesite unit: trachybasalts, basalts, andesibasalts; 2 — Kosobrodsk unit: tuffs of andesite basalts, andesites, dacites and rhyodacites; 3 — Sargaza unit: basalts, andesibasalts, their tuffs; 4 — Kukushkinski unit: arkose metasandstones, metaconglomerates, metasiltstones; 5 — Yeremkino unit: amphibole plagioslates and amphibolites with interlayers of graphite quartzites and marbles; 6 — Warsaw complex: granites, monzoleucogranites; 7 — Plast complex: the second phase — plagiogranites are meso- and leucocratic, often gneiss-shaped; 8 — low potassium granites; 9 — Oseisk complex: biotite-feldspar, amphibole-feldspar gneisses, plagiogranites, granodiorites; 10 — West Kochkarsk complex of metamorphosed ultramafic and gabbro. Roman numerals in circles show massifs: I — Plast, II — Koelga, III — Oseisk.

гибридно-реоморфические и собственно магматические фациальные зоны.

Морфология Осейского массива и широкое развитие в нем гнейсовидных пород определяется становлением его в обстановке поперечного сжатия и продольного изгиба, сопряженными разломами кристаллического основания, имеющими северо-западное и северо-восточное простирание. Многократное подновление разломов определяет широкое развитие явлений катаклаза, перекристаллизации, низкотемпературных преобразований — соссюритизации и серицитизации плагиоклаза, развитии шахматного альбита по калишпату, хлоритизации биотита и амфибола, местами — аргиллизации.

В мигматитовой зоне преобладают плагиогранито-гнейсы, чередующиеся с горизонтами гнейсов и кристаллических сланцев. В реоморфической зоне плагиогранито-гнейсы и реститы присутствуют в виде реликтов в полосчатых и гомогенных плагиогранитах. Сланцы меланосомы мигматитовых зон характеризуются линзовидно-полосчатой текстурой, гломеробластовой, лепидогранобластовой, немато-гранобластовой структурой. В них различаются мелкозернистая основная масса и более крупнозернистые линзовидные обособления амфибола, биотита и полевых шпатов размером до 5–6 мм.

Плагиогранитизированные разновидности сланцев, приближающиеся по составу к тоналитам и плагиогранитам, имеют в целом более крупнозернистое строение и в связи с этим обычно называются тоналито-гнейсами и плагиогранито-гнейсами. Они обладают гнейсовидной, линзовидно-полосчатой текстурой и неравномернозернистой гранобластовой, порфиробластовой и аллотриоморфнозернистой структурами. Участки с гранобластовой

структурой сложены соизмеримыми по величине мелкими изометричными зернами кварца и плагиоклаза, чередующимися с субпараллельно ориентированными листочками биотита и включающими его. Эти участки представляют собой реликты сланцевого субстрата, претерпевшего перекристаллизацию с укрупнением зерен. Аллотриоморфнозернистая структура проявляется в виде пятен, линз, полос. Эти участки характеризуются более крупнозернистым строением (от 0.5 до 2.0 мм), неправильной формой зерен кварца и плагиоклаза, нередко с сильно изрезанными краями, незначительным количеством резорбированных листочков биотита. Увеличение количества таких пятен приводит к постепенным переходам от гнейсовидных гранитоидов к массивным. Зерна кварца и плагиоклаза нередко образуют гломеробластовые скопления. С увеличением в плагиогранито-гнейсах доли участков с аллотриоморфнозернистой структурой, последняя приобретает элементы идиобластовой и гипидиоморфнозернистой. В целом тоналито-гнейсы и плагиогранито-гнейсы обладают отчетливыми структурными признаками метасоматического происхождения.

При прогрессивной плагиогранитизации меланократовых сланцев происходила перекристаллизация их с укрупнением зерен, резорбция темноцветных минералов, в первую очередь роговой обманки и эпидота, с уменьшением их количеств и компенсированным увеличением доли кварца и плагиоклаза. Селективное плавление наиболее лейкократовых участков и последующая кристаллизация расплава также приводила к появлению в этих гранитизированных породах пятен с аллотриоморфнозернистой структурой и элементами гипидиоморфнозернистой структуры.

В Осейском массиве преобладающей по площади является реоморфическая зона. Породы этой зоны представлены в основном слабо гнейсовидными такситовыми, часто полосчатыми среднезернистыми тоналитами и плагиогранитами, обладающими гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структурой. Нередко в результате широко проявленных процессов постмагматических метаморфических преобразований эти первичные структуры преобразуются в бластогранитную и гранобластовую.

По геологическим данным нижняя возрастная граница пород Осейского массива определяется инъекционно-метасоматическими взаимоотношениями с саргазинской толщей, верхняя — интрузивными взаимоотношениями с гранитоидами пластовского комплекса. Массив испытал значительные деформации, что привело к образованию вторичных сланцеватых текстур, которые практически отсутствуют в девонско-нижнекаменноугольных гранитоидах. На основании геологических данных возраст пород считается нижнепалеозойским.

Петрографические и петрогеохимические особенности пород. Породы рассматриваемой интрузии состоят из голубого кварца (30–40%), плагиоклаза (около 55–60%) с редким шахматным альбитом, мусковита, серицита. В переходных разностях присутствует эпидот, биотит, роговая обманка, актинолит. По химическим анализам (табл. 1) они отличаются от других гранитоидов высокими содержаниями кремнезема (74.7–78.7%), низкими — калия (до 1.3%) и суммы щелочей (до 5.2%).

Осейские гейсо-плагиограниты характеризуются близкими к кларкам содержаниями меди, цинка, циркония, галлия, молибдена, свинца и пониженными по отношению к кларкам содержаниями никеля, хрома, кобальта, ванадия, титана, марганца, бериллия. Отмечается максимальная дифференцированность в распределении меди.

По содержанию Rb (150–200 г/т) и Sr (175–400 г/т) (табл. 2) породы Осейского массива являются производными орогенной андезитовой магмы

Таблица 1

Химический состав гранитоидов Осейского массива

Table 1

The chemical composition of the granitoids of the Oseisk massif

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	ппп	Сумма
У-4506	77.34	0.13	11.54	1.12	0.92	0.03	0.59	2.14	5.00	0.25	1.26	100.12
У-8189	77.36	0.22	12.19	0.78	1.10	0.03	0.30	2.44	4.67	0.06	1.00	99.95
У-8854	76.35	0.22	11.71	1.62	0.92	0.04	0.31	2.23	4.36	0.64	1.06	99.26
У-8856	78.74	0.15	10.80	0.90	1.28	0.03	0.31	2.64	3.83	0.73	0.50	99.71
У-8860	74.73	0.27	12.27	1.82	1.63	0.04	0.48	3.34	4.09	0.19	0.56	99.22
У-1094	77.35	0.16	11.61	1.67	0.50	0.01	0.57	2.62	3.50	1.33	1.04	100.16

[Ферштатер и др., 1994], четко укладываются в поле гранит-мигматитовой формации и существенно отличаются от гранитоидов габбро-гранитной и тоналит-гранодиоритовой формаций [Сначёв и др., 2009] (рис. 2). На вариационной диаграмме Rb-Sr [Колман, Донато, 1983] плагиограниты попадают в область, расположенную рядом с полями континентальных трондьемитов, кварцевых диоритов и континентальных гранофиров и риолитов Исландии (рис. 3).

Таблица 2

Содержания Rb и Sr (г/т) в гранитоидах Осейского массива

Table 2

The contents of Rb and Sr (g/t) in the granitoids of the Oseisk massif

№№ анализа	Элемент		№№ анализа	Элемент	
	Rb	Sr		Rb	Sr
1	196	174	11	180	230
2	182	176	12	186	237
3	168	181	13	164	250
4	175	184	14	163	265
5	170	194	15	157	244
6	165	196	16	153	260
7	160	200	17	170	271
8	154	209	18	170	288
9	151	213	19	181	380
10	171	230	20	166	403

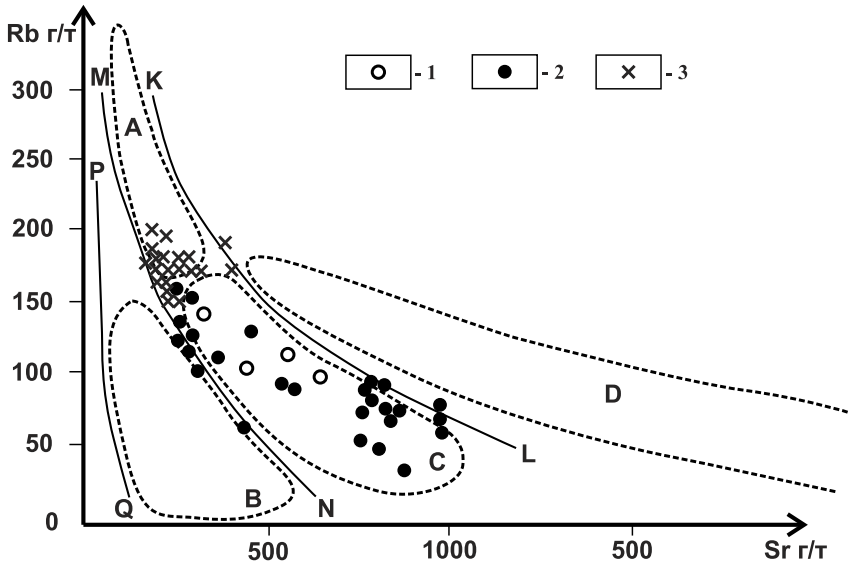


Рис. 2. Диаграмма Rb-Sr для гранитоидов Осейского, Коелгинского, Пластовского массивов и других интрузивных серий Южного Урала [Ферштатер, 1987]

Условные обозначения: 1 — гранодиориты Коелгинского массива; 2 — плагиограниты Пластовского массива; 3 — гнейсо-плагиограниты Осейского массива. Поля пород — производные различных исходных магм: левее линии PQ — толеитовой океанической; NQPM — толеитовой континентальной островодужной; LNMK — орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; выше линии LK — латитовой, щелочно-базальтовой. Области распространения южноуральских гранитоидных формаций: A — гранит-мигматитовой, B — габбро-гранитной, C — тоналит-гранодиоритовой, D — монцонит-гранитной.

Fig. 2. Rb-Sr diagram for granitoids of the Oseisk, Koelga, Plast massifs and other intrusive series of the Southern Urals [Ferstater, 1987]

Legend: 1 — granodiorites of the Koelga massif; 2 — plagiogranites of the Plast massif; 3 — gneiss-plagiogranites of the Oseisk massif. Fields of rocks — derivatives of various source magmas: PQ — tholeiitic oceanic; NQPM — tholeitic continental island-arc; LNMK — orogenic andesite, tholeiitic, tholeiitic increased alkalinity, latitic; above the LK line — latite, alkaline-basalt. Distribution areas of the South Ural granitoid formations: A — granite-migmatite, B — gabbro-granite, C — tonalite-granodiorite, D — monzonite-granite.

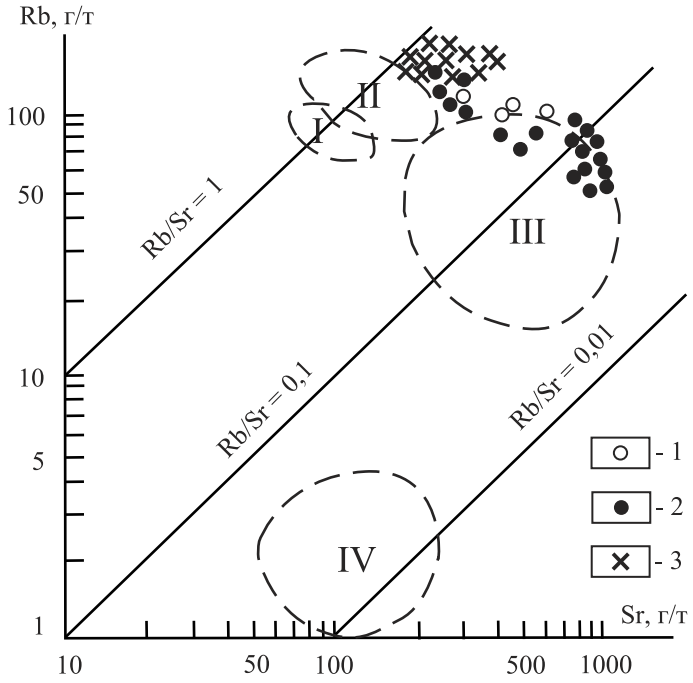


Рис. 3. Вариационная диаграмма Rb-Sr [Колман, Донато, 1983]

Условные обозначения: 1 — гранодиориты Коелгинского массива; 2 — плагиограниты Пластовского массива; 3 — гнейсо-плагиограниты Осейского массива. *Поля:* I — гранофиры Красного моря, II — континентальные гранофиры и риолиты Исландии, III — континентальные трондьемиты и кварцевые диориты, IV — океанические плагиограниты.

Fig. 3. The variation diagram of Rb-Sr [Colman, Donato, 1983]

Legend: 1 — granodiorites of the Koelga massif; 2 — plagiogranites of the Plast massif; 3 — gneiss-plagiogranites of the Oseisk massif. *Fields:* I — granophyres of the Red Sea, II — continental granophyres and rhyolites of Iceland, III — continental trondhjemites and quartz diorites, IV — oceanic plagiogranites.

Графики нормированного распределения РЗЭ (рис. 4) в рассматриваемых породах характеризуются линейным типом с постепенным снижением содержаний от La (K_N — 20–45) к Lu (K_N — 1–2) и отсутствием Eu-аномалии. Подобный тип распределения редких земель имеют трондьемиты континентальных окраин.

Методика исследования. Для изучения физико-химических условий становления плагиогранитов Осейского массива нами в ИГЕМ РАН (г. Москва, аналитик В.Ю. Прокофьев) выполнены исследования расплавных включений в кварце. В нем были обнаружены мелкие (3–13 мкм) включения силикатного расплава, содержащие анизотропные кристаллы силикатов (кварц, полевые шпаты), газовые пузырьки (2.3–5.4 об.%) и водный раствор в интерстициях. Подобная работа ранее проведена для гранитов Кочкарской площади, расположенной западнее [Сначёв и др., 1989], и крупного Ахуновского массива [Демин, Сначёв, 1981].

Гомогенизация расплавных включений осуществлялась методом закалки в муфеле конструкции В.Б. Наумова [1969] с точностью определения температуры ±10°С [Коваль, Прокофьев, 1998]. Метод предполагает долгие (1–3 часа) выдержки препаратов с включениями при стабильной температуре, закалку включений на воздухе и наблюдение при комнатной температуре фазовых превращений внутри включения при ступенчатом нагреве. Величина «ступеньки» (т.е. увеличения температуры между опытами) при приближении к фазовым переходам уменьшалась, что позволило с достаточной степенью точности определить не только температуру гомогенизации, но и начало плавления силикатных фаз. Микротермометрические исследования водного флюида проводились на микротермокамере THMSG-600 фирмы «Linkam». Флюидное давление и концентрация воды в расплаве оценивалась по методике В.Б. Наумова [1979]. Для каждой пробы исследовались три группы включений с одинаковыми фазовыми соотношениями с целью получения представительной информации.

Силикатный анализ гранитоидов выполнен по стандартной методике в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина), нейтронно-активационный на малые элемен-

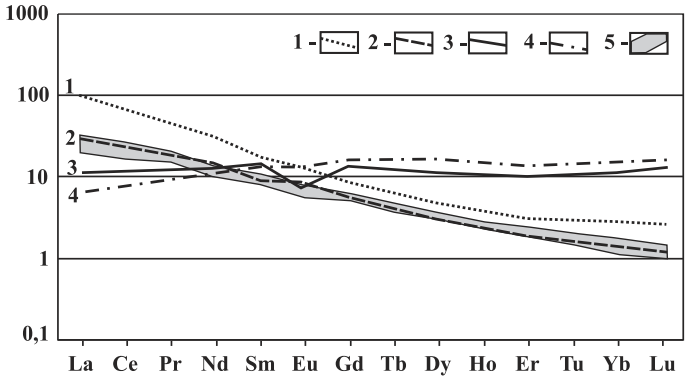


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов, нормализованное к хондриту, в трондьемитах различных геодинамических обстановок [Арт, 1983]

Условные обозначения: 1 — внутренние части континентов; 2 — континентальные окраины; 3 — островные дуги; 4 — офиолиты; 5 — гранитоиды Осейского массива.

Fig. 4. The distribution of rare earths normalized to chondrites in trondhjemites of various geodynamic settings [Art, 1983]

Legend: 1 — inner parts of the continents; 2 — continental margins; 3 — island arcs; 4 — ophiolites; 5 — granitoids of the Oseisk massif.

ты — в АСИЦ ВИМС (г. Москва, аналитик Д.Ю. Сапожников).

Обсуждение результатов исследований. Для реконструкции условий формирования гранитоидов использовались три основных параметра: температура гомогенизации включений, давление и концентрация воды в расплаве. Температура кристаллизации кварца определялась по моменту гомогенизации расплавных включений, а давление — по давлению воды в системе «расплав – включение». Кроме того, важную информацию несут дополнительные параметры — концентрация солей и хлора во флюиде, объем и плотность флюида и др.

Результаты термометрических исследований приведены в табл. 3. Начало плавления силикатных фаз фиксируется при температурах 650–660 °С, а полная гомогенизация наиболее мелких включений — 760–790 °С. Гомогенизация флюида с переходом в жидкость происходила при 291–350 °С. Плавление льда наступало при температурах –4.6…–4.1 °С, что соответствует концентрации 6.6–7.3 мас. % раствора NaCl [Bodnar, Vityk, 1994]. Большинство расплавных включений вскрывалось при нагреве, что свидетельствует о высоком внутривакуольном давлении летучих компонентов. Давление воды, рассчитанное для температур начала плавления, составляет 3480–3630 бар, что соответствует глубинам 12.0–12.5 км (абиссальная зона). Концентрация воды в расплаве оценивается в 5.7–6.8 мас. %, а хлора, рассчитанная в предположении, что солевые компоненты флюида представлены только хлоридом натрия, составляет 0.23–0.30 мас. %. Наличие расплавных включений свидетельствует о первично-магматической природе плагиогранитов рассматриваемой интрузии.

Заключение. Весьма важные характеристики расплава — флюидонасыщенность и состав флюида, особенно содержания в нём хлора и солей, обеспечивающих экстракцию и перенос многих металлов [Коваль, Прокофьев, 1998]. В цитируемой работе на большом фактическом материале по Монголо-Охотской зоне определено, что в рудоносных гранитоидах, в частности редкометальных, довольно высоки концентрации хлора, воды и растворённых в ней солей. По последнему параметру (6.6–7.3 мас. %) гранитоиды Осейского массива очень близки к рудоносным гранитам, завершающим плутонические серии, широко развитым в пределах указанной выше территории.

Таким образом, учитывая приведенный выше аналитический материал по петрогеохимии и физико-химическим условиям кристаллизации гранитоидов Осейской интрузии, можно сделать ряд следующих выводов:

Таблица 3

Результаты исследования расплавных включений в кварце гранитоидов Осейского массива

Table 3

The results of the study of melt inclusions in quartz of granitoids of the Oseisk massif

Параметры	Пл 3017		
	1	2	3
n	2	3	2
T гомогенизации флюида, °С	350 Ж	298 Ж	291 Ж
T плавления льда, °С	–4.1	–4.4	–4.6
С солей, мас. % экв. NaCl	6.6	7.0	7.3
V флюида, об. %	17.4	18.9	19.6
dP/dT, бар/°С	9.8	9.9	10.1
P, бар	3480	3490	3630
d флюида, г/см^3	0.78	0.79	0.81
С (H_2O), мас. %	5.7	6.4	6.8
С(Cl), мас. %	0.23	0.27	0.30
T начала плавления, °С	660	650	650
T гомогенизации расплава, °С	790	770	760

Примечания: n — количество изученных включений в каждой из трех групп с одинаковыми фазовыми соотношениями. Исследования расплавных включений проведены В.Ю. Прокофьевым (ИГЕМ, г. Москва). Методика в кратком виде описана в тексте статьи, а подробно — в работе В.Б. Наумова [1979].

Note: n is the number of inclusions studied in each of the three groups with the same phase relationships. Studies of melt inclusions conducted by V.Yu. Prokofiev (IGEM, Moscow). The methodology is briefly described in the text of the article, and in detail — in the work of V.B. Naumov [1979].

1. В Осейском массиве преобладают плагиогранитоиды. В его строении принимают участие как магматические породы, представленные плагиогранитами и гранодиоритами, так и метасоматические и реоморфические разновидности, варьирующие по составу от плагиогранитов до тоналитов и диоритов.

2. По химическому составу рассматриваемые гранитоиды соответствуют нормальнощелочным гранодиоритам и плагиогранитам с преимущественно натриевым типом щелочности.

3. По содержанию Rb и Sr породы Осейского массива являются производными орогенной андезитовой магмы, четко укладываются в поле гранит-мигматитовой формации и попадают в область, расположенную рядом с полем континентальных трондьемитов, кварцевых диоритов, а также континентальных гранофиров и риолитов Исландии.

4. Содержания и распределение РЗЭ в гранитоидах соответствуют трондьемитам континентальных окраин.

5. Кристаллизация гранитоидов Осейского массива происходила при температуре 760–790°С. Наличие расплавных включений в кварце свидетельствует об их первично-магматической природе. Давление воды в расплаве составляло 3480–3630 бар, что соответствует глубинам 12.0–12.5 км (абиссальная зона). Высокое содержание воды (5.7–6.8 мас.%), хлора (0.23–0.30 мас.%) и солей (6.6–7.3 мас.%) в расплавных включениях в кварце гранитоидов, обеспечивающих экстракцию и перенос многих металлов, позволяют отнести их к рудоносным гранитам завершающих плутонических серий.

Работа выполнена в рамках Государственного задания, тема № 0246-2019-0078.

Список литературы:

Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / *Под ред. Ф. Баркера*. – М.: Мир, 1983. – С. 99–105.

Демин Ю.И., Сначёв В.И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения // Докл. АН СССР. – 1981. – Т. 261, № 1. – С. 152–156.

Коваль П.В., Прокофьев В.Ю. Т-Р условия кристаллизации гранитоидов Монголо-Охотской зоны по данным исследования расплавных и флюидных включений // Петрология. – 1998. – Т. 6, № 5. – С. 497–511.

Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – С. 118–130.

Наумов В.Б. Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров // Геохимия. – 1969. – № 4. – С. 494–498.

Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах // Геохимия. – 1979. – № 7. – С. 997–1007.

Рыкус М.В., Сначёв В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначёв А.В. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. – 2009. – Т. 7, № 2. – С. 17–27.

Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. – С. 86–104.

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Докл. РАН. – 2009. – Т. 429, № 1. – С. 79–81.

Сначёв В.И., Демин Ю.И., Романовская М.А., Щулькин В.Е. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. – 120 с.

Сначёв В.И., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Мосейчук В.М., Сначёв А.В., Шиянова А.А., Рыкус М.В. Рудоносность углеродистых отложений северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. – С. 227–232.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. – 232 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С., Осипова Т.А., Смирнов В.Н., Левин В.Я. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. – Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1994. – 250 с.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of Microthermometric Data for H_2O–NaCl Fluid Inclusions // Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications / *B. De Vivo, M.L. Frezzotti* (*eds.*). – Published by Virginia Tech, Blacksburg, VA, 1994. – P. 117–130.

References:

Art J.G. Nekotoryye elementy-primesi v trond'yemitakh — ikh znacheniye dlya vyyasneniya genezisa magmy i paleotektonicheskikh usloviy [Some impurity elements in trondjemite — their importance for elucidating the genesis of magma and paleotectonic conditions] // Trond'emity, dacity i svyazannye s nimi porody [Trondjemites, dacites and related rocks] / *F. Barker* (*ed.*). M.: Mir, 1983. P. 99–105. (In Russian).

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of Microthermometric Data for H2O–NaCl Fluid Inclusions // Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications / *B. De Vivo, M.L. Frezzotti* (*eds.*). – Published by Virginia Tech, Blacksburg, VA, 1994. – P. 117–130.

Coleman R.G., Donato M.M. Yeshche raz ob okeanicheskikh plagiogranitakh [Once again about oceanic plagiogranites] // Trond'emity, dacity i svyazannye s nimi porody [Trondjemity, dacites and related rocks]. M.: Mir, 1983. P. 118–130. (In Russian).

Demin Yu.I., Snachev V.I. Teplovye polya Ahunovskogo granitnogo massiva i zakonomernosti razmeshcheniya v nih orudeneniya [Thermal fields of the Akhunovo massif and the regularities of mineralization distribution in them] // Doklady AN SSSR. 1981. V. 261, No. 1. P. 152–156.

Fershtater G.B. Petrologiya glavnykh intruzivnykh assotsiatsiy [Petrology of the main intrusive associations]. M.: Nauka, 1987. 232 p. (In Russian).

Fershtater G.B., Borodina N.S., Rapoport M.S., Osipova T.A., Smirnov V.N., Levin V.Ya. Orogennyi granitoidnyi magmatizm Urala [Ural orogenic granitoid magmatism]. Sverdlovsk: IGG UrO RAN, 1994. 250 p. (In Russian).

Koval P.V. Prokofiev V.Yu. The T–P conditions of crystallization of granitoids in the Mongol–Okhotsk zone: Evidence from studies of melt and fluid inclusions // Petrologiya. 1998. V. 6, No. 5. P. 497–511.

Naumov V.B. Termometricheskoe issledovanie vklyuchenii rasplava vo vkraplennikah kvartsa kvartsevyh porfirov [Thermometric study of melt inclusions in quartz phenocrysts from quartz porphyries] // Geokhimiya. 1969. No. 4. P. 494–498.

Naumov V.B. Opredelenie koncentracii i davleniya letuchih komponentov v magmaticheskih rasplavah [Determination of concentration and pressure of volatiles in magmatic melts based on inclusions in minerals] // Geokhimiya. 1979. No. 7. P. 997–1007.

Rykus M.V., Snachev V.I., Kuznetsov N.S., Saveliev D.E., Bazhin E.A., Snachev A.V. Rudonosnost' dunit-gartsburgitovoi i chernoslantsevoi formatsii pogranichnoi zony mezhdu Yuzhnym i Srednim Uralom [Ore bearing of the dunite-harzburgite and black shale formations of the border zone between the Southern and Middle Urals] // Neftegazovoe delo. 2009. V. 7, No. 2. P. 17–27. (In Russian).

Saveliev D.E., Snachev A.V., Puchkov V.N., Snachev V.I. Petrogeokhimicheskie i geodinamicheskie osobennosti formirovaniya ordoviksko-rannesiluriyskikh bazal'tov vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala [Petrogeochemical and geodynamic features of the formation of the Ordovician – Early Silurian basalts of the eastern slope of the Southern Urals] // Geologicheskii sbornik № 5 / IG USC RAS. Ufa: DizainPoligrafServis, 2006. P. 86–104. (In Russian).

Snachev A.V., Puchkov V.N., Snachev V.I., Savel'ev D.E., Bazhin E.A. Bol'shakovskii gabbro massif as a fragment of the Southern Urals zone of Early Carboniferous rift // Doklady Earth Sciences. 2009. V. 429, No. 8. P. 1267–1269.

Snachev V.I., Demin Yu.I., Romanovskaya M.A., Schulkin V.E. Teplovoi rezhim stanovleniya granitoidnykh massivov [The thermal regime of the formation of granitoid massifs] BSC UrO RAN USSR. Ufa, 1989. 120 p. (In Russian).

Snachev V.I., Puchkov V.N., Saveliev D.E., Moseychuk V.M., Snachev A.V., Shiyanova A.A., Rykus M.V. Rudonosnost' uglerodistykh otlozhenii severnoi poloviny Mayardakskogo i Yamantauskogo antiklinoriyev [Ore content of carbonaceous deposits in the northern half of the Mayardak and Yamantau anticlinoria] // Geologicheskii sbornik № 6 / IG USC RAS. Ufa: DizainPoligrafServis, 2007. P. 227–232. (In Russian).

Сведения об авторах:

Сначёв Владимир Иванович, доктор геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: SAVant@inbox.ru

Сначёв Александр Владимирович, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: SAVant@rambler ru

About the autrors:

Snachev Vladimir Ivanovich, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of Geology of the Ufimian Scientific Centre (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: SAVant@inbox.ru

Snachev Akexander Vladimirovich, Candidate of geological and mineralogical sciences, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of Geology of the Ufimian Scientific Centre (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: SAVant@rambler ru

УДК 551.733.13 DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-8

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОБИОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕОРДОВИКСКОЙ РИФОВОЙ ЭКОСИСТЕМЫ БОЛЬШАЯ КОСЬЮ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2020 г. Л. А. Шмелёва

Реферат. Впервые предпринято детальное изотопно-геохимическое исследование карбонатных отложений в разрезе верхнеордовикского рифа Большая Косью (Северный Урал), который в позднеордовикское время располагался в южных приэкваториальных широтах. Установлено, что изотопный состав углерода в изученных породах варьируется в пределах –0.29…1.89‰, а кислорода — +24.16…+29.86‰. Построены вариационные кривые $\delta^{13}C_{PDB}$ и $\delta^{18}O_{SMOW}$. Выявлены нижекларковые содержания Sr и вышекларковые — Ba. Полученные результаты показывают, что характер изменения соотношения изотопов углерода и кислорода хорошо согласуется с выявленным трендом изменения условий осадконакопления. Рифовая экосистема формировалась при трансгрессии, завершившейся к концу среднего катия крупной регрессией, прекратившей ее развитие. Изменения содержания в карбонатах Sr, Ba, изотопов кислорода и углерода, а также вариации литологического состава пород происходили под влиянием региональных и глобальных геологических процессов: скорости прогибания бассейна, тектонических движений блоков фундамента, темпов трансгрессии. В конечном итоге эти процессы приводили к колебаниям уровня моря и изменяли объем жизненного пространства, регулируя, таким образом, состав, размеры и структуру донных сообществ.

Ключевые слова: карбонатные породы, $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, Ba, Sr, риф, верхний ордовик, р. Илыч, Северный Урал

ISOTOPE-GEOCHEMICAL VARIATIONS AS A REFLECTION OF GEOBIOLOGICAL FACTORS IN THE EVOLUTION OF THE LATE ORDOVICIAN REEF ECOSYSTEM BOL'SHAYA KOS'YU (ILYCH RIVER, NORTHERN URALS)

© 2020 L.A. Shmeleva

Abstract. For the first time, a detailed isotope-geochemical study of carbonate deposits in the section of the Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu (Northern Urals) was undertaken, which was situated in the late Ordovician time within the Southern Equatorial latitudes. The isotopic composition of carbon in the studied rocks varies within –0.29...1.89‰, and oxygen — +24.16...+29.86‰. The variational curves $\delta^{13}C_{PDB}$ and $\delta^{18}O_{SMOW}$ are constructed. The below-clarke contents of Sr and the above-clarke content of Ba were revealed. The results obtained show that the nature of the change in the ratio of carbon and oxygen isotopes is in a good agreement with the revealed trend of changes in the conditions of sedimentation. The reef ecosystem was formed during the transgression, which ended by the end of the middle Katian time with a major regression that stopped its development. Changes in the content of Sr, Ba carbonates, oxygen and carbon isotopes, as well as variations in the lithological composition of rocks were influenced by regional and global geological processes: the rate of submersion of the basin, tectonic movements of the basement blocks, the rate of transgression. Ultimately, these processes led to fluctuations in sea level, salinity, and changed the volume of living space, thus regulating the composition, size, and structure of bottom communities.

Key words: carbonate rocks, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$, Ba, Sr, reef, Upper Ordovician, Ilych River, Northern Urals

Для цитирования: *Шмелёва Л.А.* Изотопно-геохимические вариации как отражение геобиологических факторов в эволюции позднеордовикской рифовой экосистемы Большая Косью (р. Илыч, Северный Урал) // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 94–109. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-8.

For citation: *Shmeleva L.A.* Isotope-geochemical variations as a reflection of geobiological factors in the evolution of the Late Ordovician reef ecosystem Bol'shaya Kos'yu (Ilych River, Northern Urals) // Geologicheskii vestnik. 2020. No. 2. P. 94–109. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-8.

Введение

Рифы как важнейшие источники информации о былых состояниях биосферы являются уникальными объектами исследования. На западном склоне севера Урала в настоящее время известно три верхнеордовикских рифа — Лек-Елец, Бадъя и Большая Косью. Лишь один из них — риф Большая Косью на Северном Урале — практически не затронут процессами доломитизации, что делает его уникальным геологическим объектом палеоэкологического изучения развития позднеордовикской рифовой экосистемы Урала. Первые упоминания о присутствии на Северном Урале биогермных известняков верхнего ордовика принадлежат А.Г. Кондиайн [1967]. Позднее риф Большая Косью изучался А.И. Антошкиной [1992а, 1994], впервые проследившей в структуре рифа смену стадий развития палеосообществ. В настоящее время установлены разнофациальный палеоландшафтный профиль рифа [Шмелёва, 2014] и отчетливо выраженная рифовая экологическая сукцессия, состоящая из четырех стадий (стабилизации, колонизации, диверсификации и климакса), характеризующих зрелый экологический риф [Шмелёва, 2016]. Впервые такая модель развития рифовой экосистемы была разработана на среднеордовикских органогенных постройках Теннеси [Alberstadt et al., 1974; James, Bourque, 1992] и, по мнению А.И. Антошкиной [2003], она наилучшим образом отражает процесс постепенного формирования рифов — от зарождения до угасания. Кроме того, в структуре рифа Большая Косью автором впервые на Урале выявлены позднеордовикские сфинктозоа [Шмелёва, 2016], которые не были типичными каркасостроителями рифов этой эпохи [Talent, 1988; Webby, 2002; Li et al., 2015]. Поскольку рифовые образования представляют собой своеобразные объекты, в формировании которых тесно взаимодействуют и переплетаются геологические и биологические факторы, выявление следов изменения окружающей среды и ответной реакции экосистемы является неотъемлемой частью исследований эволюции рифовых экосистем в истории Земли. Наиболее показательным при этом является изучение содержания в карбонатах стронция и бария, как палеобиогеохимических индикаторов изменения условий осадконакопления, и изотопного состава углерода и кислорода, резкие отклонения на временном тренде которых отражают перестройки в глобальном биогеохимическом цикле и являются финальным выражением масштабных и быстрых изменений в окружающей среде [Scholle, Arthur, 1980]. Они могут быть связаны с изменением интенсивности выветривания, циркуляции глобальных океанических потоков, уровня моря, температуры и климата, периодами повышенного накопления органического вещества, массовым вулканизмом и т. д. [Veizer et al., 1980; Knoll et al., 1986; Kump, Arthur, 1999].

Выявление литолого-геохимических следов изменения окружающей среды и ответной реакции рифовой экосистемы на них составляет цель настоящей статьи.

Материалы и методы

Объектом для данного исследования послужил разрез верхнеордовикского рифа Большая Косью на Северном Урале (бассейн р. Илыч), представленный более чем 200 образцами горных пород и фауны, шлифами, более чем 100 химическими, спектроскопическими и изотопными анализами. В мировой практике при изучении изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах применяются как раковины брахиопод и фораминифер, так и микритовая часть карбонатов. В статье приводятся результаты исследований микритовой части карбонатов, которая высверливалась из образца. Определения изотопного состава углерода и кислорода осуществлялись на масс-спектрометре Delta V Advantage (аналитик И.В. Смолева). Значения $\delta^{13}C$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}O$ — стандарта SMOW. Ошибка определений ^{13}C и ^{18}O не превышает ±0.1‰ (1σ). Изотопным исследованиям предшествовало литологическое и химическое (Ca, Mg, Fe, Mn и Sr) изучение карбонатов, которое позволило выявить образцы, подвергшиеся существенным постседиментационным изменениям, и исключить их из дальнейшей обработки полученного материала. Содержания Ca, Mg, Fe и Mn в карбонатной составляющей определялись весовым, а Ba и Sr — эмиссионным количественным спектральным методом. Погрешность измерений составляла не более 10%. Все работы проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Краткая геологическая и палеогеографическая характеристика региона исследований

Север Урала, включающий западный склон Северного, Приполярного и Полярного Урала, является восточной частью Тимано-Североуральского

региона (=Печорская плита), который в современном структурно-тектоническом плане расположен на эпибайкальском Тимано-Североуральском литосферном блоке, относящемся к северо-восточной части Европейской платформы. История его развития в раннем палеозое тесно связана с тектонической эволюцией Печорской плиты и формированием Палеоуральского океана. Позднеордовикский этап развития региона характеризовался становлением карбонатной платформы с терригенно-карбонатными трансгрессивными трактами (сандбийский век и раннекатийское время), образованием депрессий с эвапоритовым осадконакоплением, шельфовых лагун и локальных рифов на континентальной окраине (среднекатийское время), сменившихся в позднекатийское время глинисто-карбонатными трансгрессивными трактами с разнообразным комплексом бентосной фауны. Завершился он тектонической активизацией блоков фундамента на рубеже ордовика и силура в хирнантском веке, обусловившей резкую дифференциацию мелководных обстановок осадконакопления от супра- до сублиторальных [Антошкина, Шмелёва, 2018].

Риф Большая Косью расположен на территории Печоро-Илычского биосферного заповедника, в субширотном течении р. Б. Косью, правого притока р. Илыч (рис. 1, фиг. 1–3). Он с тектоническим контактом залегает на слоистых глинистых сланцах, аргиллитах и известняках большекосьюнской свиты, возраст которой датируется конодонтами *Baltoniodus alobatus* как сандбий – ранний катий [Антошкина и др., 2017]. Перекрывающие риф слоистые комковатые известняки яптикшорской свиты с брахиоподами *Proconchidium* cf. *münsteri* (Kiaer) имеют позднекатийский возраст [Антошкина, 1992б; Шмелёва, 2016]. Палеогеографическое положение рифа в позднем ордовике соответствовало окраине карбонатной платформы-шельфа и было сходно с позицией рифов Лек-Елец и Бадья на Полярном и Приполярном Урале [Антошкина и др., 2015].

Строение и палеоэкологические особенности рифа Большая Косью

В строении рифа выделены 4 интервала, соответствующие фазам/стадиям его формирования [Шмелёва, 2016] (рис. 2).

Интервал I (пачка 1, 17 м) представлен массивными биокластовыми пакстоунами, в которых отмечаются небольшие линзы и скопления табулят,

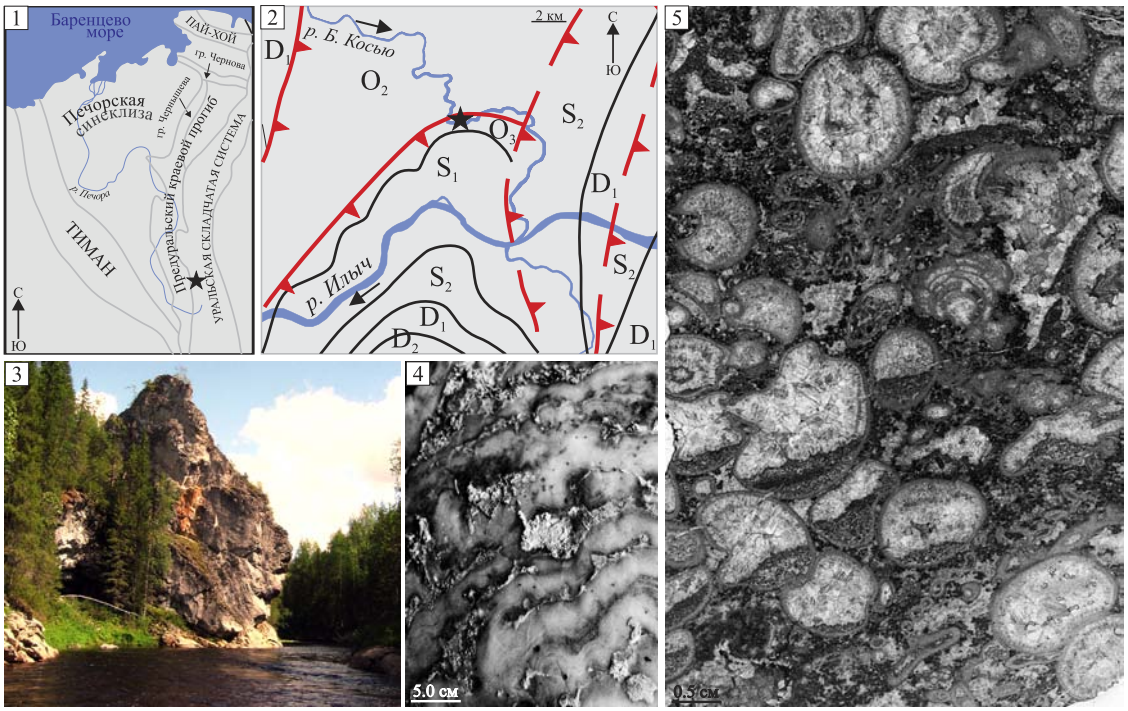


Рис. 1. Местонахождение (1, 2), характер выходов (3) и наиболее типичные губки рифа Большая Косью (4 — строматопороидеи *Clathrodictyon*, 5 — сфинктозоа *Corymbospongia*)

Fig. 1. The location (1, 2), the character of outcrops (3) and the most typical sponges of the Bol'shaya Kos'yu reef (4 — stromatoporoidea *Clathrodictyon*, 5 — sphinctozoa *Corymbospongia*)

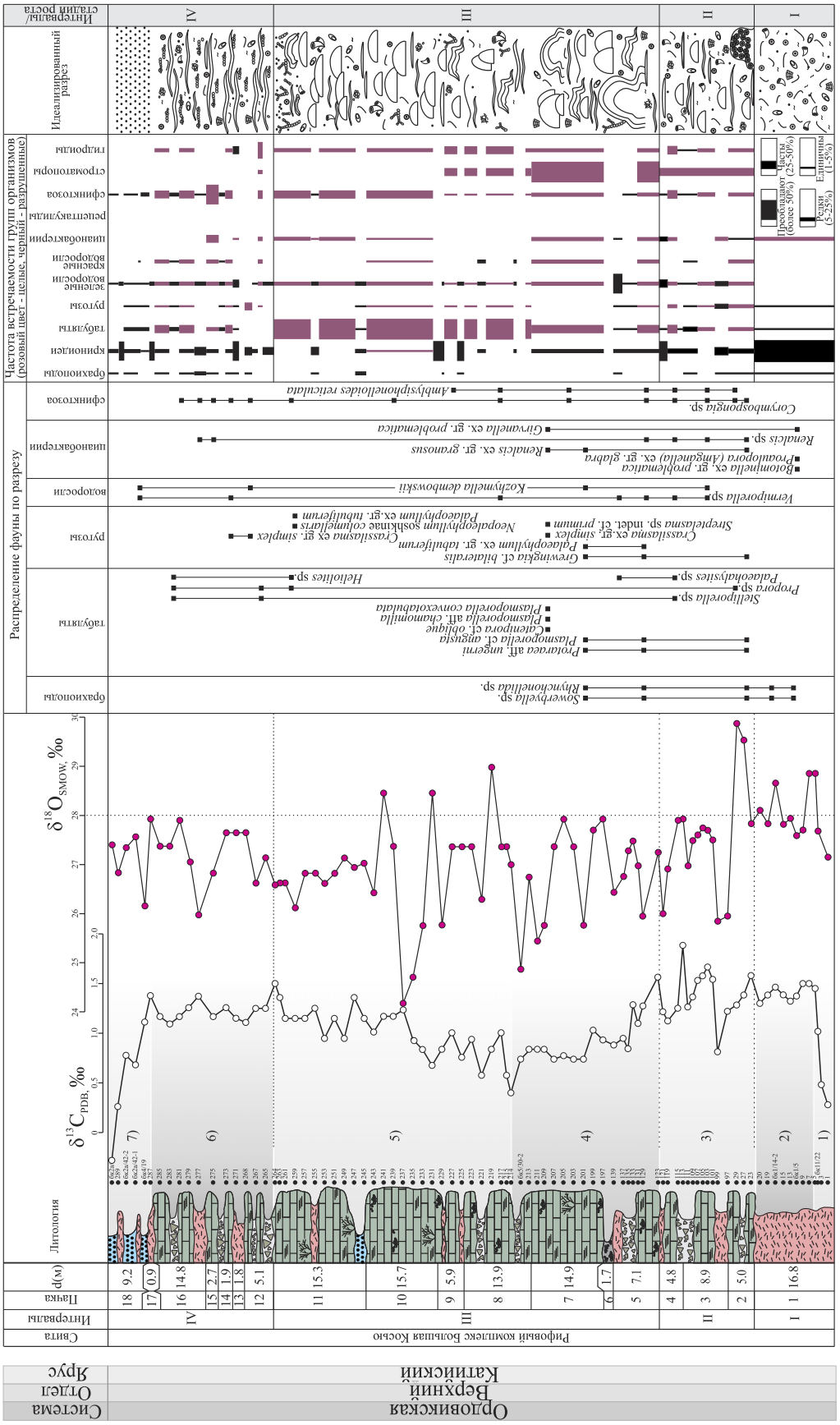


Рис. 2. Характеристика строения рифа Большая Косью

Условные обозначения: 1 — фреймстоуны; 2 — бафлстоуны; 3 — биокластовые пакстоуны; 4 — пелоидные пакстоуны; 5 — биолитокластовые грейнстоуны; 6 — литокластовые рудстоуны; 7 — вакстоуны; 8, 9 — табулиты: 8 — куполовидные, 9 — пластинчатые; 10, 11 — строматопороидеи: 10 — удлиненно-пластинчатые, 11 — массивные; 12 — сфинктозоа; 13 — одиночные и колониальные ругозы; 14 — гидроиды; 15 — скелетные остатки организмов; 16 — биолитокластовые грейнстоуны с вадозным цементом.

Fig. 2. The structural features of the Bol'shaya Kos'yu reef

Legend: 1 — framestones; 2 — bufflestones; 3 — bioclastic packstones; 4 — peloid packstones; 5 — biolitoclastic grainstones; 6 — litoclastic rudstones; 7 — wackstones; 8, 9 — colony of tabulate corals: 8 — dome-shaped, 9 — laminated; 10, 11 — colony of stromatoporoidea: 10 — bladed, 11 — massive; 12 — sphinctozoa; 13 — solitary and colonial rugoses; 14 — hydroids; 15 — skeletal remains of organisms; 16 — biolitoclastic greenstones with vadose cement.

ругоз и брахиопод. Скелетный биокластовый материал в пакстоунах в основном представлен члениками криноидей, реже встречаются зеленые водоросли и представители цианобактериального сообщества *Girvanella – Renalcis – Botominella – Proaulopora* (*стадия стабилизации*).

В интервале II (пачки 2–4, 19 м) появляются изолированные биогермные тела, достигающие 3–5 м в высоту. Они сложены массивными фреймстоунами, в которых каркасообразующие организмы представлены строматопороидеями *Clathrodictyon* (см. рис. 1, фиг. 4) и *Cystostroma*, колониальными ругозами *Palaeophyllum*, куполовидными и пластинчатыми колониями гелиолитид *Stelliporella*, *Plasmoporella*, *Propora*. В межкаркасных полостях, часто защищенных от активного волнового воздействия, присутствуют зеленые и красные водоросли, цианобактерии *Girvanella*, *Renalcis*, сфинктозойные губки (см. рис. 1, фиг. 5) и гидроиды (*стадия колонизации*). Межбиогермное пространство заполнено биокластовыми пакстоунами, биогермными литокластовыми рудстоунами и реже вакстоунами.

Интервал III (пачки 5–11, 75 м) выделяется в разрезе многочисленными рифовыми ядрами из тесно расположенных биогермов высотой 3–10 м, которые сформированы разнообразными каркасными организмами: строматопороидеями *Clathrodictyon*, *Cystostroma*, *Ecclimadictyon*; гелиолитидами *Stelliporella*, *Plasmoporella*, *Propora*, *Protaraea*; цианобактериями *Girvanella*, *Renalcis* и зелеными дазикладиевыми водорослями. В межкаркасных полостях в большом количестве наблюдаются сфинктозоа, соленопоры, одиночные и колониальные ругозы, табуляты *Catenipora* и *Palaeohalysites*, а также мшанки, иглокожие, красные водоросли. В кровле данного интервала в биогермах участками присутствуют бафлстоуны из сложно ветвящихся полипов гидроидов *Fistulella* и таллитов зеленых водорослей *Vermiporella*, пространство между которыми заполнено известковым микритом и фрагментами водорослей, брахиопод, криноидей и мшанок. На склонах биогермов преобладают биокластовые пакстоуны и биогермные литокластовые рудстоуны, редко присутствуют линзочки пелоидных пакстоунов и вакстоунов (*стадия диверсификации*).

Интервал IV (пачки 12–18, 26 м) характеризуется обилием биокластовых пакстоунов и биогермных литокластовых рудстоунов, среди которых локально выделяются небольшие линзовидные биогермные постройки мощностью до 3 м. Они сложены преимущественно фреймстоунами, в которых каркасостроителями выступают уже пластинчатые колонии табулятоморфных кораллов и сфинктозоа *Corymbospongia* в ассоциации с цианобактериями *Renalcis* и зелеными водорослями *Vermiporella* (*стадия климакса*). В верхней части интервала (пачка 18) отмечаются плитчатые биолитокластовые грейнстоуны из хорошо окатанных обломков биокластовых пакстоунов и вакстоунов, пелоидов и фрагментов разных организмов, для которых характерно обрастание и сверление водорослями – эндолитами (микроскопические бентосные водоросли). Вокруг зерен часто наблюдаются зонки размером до 0.3 мм из заостренных кристаллов кальцита удлиненной скаленоэдрической или ромбоэдрической формы, растущие нормально и субнормально к поверхности зерен (морской вадозный цемент типа «dogtooth» [Flügel, 2004]).

Литолого-геохимические данные

Нерастворимый остаток карбонатных пород является показателем чистоты их химического состава и, соответственно, гидродинамического режима. Все известняки рифа Большая Косью характеризуются незначительным содержанием нерастворимого остатка: от 0.18 до 0.51% во фреймстоунах и бафлстоунах, от 0.10 до 0.43% в биокластовых и пелоидных пакстоунах, от 0.23 до 0.35% в литокластовых рудстоунах, около 0.67% в биолитокластовых грейнстоунах и, наконец, от 0.71 до 1.10% в вакстоунах. *Стронций*. Данные по геохимии стронция показывают, что максимальные его содержания имеются в современных рифах, а в ископаемых количество Sr в 3–6 раз ниже кларкового для карбонатов [Юдович и др., 1980]. Полученные значения по Sr в известняках варьируют в пределах 80.0–340.0 г/т. Его минимальные концентрации (80.0–130.0 г/т) приурочены к фреймстоунам и бафлстоунам, более высокие — отмечаются в биокластовых и пелоидных пакстоунах, биолитокластовых грейнстоунах (135.0–150.0 г/т) и литокластовых рудстоунах (150.0–160.0 г/т), повышенные значения (210.0–340.0 г/т) характерны для вакстоунов. В целом содержание стронция в известняках ниже кларка (по А.А. Беусу [Перельман, 1989]) более чем в 2 раза. *Барий* относится к элементам, указывающим на высокую биопродуктивность. Содержание Ba в известняках несколько превышает кларк для карбонатных пород (по А.А. Беусу [Перельман, 1989]). В вакстоунах количество Ba составляет 21.0–24.0 г/т, в биогермных известняках (фреймстоунах и бафлстоунах), литокластовых рудстоунах и биокластовых пакстоунах — около

15.0–16.0 г/т, а в биолитокластовых грейнстоунах и пелоидных пакстоунах — менее 15 г/т.

Как показывают многочисленные исследования, карбонатные породы способны сохранить близкий к первичному изотопный состав углерода, однако постседиментационные процессы, как поверхностные, так и глубинные, могут изменять начальные значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, обычно в сторону более низких [Kaufman, Knoll, 1995; Хабаров и др., 1999; Покровский и др., 2006]. Поэтому при изучении изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах проводится оценка степени постседиментационных преобразований пород. Считается, что одним из наиболее надежных методов является геохимический [Brand, Veiser, 1981; Виноградов, 2007]. При разделении образцов на измененные и неизмененные обычно применяются следующие критерии: значения Mn/Sr, характерные для неизмененных известняков, не должны превышать 5, а значения Fe/Sr — 20 [Хабаров и др., 1999]. Изученные известняки в полной мере удовлетворяют геохимическим критериям сохранности (Mn/Sr <0.96, Fe/Sr <2.28 и Mg/Ca <0.088). Однако, поскольку величины Mn/Sr и Fe/Sr в разрезе представлены отрывочно и в карбонатах зависят от первичного содержания этих элементов в океанической воде, во время постседиментационных преобразований происходит изменение концентраций Mn, Fe в большую сторону и Sr — в меньшую, было выполнено комплексное литолого-геохимическое изучение разреза, в котором решающую роль в выявлении подвергшихся постседиментационным изменениям пород в первую очередь играли литологические исследования. Величина $\delta^{18}O$ во всех изученных образцах больше 20‰, что также свидетельствует о хорошей сохранности первичного изотопного состава [Кулешов, 2001].

В изученном разрезе $\delta^{13}C_{PDB}$ варьирует в пределах –0.29…+1.89‰, а $\delta^{18}O_{SMOW}$ +24.16…+29.86‰ (таблица).

Таблица

Изотопный состав углерода и кислорода и геохимическая характеристика карбонатных пород рифа Большая Косью

Table

Isotopic composition of carbon and oxygen and geochemical characteristics of carbonate rocks of the reef Bol'shaya Kos'yu

№ образца	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	δ^{13}_{CPDB}, ‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$, ‰	№ образца	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	δ^{13}_{CPDB}, ‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$, ‰
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0.68	0.48	0.015	0.28	27.14	214	–	–	–	0.40	27.00
3	0.47	0.33	0.008	0.48	27.34	215	–	–	–	0.58	27.37
11/22	0.64	0.45	0.007	1.01	27.69	217	–	–	–	1.03	27.37
5	0.61	0.43	0.009	1.50	28.84	219	–	–	–	0.83	28.98
7	–	–	–	1.50	28.84	221	–	–	–	0.58	26.30
9	0.67	0.48	0.011	1.50	27.70	223	–	–	–	0.93	27.37
1/5	0.72	0.51	0.007	1.37	27.59	225	0.77	0.55	0.033	0.76	27.37
13	–	–	–	1.31	27.93	227	–	–	–	1.03	27.37
15	0.69	0.49	0.015	1.39	27.82	229	–	–	–	0.83	25.77
1/14-2	–	–	–	1.46	28.66	231	–	–	–	0.68	28.45
19	–	–	–	1.39	27.82	233	–	–	–	0.83	25.77
20	–	–	–	1.30	28.10	235	–	–	–	0.93	24.70
23	–	–	–	1.58	27.82	237	–	–	–	1.23	24.16
27	–	–	–	1.39	29.52	239	–	–	–	1.17	27.37
29	–	–	–	1.29	29.86	241	–	–	–	1.17	28.45
97	–	–	–	1.22	25.96	243	–	–	–	1.04	26.42
99	–	–	–	0.81	25.86	245	0.57	0.40	0.008	1.15	27.03
101	0.60	0.43	0.029	1.54	27.50	247	0.83	0.59	0.008	1.36	26.93
103	0.68	0.48	0.008	1.67	27.70	249	–	–	–	0.94	27.13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
105	–	–	–	1.58	27.73	251	–	–	–	1.15	26.82
107	0.40	0.28	0.031	1.53	27.60	253	0.68	0.48	0.019	0.94	26.62
109	–	–	–	1.37	27.49	255	–	–	–	1.25	26.82
111	–	–	–	1.27	26.98	257	–	–	–	1.15	26.82
113	–	–	–	1.89	27.92	259	–	–	–	1.15	26.11
115	2.9	0.48	0.038	1.25	27.90	261	–	–	–	1.15	26.62
119	–	–	–	1.12	26.91	263	–	–	–	1.36	26.62
121	–	–	–	1.21	26.00	264	–	–	–	1.50	26.59
123	–	–	–	1.57	27.24	265	–	–	–	1.25	27.13
129	–	–	–	1.28	25.96	267	0.74	0.35	0.008	1.25	26.62
131	–	–	–	1.10	26.98	268	0.83	0.59	0.022	1.11	27.64
133	–	–	–	1.29	27.49	271	–	–	–	1.15	27.64
135	0.43	0.61	0.012	0.84	27.29	273	1.6	0.38	0.012	1.26	27.64
137	–	–	–	0.95	26.78	275	–	–	–	1.17	26.82
139	0.37	0.85	0.018	0.88	26.43	277	–	–	–	1.38	25.98
197	1.36	0.96	0.015	0.93	27.91	279	0.61	0.43	0.01	1.26	27.05
199	0.49	0.35	0.025	1.03	27.70	281	–	–	–	1.17	27.91
201	0.83	0.59	0.025	0.73	25.77	283	–	–	–	1.09	27.37
203	0.73	0.51	0.016	0.73	27.37	285	–	–	–	1.17	27.37
205	–	–	–	0.78	27.91	287	0.47	0.33	0.079	1.38	27.91
207	0.72	0.51	0.017	0.73	27.37	4/19	0.47	0.33	0.088	1.11	26.17
209	–	–	–	0.83	25.77	2a/42-1	1.32	0.21	0.027	0.69	27.57
211	2.28	0.45	0.024	0.83	25.45	2a/42-2	–	–	–	0.78	27.33
213	–	–	–	0.83	26.84	289	0.47	0.33	0.027	0.26	26.81
5/30-2	–	–	–	0.73	24.88	2a/41	0.32	0.23	0.044	-0.29	27.40

Примечание. Содержания элементов приведены в массовой доле и выражены в процентах. Прочерк — нет анализа.
Note. The contents of the elements are given in the mass fraction and expressed as a percentage. Dash — no analysis.

Углерод. С-изотопная характеристика карбонатных пород по разрезу демонстрирует семь уровней отличающихся значений (см. рис. 2): 1) нижняя часть интервала I (4 м) — общее увеличение положительных значений $\delta^{13}C$ (0.28–1.50‰), 2) верхняя часть интервала I (12.8 м) — преобладают устойчивые положительные значения $\delta^{13}C$ около 1.4‰ (1.30–1.50‰), 3) интервал II (18.7 м) — положительные значения $\delta^{13}C$ (0.81–1.89‰) с многочисленными экскурсами амплитудой 0.5–0.8‰ в стороны положительных и отрицательных значений на вариационной кривой, 4) нижняя часть интервала III (27.7 м) — устойчивое понижение $\delta^{13}C$ от 1.57 до 0.4‰, 5) верхняя часть интервала III (46,7 м) — увеличение положительных значений $\delta^{13}C$ (0.58–1.50‰), 6) нижняя часть интервала IV (27 м) — устойчивые положительные значения $\delta^{13}C$ 1.25‰ (1.11–1.38‰) и, наконец, 7) верхняя часть интервала IV (9,2 м) — общее понижение значений $\delta^{13}C$ от 1.38 до –0.29‰.

Кислород. Величины $\delta^{18}O$ в карбонатах практически по всему разрезу являются несколько пониженными (24.16–27.50‰). Лишь в породах интервала I, в нижней части интервала II и верхней части интервала III изотопно-кислородные значения достигают значений 28.00–29.86‰, характеризующих типичные нормально-морские обстановки.

Обсуждение результатов

Рифообразование в палеозое на севере Урала было тесно связано с тектонической эволюцией Печорской плиты и формированием Палеоуральского океана [Антошкина, 2003]. В позднем кембрии–раннем ордовике произошел раскол позднедокембрийского Европейско-Сибирского континента и сформировалась глобальная Урало-Монгольская рифтовая система. Раскрытие Палеоуральского океана привело к формированию пассивной окраины Восточно-Европейского континента и образованию Печорской плиты [Юдин, Дедеев, 1987; Пучков, 2010]. В раннем ордовике на данной территории преобладало терригенное осадконакопление, которое происходило в континентальных условиях на обширной аллювиальной равнине [Дембовский и др., 1990]. Начиная со второй половины среднего

ордовика вся территория плиты была охвачена общим прогибанием, что на фоне наиболее обширной во всем фанерозое трансгрессии, соответствующей периоду экстремального эвстатического повышения уровня мирового океана и максимальному за всю историю Земли распространению эпиконтинентальных морей [Hallam, 1992; Каныгин, 2001; Webby et al., 2004], привело к быстрому проникновению в пределы плиты морского бассейна [Пучков, 2010]. В результате поступление терригенного материала с суши значительно ослабло [Объяснительная…, 1996] и на Северном Урале проявилось в накоплении терригенно-карбонатной большекосьюнской свиты [Антошкина и др., 2017]. В позднем ордовике на восточной (в современных координатах) окраине Европейской платформы, располагавшейся в течение позднего ордовика–раннего девона в пределах северных приэкваториальных широт [Scotese et al., 2015], начала формироваться карбонатная платформа-шельф. В условиях подвижной гидродинамики накапливались биокластовые пакстоуны (интервал I, *стадия стабилизации*) (см. рис. 2), скелетный материал в которых формировался в основном за счет криноидей, являющихся в палеозое одной из основных групп животных, способных перерабатывать кальций из морской воды и осаждать его в виде кальцита. Известно, что в биогермных сообществах темпы протекания этих процессов обычно играют определяющую роль в развитии рифа как структуры. Дело в том, что в кальцитовых морях фанерозоя, и в частности, ордовика [Flügel, 2004], первичный цемент в порах грунта имел преимущественно кальцитовый состав. Он легко образовывался на обломках монокристаллических скелетов иглокожих, служивших в этом случае затравкой, и быстро цементировал детрит в единую монолитную массу. Это приводило как к формированию на первоначальном этапе стабильного твердого дна, так и к быстрой и сильной консолидации рифового тела и позднее околорифовых отложений. Стабилизации подвижного осадка, изначально непригодного для заселения прикрепленными бентосными организмами, также способствовало присутствие цианобактериальных сообществ *Girvanella*, *Renalcis*, *Botominella*, *Proaulopora* и водорослей *Vermiporella*. Отмечающиеся в верхней части интервала I небольшие линзы и скопления табулят, ругоз и брахиопод указывают здесь лишь на возможные условия для формирования органогенных построек на песчаном (биокластовом) субстрате — небольшие глубины, нормальную соленость, обилие света, подвижность водной среды. Кривая изменения средних значений $\delta^{13}C$ демонстрирует в нижней части интервала I (4 м) практически прямолинейное увеличение значений $\delta^{13}C$ от 0.28‰ до 1.45‰, а в его верхней части (12.8 м) характеризуется положительными значениями $\delta^{13}C$ около 1.4‰ с незначительными вариациями (от 1.3‰ до 1.5‰). Средние значения $\delta^{18}O$ практически не изменяются и колеблются в пределах от 27.14‰ до 28.84‰. Положительный сдвиг значений $\delta^{13}C$ в нижней части интервала I, вероятно, был связан с притоком свежих порций морской воды при трансгрессии и общим увеличением биопродуктивности, что, возможно, было обусловлено проявлением окраинного-шельфового апвеллинга. Несколько превышенное относительно кларка содержание Ba в известняках при практически полном отсутствии нерастворимого остатка (около 0.1–0.5%) также может быть связано с повышенной биопродуктивностью вод. На рубеже раннего и среднего ордовика произошло резкое увеличение количества кислорода в атмосфере и его концентраций в гидросфере, а также формирование озонового экрана, защищающего живые организмы от летальных концентраций коротковолновой части солнечного излучения на поверхности Земли и в эвфотических зонах акваторий. Это в конечном итоге привело к массовому расцвету фитопланктона [Каныгин, 2001; Webby et al., 2004], который усваивает Ba в процессе метаболизма [McManus et al., 1999; Brumsack, 2006], в результате может происходить обогащение осадка этим микроэлементом. Стабильные положительные значения $\delta^{13}C$ в верхней части интервала могут свидетельствовать об устойчивых условиях и формировании окончательного облика карбонатной платформы-шельфа с четко выраженной бровкой, где возникли благоприятные условия для формирования органогенных построек. В целом распределение величин $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в интервале соответствует осадконакоплению в нормально-морских условиях.

Первыми способными формировать каркасную структуру рифостроителями были строматопороидеи *Clathrodictyon* и *Cystostroma*, колонии ругоз *Palaeophyllum*, куполовидные и пластинчатые колонии гелиолитид *Stelliporella*, *Plasmoporella*, *Propora*. Вместе с зелеными и красными водорослями, цианобактериями *Girvanella*, *Renalcis*, сфинктозойными губками и гидроидами они формировали каркасную структуру небольших (3–5 м в высоту) биогермных построек (интервал II, *стадия колонизации*) (см. рис. 2). В их межкаркасных полостях накапливались биокластовые пакстоуны и литокластовые рудстоуны. Вертикальный рост рифа на этом этапе,

вероятно, лимитировался уровнем моря (и его колебаниями), что приводило к ограничению жизненного пространства и низкому разнообразию организмов-каркасостроителей. Хотя породы этого интервала характеризуются положительными величинами $\delta^{13}C$ (0.81–1.89‰), кривая их изменения имеет многочисленные экскурсы амплитудой 0.5–0.8‰ в стороны положительных и отрицательных значений. Такие отклонения более мелкого порядка могут свидетельствовать, с одной стороны, об изменении изотопного состава углерода CO_2 атмосферы во времени, сезонных и суточных колебаниях температуры и т. д. [Кулешов, 2001], что в условиях меняющегося позднеордовикского климата несомненно могло происходить [Webby et al., 2004]. С другой стороны, подобные изменения $\delta^{13}C$ могут говорить о некотором изменении условий седиментации, отражающих даже незначительные колебания уровня моря. Они могли быть обусловлены как локальными тектоническими движениями блоков фундамента на окраине карбонатной платформы в позднем ордовике [Тимонин, 1998; Антошкина, 2011], так и изменением высоты водного столба при потеплении и похолодании, которое часто происходит с перерывами и некоторыми колебаниями [Деев, 2010]. Характер изменения величины $\delta^{18}O$ при этом несколько отличается (см. рис 2). В основании интервала II (пачка 2) происходит постепенное утяжеление изотопного состава кислорода от 27,82 до 29,86‰. Выше (пачки 3 и 4) изотопно-кислородные значения напротив понижаются до 25.86–27.90‰. Как установлено при литолого-геохимическом изучении древних карбонатов [Хабаров, Изох, 2014], появление низких значений $\delta^{18}O$ может быть следствием влияния более высоких температур вод палеоводоема по сравнению с условиями седиментации в нормальных морских бассейнах. Так, при изменении температуры воды на 5 °С при условии постоянства изотопного состава морской воды значения $\delta^{18}O$ изменятся на 1‰ соответственно [Фор, 1989; Jaffrés et al., 2007]. Таким образом, для карбонатов, характеризующихся изотопным составом кислорода $\delta^{18}O \cong 26‰$, температуры водоема должны были составлять около 40 °С, что, по-видимому, мало соответствует условиям формирования рифов. Возможно, такие значения могли быть обусловлены незначительным опреснением бассейна седиментации, наиболее сильно проявляющемся в эпиконтинентальных морях при взаимодействии карбонатных пород с метеорными и глубинными водами [Кулешов, 2001]. В этом случае разница со среднеокеаническими значениями $\delta^{18}O$ обычно составляет 1–2‰ [Изох и др., 2009]. Также наблюдается зависимость изотопного состава кислорода от географического расположения бассейна седиментации — в экваториальных условиях величины $\delta^{18}O$ обычно существенно выше, чем в высоких широтах [Jaffrés et al., 2007]. Вполне вероятно, что пониженные значения $\delta^{18}O$ в первично известковых осадках, формировавшихся в палеобассейне, располагавшемся в позднем ордовике в приэкваториальных широтах, могут служить подтверждением его опреснения. На возможное опреснение водоема также указывают концентрации стронция ниже кларковых во всех изученных карбонатах, поскольку при длительном контакте рифовых образований с водами бассейна и метеорными водами происходит их обеднение стронцием вследствие выноса из них этого элемента [Юдович и др., 1980; Летникова, 2005]. Севернее, на территории Приполярного Урала и прилегающей части Предуральского краевого прогиба, в настоящее время выделена среднеашгильская сульфатно-карбонатная субформация с градациями, отражающими разнообразие осадконакопления в это время: бадьяюская (риф Бадья), верхнемалотавротинская (зарифовая) и западная, в Косью-Роговской впадине кочмесская (карбонатно-сульфатная) [Антошкина, 2006]. Подобная ситуация в это время существовала и на территории Северного Урала и Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба. В обстановке аридного климата в условиях дифференцированной карбонатной платформы-шельфа в проксимальной части (окраина шельфа) морского бассейна формировались карбонатные отложения с образованием органогенных известняков (риф Большая Косью). При их взаимодействии с метеорными и глубинными водами в приповерхностных условиях могло происходить некоторое опреснение вод. По мере удаления активное испарение постепенно приводило к последовательному повышению солености и, соответственно, последовательной смене биогенных в своей основе известняков на пелитоморфные микрозернистые биохемогенные известняки и доломиты, сульфаты.

В интервале III происходит смена пионерного сообщества таксономически более разнообразным, что характеризует *стадию диверсификации* рифового сообщества (см. рис. 2). Строматопороидеи *Clathrodictyon*, *Cystostroma*, *Ecclimadictyon*, разнообразные гелиолитиды — *Stelliporella*, *Plasmoporella*, *Propora*, *Protaraea*, цианобактерии *Girvanella*, *Renalcis* и зеленые водоросли строили массивные биогермные тела высотой до 10 м. В них в большом

количестве поселялись сфинктозоа и соленопоры, одиночные и колониальные ругозы, табуляты *Catenipora* и *Palaeohalysites*, а также мшанки, иглокожие, красные водоросли, реже гидроиды в ассоциации с цианобактериями *Ikella*. Широкое разнообразие типов биогермных известняков наряду с родовым и видовым разнообразием организмов-каркасостроителей и формированием самых крупных рифовых ядер свидетельствуют о благоприятных для развития рифовых сообществ условиях осадконакопления — постепенном повышении уровня моря, которое способствовало расширению экологического пространства. Распределение величин стабильных изотопов углерода и кислорода в данном интервале неравномерное. Так, в известняках нижней части интервала на углеродно-изотопной кривой наблюдается устойчивое понижение значений от 1.57 до 0.4‰, а кислородно-изотопная кривая характеризуется отрицательной экскурсией от 27.91 до 24.88‰. Такое изменение величин $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, вероятно, имело сугубо локальное значение и могло быть связано с опреснением бассейна. Можно предположить, что на данном этапе скорость вертикального роста рифа была выше или равна скорости подъема уровня моря, в результате при приближении вершин растущих биогермов к поверхности океана происходил привнос с метеорными осадками изотопно-легкой воды. Вертикальный рост рифа обеспечивался за счет присутствия в качестве основных каркасостроителей таких видов строматопороидей как *Clathrodictyon* и *Ecclimadictyon*, характеризующихся большой долей порового пространства внутри скелета колоний и относящихся за счет этого к относительно быстрорастущим [Copper, Jin, 2012]. В биогермных известняках верхней части интервала наблюдается увеличение положительных значений $\delta^{13}C$ от 0.58 до 1.4‰ и неравномерное распределение величины $\delta^{18}O$, характеризующееся многочисленными экскурсиями амплитудой 2.5–4‰ в стороны положительных и отрицательных значений. В целом величина $\delta^{18}O$ здесь изменяется от 24.16 до 28.98‰, что говорит о возможном формировании отложений в условиях колебания солености. Утяжелению изотопного состава карбонатного углерода на этом этапе, вероятно, способствовали более быстрые темпы повышения уровня моря и, соответственно, более мощный приток свежих порций морской воды. Он снижал вклад континентальных и метеорных вод с их легким углеродом и одновременно приводил к утяжелению изотопного состава кислорода до нормально морских значений. В пользу этого также свидетельствует постепенная смена в этом интервале преимущественно микробно-строматопороидного рифового сообщества (нижняя часть интервала III) крупными кораллами в ассоциации с водорослями и цианобактериями (верхняя часть интервала III). Колонии строматопороидей в присутствии обилия кораллов уменьшаются в размерах до 5–10 см в поперечнике, что свидетельствует об их угнетении. Вероятно, это может быть объяснено тем, что при трансгрессии рост «вдогонку» (благоприятный для роста кораллов) становится преобладающим [Ивановский и др., 1997]. Согласно [Scrutton, 1998], палеозойские кораллы по сравнению со строматопороидеями в целом имеют больший диапазон и гибкость форм роста и занимают более широкую фундаментальную экологическую нишу. При этом и те, и другие могли существовать как в нормально-морских условиях, так и выдерживать колебания солености [Scrutton, 1998; Даутова, 2011].

Для интервала IV характерно увеличение в разрезе количества биокластовых пакстоунов и литокластовых рудстоунов, которые, наряду с линзовидной формой и небольшой мощностью органогенных построек, свидетельствуют о снижении темпов повышения уровня моря и формировании отложений в более мелководных обстановках. Биогермы строились преимущественно пластинчатыми колониями табулятоморфных кораллов и сфинктозоа *Corymbospongia* в ассоциации с цианобактериями *Renalcis* и зелеными водорослями *Vermiporella* (*стадия климакса*) (см. рис. 2). Согласно [Flügel, 2004], наличие последних также указывает на обстановки теплого морского бассейна глубиной до 20 м. Величина стабильных изотопов $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ характеризуется здесь относительной однородностью. Так, для $\delta^{13}C$ характерны устойчивые положительные значения около 1.25‰ (1.11–1.38‰), а $\delta^{18}O$ изменяется от 25.98 до 27.91‰, что соответствует осадконакоплению в морских условиях с незначительным опреснением [Кулешов, 2001]. Вероятно, в это время биогермы формировались у поверхности моря, что может говорить о некоторой стабилизации его уровня. На современных рифах в таких условиях каркасообразующие организмы испытывают комплексный физический стресс совместного действия перегрева, резких изменений солености, избыточной освещенности и интенсивного волнения, в результате чего уровень доминирования в сообществах оказывается весьма высок [Ditlev, 1978; Даутова, 2011]. При этом доминантами неизбежно оказываются виды, устойчивые к комплексному действию неблагоприятных

факторов среды. В нашем случае к ним относятся сфинктозойные губки, которые совместно с пластинчатыми табулятами *Propora*, цианобактериями и водорослями формировали небольшие органогенные постройки [Шмелёва, 2018]. При отсутствии внешних неблагоприятных факторов экосистема на этой стадии развития могла находиться достаточно долго. Биолитокластовые грейнстоуны с вадозным цементом в верхней части интервала IV (кровля рифа) характеризуют субаэральную обстановку [Flügel, 2004] и фиксируют начало регрессии, которая, вероятно, стала причиной прекращения развития рифа. В пользу этого также свидетельствуют резкое понижение значений $\delta^{13}C$ от 1.38 до –0.29‰ и понижение содержания изотопного состава кислорода до 26.17‰, что может указывать на изменение трофности вод и обеднение их биогенами, обусловленные совместными процессами регрессии и спрединга в Палеоуральском океане в конце среднего катия. Океанический спрединг начался не позднее карадока [Пучков, 2010], соответствующего в настоящее время сандбийскому ярусу верхнего ордовика.

Заключение

Приведенные выше данные показывают, что в рифовых карбонатных породах р. Б. Косью изотопные составы углерода варьируют в пределах –0.29…1.89‰, а кислорода — +24.16…+29.86‰. Характер изменения соотношения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ хорошо согласуется с выявленным трендом изменения условий осадконакопления. Рост рифа происходил при трансгрессии, завершившейся к концу среднего катия крупной регрессией, прекратившей его развитие. Колебания уровня моря, обусловленные тектоническими движениями, которые могли быть вызваны локальными движениями блоков фундамента на окраине карбонатной платформы, а также неравномерная скорость самой трансгрессии приводили к периодичным изменениям соотношения величин стабильных изотопов кислорода и углерода.

Величина $\delta^{18}O$ распределена по разрезу относительно равномерно и практически везде характеризуются пониженными значениями (24.16–27.50‰). Исключением являются интервал I, нижняя часть интервала II и верхняя часть интервала III, где $\delta^{18}O$ периодически достигают значений 28.00–29.86‰, характеризующих нормально-морские обстановки.

Наиболее показательно изменяются значения $\delta^{13}C$. В нижней части интервала I происходит утяжеление изотопного состава углерода от 0.28 до 1.50‰, которое связано с трансгрессией и формированием карбонатной платформы-шельфа. В верхней части интервала I $\delta^{13}C$ характеризуется положительными значениями около 1.4‰ с незначительными вариациями (от 1.3 до 1.5‰), которые, вероятно, свидетельствуют об относительно устойчивых условиях осадконакопления карбонатной платформы-шельфа с четко выраженной бровкой, где возникли благоприятные условия для формирования органогенных построек. В интервале II отмечаются положительные значения $\delta^{13}C$ (0.81–1.89‰), однако кривая их изменения имеет многочисленные экскурсии амплитудой 0.5–0.8‰. Такие смещения более мелкого порядка могут свидетельствовать, с одной стороны, об изменении изотопного состава углерода CO_2 атмосферы во времени, сезонных и суточных колебаниях температуры и т. д., что в условиях меняющегося позднеордовикского климата несомненно могло происходить. С другой стороны, они могут указывать на неустойчивость условий седиментации пород — незначительные колебания уровня моря, обусловленные как тектоническими движениями блоков фундамента, так и климатическими изменениями. В нижней части интервала III происходит облегчение изотопного состава углерода от 1.57 до 0.4‰, что могло быть отражением некоторого колебания солености вод. Вероятно, в течение этого этапа скорость вертикального роста рифа была выше или равна скорости подъема уровня моря, в результате при приближении вершин растущих биогермов к поверхности океана происходил привнос с метеорными осадками изотопнолегких пресных вод. В верхней части интервала III наблюдается постепенное утяжеление положительных значений $\delta^{13}C$ от 0.58 до 1.5‰, которому, вероятно, способствовали более быстрые темпы повышения уровня моря и, соответственно, более мощный приток свежих порций морской воды. Он снижал вклад континентальных и метеорных вод с их изотопнолегким углеродом и приводил к его утяжелению. Для нижней части интервала IV характерны устойчивые положительные значения $\delta^{13}C$ около 1.25‰ (1.11–1.38‰), что может говорить о некоторой стабилизации уровня моря. Резкое понижение значений $\delta^{13}C$ от 1.38 до –0.29‰ в верхней части интервала IV (кровля рифа) фиксирует начало регрессии, завершившей рост рифа.

Таким образом, на всех стадиях развития рифа его формирование происходило преимущественно в условиях ограниченного жизненного пространства, когда скорость вертикального роста рифа была

выше скорости подъема уровня моря. В условиях очень узкой зоны жизни ордовикской биосферы, которая лимитировалась сверху (со стороны источника энергии) летальными концентрациями жесткого излучения солнца из-за низкой эффективности маломощного озонового слоя, а снизу дефицитом кислорода, который ограничивал возможность распространения гетеротрофных организмов за пределы активной фототрофной генерации кислорода, где его концентрации снижались до пороговых значений толерантности [Каныгин, 2001], фактор жизненного пространства имел важное значение для функционирования и эволюции биоценозов. Изменения содержания в карбонатах стронция, бария, изотопов кислорода и углерода, а также вариации литологического состава пород происходили под влиянием региональных и глобальных геологических процессов: скорости прогибания бассейна, тектонических движений блоков фундамента, темпов трансгрессии. В конечном итоге эти процессы приводили к колебаниям уровня моря и изменяли объем жизненного пространства, регулируя, таким образом, состав, размеры и структуру донных сообществ.

Автор выражает искреннюю благодарность А.И. Антошкиной за консультации, ценные замечания и полезные рекомендации при подготовке статьи к публикации.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18–35–00331.

Список литературы:

Антошкина А.И. Особенности строения нижнепалеозойской рифогенной толщи Северного Урала // Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна. – Сыктывкар, 1992а. – С. 5–21. – (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 76).

Антошкина А.И. Литолого-палеографические особенности позднеордовикских рифов Печорского Урала // Литология и геохимия осадочных формаций Северо-Востока европейской части России. – Сыктывкар, 1992б. – С. 12–23. – (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 79).

Антошкина А.И. Рифы в палеозое Печорского Урала. – СПб: Наука, 1994. – 154 с.

Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 304 с.

Антошкина А.И. Пространственно-временные связи в структуре нижнепалеозойской калейдовой формации севера Урала // Проблемы геологии и минералогии (*Отв. ред. А.М. Пыстин*). – Сыктывкар: Геопринт, 2006. – С. 351–364.

Антошкина А.И. Раннепалеозойское рифообразование на севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом». – М.: ПИН РАН, 2011. – С. 116–141.

Антошкина А.И., Шмелёва Л.А. Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-североуральском осадочном бассейне // Литосфера. – 2018. – № 18 (4). – С. 543–565. – doi: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565.

Антошкина А.И., Пономаренко Е.С., Силаев В.И. Биохемогенная природа ордовикских шамозитов на Северном Урале // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2017. – № 9. – С. 12–22. – doi: 10.19110/2221-1381-2017-9-12-22.

Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Юрьева З.П. Пономаренко Е.С., Санудла А.Н., Канева Н.А., Шмелёва Л.А., Шеболкин Д.Н., Шадрин А.Н., Инкина Н.А. Реконструкция осадконакопления в палеозое Тимано-Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2015. – № 1 (21). – С. 55–72.

Виноградов В.И. Изотопные показатели геохимических изменений осадочных пород // Природа. – 2007. – № 11. – С. 22–28.

Даутова Т.Н. Современные коралловые экосистемы: пути распространения и состав сообществ // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом». – М.: ПИН РАН, 2011. – С. 179–200.

Деев М.Г. Уровень как индикатор изменений состояния Мирового океана // География. Первое сентября. – 2010. – № 6. – С. 14–20.

Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Клюжина М.Л., Наседкина В.А. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990. – 210 с.

Ивановский А.Б., Осипова А.И., Кузнецов В.Г., Большакова Л.Н., Геккер М.Р., Горюнова Р.В., Журавлев А.Ю., Космынин В.Н., Лучинина В.А., Рожнов С.В., Тесаков Ю.И., Хромых В.Г. Рифогенные постройки в палеозое России. – М.: Наука, 1997. – 157 с.

Изох О.П., Изох Н.Г., Пономарчук В.А., Семенова Д.В. Изотопы углерода и кислорода в отложениях фран-фаменского (верхний девон) разреза Кузнецкого бассейна (Юг Западной Сибири) // Геология и геофизика. – 2009. – № 50 (7). – С. 786–795.

Каныгин А.В. Ордовикский феномен взрывной дивергенции органического мира Земли: причины и эволюционные последствия для биосферы // Геология и геофизика. – 2001. – № 42 (4). – С. 631–667.

Кондиайн А.Г. Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала // Труды ВСЕГЕИ. – Л.: Недра, 1967. – № 144. – С. 87–122.

Кулешов В.Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 5. – С. 491–508.

Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок Северо-Восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 70–81.

Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2 500 000. – М.: Институт литосферы РАН, 1996. – 94 с.

Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989. – 527 с.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 5. – С. 505–530.

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

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – 240 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

Хабаров Е.М., Изох О.П. Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахтинского поднятия севера восточной Сибири // Геология и геофизика. – 2014. – № 55 (5–6). – С. 797–820. – doi: 10.15372/gig20140507.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н. Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – № 7 (6). – С. 20–40.

Шмелёва Л.А. Палеоландшафтная реконструкция верхнеордовикского рифа р. Б. Косью (р. Илыч, Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Матер. 23-й науч. конф. – Сыктывкар: Геопринт, 2014. – С. 146–149.

Шмелёва Л.А. Литолого-палеоэкологическая характеристика верхнеордовикского рифа Большая Косью (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Литосфера. – 2016. – № 1. – С. 154–162.

Шмелёва Л.А. Биоразнообразие верхнеордовикского рифа Большая Косью, Северный Урал // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 11. – С. 38–42. – doi: 10.19110/2221-1381-2018-11-38-42.

Юдин В.В., Дедеев В.А. Геодинамическая модель Печорской плиты: Препринт. – Сыктывкар, 1987. – 12 с. – (Серия препринтов «Научные доклады»; Вып. 171 / Коми филиал АН СССР).

Юдович, Я.Э., Майдль, Т.В., Иванова, Т.И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях (в связи с проблемой геохимической диагностики рифов). – Л.: Наука, 1980. – 152 с.

Alberstadt L.P., Walker K.R., Zurawski R.P. Patch reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and vertical zonation in Ordovician reefs // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1974. – No. 85. – P. 1171–1182. – doi: 10.1130/0016-7606(1974)85<1171:pritcl>2.0.co;2.

Brand U., Veiser J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 2. Stable isotope // J. Sediment. Petrol. – 1981. – No. 51 (3). – P. 987–997. – doi: 10.1306/2f919c6a-16ce-11d7-8645000102c1865d.

Brumsack H.J. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2006. – No. 232. – P. 344–361. – doi: 10.1016/j.palaeo.2005.05.011.

Copper P., Jin J. Early Silurian (Aeronian) East Point Coral Patch Reefs of Anticosti Island, Eastern Canada: First Reef Recovery from the Ordovician/Silurian Mass Extinction in Eastern Laurentia // Geosciences. – 2012. – No. 2 (2). – P. 64–89. – doi: 10.3390/geosciences2020064.

Ditlev H. Zonation of corals on reef flats at Ko-Phuket // Mar. Biol. – 1978. – No. 47. – P. 29–39. – doi: 10.1007/bf00397016.

Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. – Berlin: Springer-Verlag, 2004. – 976 p.

Hallam A. Phanerozoic Sea-Level Changes. – New York: Columbia University Press, 1992. – 266 p.

Jaffrés J.B.D., Shields G.A., Wallmann K. The oxygen isotope evolution of seawater: a critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years // Earth-Sci. Revs. – 2007. – No. 83. – P. 83–122. – : 10.1016/j.earscirev.2007.04.002.

James N.P., Bourque P.A. Reefs and Mounds // Facies Models – Response to Sea-Level Change / *R.G. Walker, N.P. James* (*eds.*). – Geol. Assoc. Can., 1992. – P. 323–347.

Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Prec. Res. – 1995. – No. 73. – P. 27–49. – doi: 10.1016/0301-9268(94)00070-8.

Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert L.B. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and east Greenland // Nature. – 1986. – No. 321. – P. 832–838. – doi: 10.1038/321832a0.

Kump L.R., Arthur M.A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter // Chem. Geol. – 1999. – No. 161. – P. 181–198. – doi: 10.1016/s0009-2541(99)00086-8.

Li Q., Li Y., Kiessling W. The first sphinctozoan-bearing reef from an Ordovician back-arc basin // Facies. – 2015. – No. 61 (3). – P. 1–9. – doi: 10.1007/s10347-015-0444-6.

McManus J.F., Oppo D.W., Cullen J.L. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic // Science. – 1999. – No. 183 (5404). – P. 971–975. – doi: 10.1126/science.283.5404.971.

Scholle P.A., Arthur M.A. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones; potential stratigraphic and petroleum exploration tool // AAPG Bulletin. – 1980. – No. 64 (1). – P. 67–87. – doi: 10.1306/2f91892d-16ce-11d7-8645000102c1865d.

Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu. Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection), 2015. V. 1–6. Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.

Scrutton C.T. The Palaeozoic corals, II: structure, variation and palaeoecology // Proc. Yorks. Geol. Polytech. Soc. – 1998. – No. 52. – P. 1–57. – doi: 10.1144/pygs.52.1.1.

Talent J.A. Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? // Senckenbergian Lethanaea. – 1988. – No. 3 (4). – P. 315–368.

Veizer J., Holser W.T., Wilgus C.K. Correlation of $^{13}C/^{12}C$ and $^{34}S/^{32}S$ secular variations // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1980. – No. 44. – P. 579–587.

Webby B.D. Patterns of Ordovician reef development // Phanerozoic Reef Patterns / *W. Kiessling, E. Flügel, J. Golonka* (*eds.*). – Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2002. – P. 129–179. – doi: 10.2110/pec.02.72.0129.

Webby B.D., Paris F., Droser M.L., Percival I.G. The Great Ordovician Biodiversification Event. – New York: Columbia University Press, 2004. – 484 p.

References:

Alberstadt L.P., Walker K.R., Zurawski R.P. Patch reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and vertical zonation in Ordovician reefs // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. No. 85. P. 1171–1182. doi: 10.1130/0016-7606(1974) 85<1171:pritcl>2.0.co;2.

Antoshkina A.I. Osobennosti stroeniya nizhnepaleozoiskoi rifogennoi tolshchi Severnogo Urala [Features of the structure of the lower Paleozoic reef strata of the Northern Urals] // Prirodnye rezervuary Pechorskogo neftegazonosnogo basseina [Natural reservoirs of the Pechora oil and gas basin]. Syktyvkar, 1992a. P. 5–21. (Tr. In-ta geologii Komi nauch. tsentra UrO RAN, Is. 76). (In Russian).

Antoshkina A.I. Litologo-paleograficheskie osobennosti pozdneordovikskikh rifov Pechorskogo Urala [Lithological and paleographic features of the late Ordovician reefs of the Pechora Urals] // Litologiya i geokhimiya osadochnykh formatsii Severo-Vostoka evrop. chasti Rossii [Lithology and Geochemistry of sedimentary formations of the North-East of the European part of Russia]. Syktyvkar, 1992b. P. 12–23. (Tr. In-ta geologii Komi nauch. tsentra UrO RAN; Is. 79). (In Russian).

Antoshkina A.I. Rify v paleozoe Pechorskogo Urala [Reefs in the Paleozoic of the Pechora Urals]. Sankt-Peterburg: Nauka, 1994. 154 p. (In Russian).

Antoshkina A.I. Rifoobrazovanie v paleozoe (sever Urala i sopredel'nye oblasti) [Reef formation in the Paleozoic (Northern Urals and adjacent areas)]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2003. 304 p. (In Russian).

Antoshkina A.I. Prostranstvenno-vremennye svyazi v strukture nizhnepaleozojskoj kalejdovoj formacii severa Urala [Space-time links in structure Lower Paleozoic Kaleidovaya Formation at the north of Urals] // Problemy geologii i mineralogii [The problems of Geology and Mineralogy] / *A.M. Pystin* (*ed.*). Syktyvkar: Geoprint Publ., 2006. P. 351–364. (In Russian)

Antoshkina A.I. Rannepaleozoiskoe rifoobrazovanie na severe Urala kak primer ego vzaimosvyazi s geo-biosfernymi izmeneniyami [Early Paleozoic reef formation in the North of the Urals as an example of its relationship with geo-biosphere changes] // Rifogennye formatsii i rify v evolyutsii biosfery [Reef formations and reefs in the evolution of the biosphere]. Seriya «Geo-biologicheskie sistemy v proshlom». M.: PIN RAN, 2011. P. 116–141. (In Russian).

Antoshkina A.I., Shmeleva L.A. Osobennosti sostava, stroeniya i uslovii obrazovaniya khirnantskikh otlozhenii v Timano-severoural'skom osadochnom basseine [Pecularities of composition, structure and environments of Hirnantian deposits in the Timan-Northern Ural sedimentary basin] // Litosfera. 2018. No. 18 (4). P. 543–565. doi: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565. (In Russian).

Antoshkina A.I., Ponomarenko E.S., Silaev V.I. Biokhemogennaya priroda ordovikskikh shamozitov na Severnom Urale [Biochemistry nature of the Ordovician chamosite in the Northern Urals] // Vestnik IG Komi NTS UrO RAN. 2017. No. 9. P. 12–22. doi: 10.19110/2221-1381-2017-9-12-22. (In Russian).

Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Yur'eva Z.P., Ponomarenko E.S., Sandula A.N., Kaneva N.A., Shmeleva L.A., Shebolkin D.N., Shadrin A.N., Inkina N.A. Rekonstruktsiya osadkonakopleniya v paleozoe Timano-Severoural'skogo regiona: napravleniya issledovanii, rezul'taty, problemy i zadachi [Reconstruction of sedimentation in the Paleozoic Timan-North Ural region: research directions, results, problems and tasks] // Izvestiya Komi nauchnogo tsentra UrO RAN. 2015. No. 1 (21). P. 55–72. (In Russian).

Brand U., Veiser J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system – 2. Stable isotope // J. Sediment. Petrol. 1981. No. 51 (3). P. 987–997. doi: 10.1306/2f919c6a-16ce-11d7-8645000102c1865d.

Brumsack H.J. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006. No. 232. P. 344–361. doi: 10.1016/j.palaeo.2005.05.011.

Copper P., Jin J. Early Silurian (Aeronian) East Point Coral Patch Reefs of Anticosti Island, Eastern Canada: First Reef Recovery from the Ordovician/Silurian Mass Extinction in Eastern Laurentia // Geosciences. 2012. No. 2 (2). P. 64–89. doi: 10.3390/geosciences2020064.

Dautova T.N. Sovremennye korallovye ekosistemy: puti rasprostraneniya i sostav soobshchestv [Modern coral ecosystems: ways of distribution and composition of communities] // Rifogennye formatsii i rify v evolyutsii biosfery [Reef formations and reefs in the evolution of the biosphere]. Seriya «Geo-biologicheskie sistemy v proshlom». M.: PIN RAN, 2011. P. 179–200. (In Russian).

Deev M.G. Uroven' kak indikator izmenenii sostoyaniya Mirovogo okeana [Level as an indicator of changes in the state of the world ocean] // Geografiya. Pervoe sentyabrya. 2010. No. 6. P. 14–20. (In Russian).

Dembovskii B.Ya., Dembovskaya Z.P., Klyuzhina M.L., Nasedkina V.A. Ordovik Pripolyarnogo Urala. Geologiya, litologiya, stratigrafiya [Ordovician of the Subpolar Urals. Geology, lithology, stratigraphy]. Sverdlovsk: UrO AN SSSR, 1990. 210 p. (In Russian).

Ditlev H. Zonation of corals on reef flats at Ko-Phuket // Mar. Biol. 1978. No. 47. P. 29–39. doi: 10.1007/bf00397016.

Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin: Springer-Verlag, 2004. 976 p.

For G. Osnovy izotopnoi geologii [Fundamentals of isotope Geology]. M., Izd-vo Mir, 1989. 590 p. (In Russian).

Hallam A. Phanerozoic Sea-Level Changes. New York: Columbia University Press, 1992. 266 p.

Ivanovskii A.B., Osipova A.I., Kuznetsov V.G., Bol'shakova L.N., Gekker M.R., Goryunova R.V., Zhuravlev A.Yu., Kosmynin V.N., Luchinina V.A., Rozhnov S.V., Tesakov Yu.I., Khromykh V.G. Rifogennye postroiki v paleozoe Rossii [Reefs in the Paleozoic of Russia]. M.: Nauka, 1997. 157 p. (In Russian).

Izokh O.P., Izokh N.G., Ponomarchuk V.A., Semenova D.V. Izotopy ugleroda i kisloroda v otlozheniyakh fran-famenskogo (verkhnii devon) razreza Kuznetskogo basseina (Yug Zapadnoi Sibiri) [Carbon and oxygen isotopes in the deposits of the Fran-famen (upper Devon) section of the Kuznetsk basin (South of Western Siberia)] // Geologiya i geofizika. 2009. No. 50 (7). P. 786–795. (In Russian).

Jaffres J.B.D., Shields G.A., Wallmann K. The oxygen isotope evolution of seawater: a critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years // Earth-Sci. Revs. 2007. No. 83. P. 83–122. doi: 10.1016/j.earscirev.2007.04.002.

James N.P., Bourque P.A. Reefs and Mounds // Facies Models – Response to Sea-Level Change / *R.G. Walker, N.P. James* (*eds.*). Geol. Assoc. Can., 1992. P. 323–347.

Kanygin A.V. Ordovikskii fenomen vzryvnoi divergentsii organicheskogo mira Zemli: prichiny i evolyutsionnye posledstviya dlya biosfery [Ordovician phenomenon of explosive divergence of The earth's organic world: causes and evolutionary consequences for the biosphere] // Geologiya i geofizika. 2001. No. 42 (4). P. 631–667. (In Russian).

Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Prec. Res. 1995. No. 73. P. 27–49. doi: 10.1016/0301-9268(94)00070-8.

Khabarov E.M., Izokh O.P. Sedimentologiya i izotopnaya geokhimiya rifeiskikh karbonatnykh otlozhenii Kharaulakhtinskogo podnyatiya severa vostochnoi Sibiri [Sedimentology and isotope Geochemistry of Riphean carbonate sediments Horological uplift of Northern East Siberia] // Geologiya i geofizika. 2014. No. 55 (5–6). P. 797–820. doi: 10.15372/gig20140507. (In Russian).

Khabarov E.M., Ponomarchuk V.A., Morozova I.P., Travin A.N. Izotopy ugleroda v rifeiskikh karbonatnykh porodakh Eniseiskogo kryazha [Carbon isotopes in Riphean carbonate rocks of the Yenisei ridge] // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya. 1999. No. 7 (6). P. 20–40.

Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert L.B. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and east Greenland // Nature. 1986. No. 321. P. 832–838. doi: 10.1038/321832a0.

Kondiain A.G. Siluriiskie i nizhnedevonskie otlozheniya Bel'sko-Eletskoi fatsial'noi zony Pechorskogo Urala [Silurian and lower Devonian deposits of the Belsko-Yelets facies zone of the Pechora Urals] // Trudy VSEGEI [Proceedings VSEGEI]. Leningrad: Nedra, 1967. No. 144. P. 87–122. (In Russian).

Kuleshov V.N. Evolyutsiya izotopnykh uglekislotno-vodnykh sistem v litogeneze. Soobshchenie 1. Sedimentogenez i diagenez [Evolution of isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Message 1. Sedimentogenesis and diagenesis] // Litologiya i poleznye iskopaemye. 2001. No. 5. P. 491–508. (In Russian).

Kump L.R., Arthur M.A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter // Chem. Geol. 1999. No. 161. P. 181–198. doi: 10.1016/s0009-2541(99)00086-8.

Letnikova E.F. Geokhimicheskaya spetsifika karbonatnykh otlozhenii razlichnykh geodinamicheskikh obstanovok Severo-Vostochnogo segmenta Paleoaziatskogo okeana [Geochemical specificity of carbonate deposits of various geodynamic environments of the North-Eastern segment of the Paleoasian ocean] // Litosfera. 2005. No. 1. P. 70–81. (In Russian).

Li Q., Li Y., Kiessling W. The first sphinctozoan-bearing reef from an Ordovician back-arc basin // Facies. 2015. No. 61 (3). P. 1–9. doi: 10.1007/s10347-015-0444-6.

McManus J.F., Oppo D.W., Cullen J.L. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic // Science. 1999. No. 183 (5404). P. 971–975. doi: 10.1126/science.283.5404.971.

Ob"yasnitel'naya zapiska k tektonicheskoi karte Barentseva morya i severnoi chasti Evropeiskoi Rossii masshtaba 1:2 500 000 [Explanatory note to the tectonic map of the Barents sea and the Northern part of European Russia scale 1: 2 500 000]. M., Institut litosfery RAN, 1996. 94 p. (In Russian).

Perel'man A.I. Geokhimiya [Geochemistry]. M.: Vysshaya shkola, 1989. 527 p. (In Russian).

Pokrovskii B.G., Melezhik V.A., Buyakaite M.I. Izotopnyi sostav S, O, Sr i S v pozdnedokembriiskikh otlozheniyakh patomskogo kompleksa, Tsentral'naya Sibir'. Soobshchenie 1. Rezul'taty, izotopnaya stratigrafiya i problemy datirovaniya [Isotopic composition of C, O, Sr and S in late Precambrian deposits of the Patom complex, Central Siberia. Message 1. Results, isotope stratigraphy and Dating problems] // Litologiya i poleznye iskopaemye. 2006. No. 5. P. 505–530. (In Russian).

Puchkov V.N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and the Fore-Urals (actual issues of stratigraphy, techtonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizainPoligrafServis, 2010. 280 p. (In Russian).

Scholle P.A., Arthur M.A. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones; potential stratigraphic and petroleum exploration tool // AAPG Bulletin. 1980. No. 64 (1). P. 67–87. doi: 10.1306/2f91892d-16ce-11d7-8645000102c1865d.

Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu. Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection), 2015. V. 1–6. Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.

Scrutton C.T. The Palaeozoic corals, II: structure, variation and palaeoecology // Proc. Yorks. Geol. Polytech. Soc. 1998. No. 52. P. 1–57. doi: 10.1144/pygs.52.1.1.

Shmeleva L.A. Paleolandshaftnaya rekonstruktsiya verkhneordovikskogo rifa r. B. Kos'yu (r. Ilych, Severnyi Ural) [Paleolandscape reconstruction of the Upper Ordovician reef r. B. Kos'yu (Ilych river, Northern Urals)] // Struktura, veshchestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta: Materialy 23-i nauchnoi konferentsii [Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment: Proceedings of the 23rd scientific conference]. Syktyvkar: Geoprint, 2014. P. 146–149. (In Russian).

Shmeleva L.A. Litologo-paleoekologicheskaya kharakteristika verkhneordovikskogo rifa Bol'shaya Kos'yu (bassein r. Ilych, Severnyi Ural) [Litho-paleoecological characteristics of the Upper Ordovician reef Bol'shaya Kos'yu (Ilych River, Northern Urals)] // Litosfera. 2016. No. 1. P. 154–162. (In Russian).

Shmeleva L.A. Bioraznoobrazie verkhneordovikskogo rifa Bol'shaya Kos'yu, Severnyi Ural [Biodiversity of the upper Ordovician reef Bolshaya Kosyu, Northern Urals] // Vestnik Instituta geologii Komi NTS UrO RAN. 2018. No. 11. P. 38–42. doi: 10.19110/2221-1381-2018-11-38-42. (In Russian).

Talent J.A. Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? // Senckenbergian Lethanaea. 1988. No. 3 (4). P. 315–368.

Timonin N.I. Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoe [Pechora plate: history of geological development in the Phanerozoic]. Ekaterinburg: UrO RAN, 1998. 240 p. (In Russian).

Veizer J., Holser W.T., Wilgus C.K. Correlation of $^{13}C/^{12}C$ and $^{34}S/^{32}S$ secular variations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. No. 44. P. 579–587.

Vinogradov V.I. Izotopnye pokazateli geokhimicheskikh izmenenii osadochnykh porod [Isotopic indicators of geochemical changes in sedimentary rocks] // Priroda. 2007. No. 11. P. 22–28. (In Russian).

Webby B.D. Patterns of Ordovician reef development // Phanerozoic Reef Patterns / *W. Kiessling, E. Flügel, J.Golonka* (*eds.*). Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2002. doi: 10.2110/pec.02.72.0129.

Webby B.D., Paris F., Droser M.L., Percival I.G. The Great Ordovician Biodiversification Event. New York: Columbia University Press, 2004. 484 p.

Yudin V.V., Dedeev V.A. Geodinamicheskaya model' Pechorskoi plity [Geodynamic model of the Pechora plate]: Preprint. Syktyvkar, 1987. 12 p. (Seriya preprintov «Nauchnye doklady» [Series of preprints «Scientific reports»]; Is. 171 / Komi filial AN SSSR). (In Russian).

Yudovich Ya.E., Maidl' T.V., Ivanova T.I. Geokhimiya strontsiya v karbonatnykh otlozheniyakh (v svyazi s problemoi geokhimicheskoi diagnostiki rifov) [Strontium Geochemistry in carbonate deposits (in connection with the problem of geochemical diagnostics of reefs)]. Leningrad: Nauka, 1980. 152 p. (In Russian).

Информация об авторе:
Шмелёва Любовь Алексеевна, Институт геологии ФИЦ Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, г. Сыктывкар. E-mail: lyubov.shmeleva@inbox ru

About the author:
Shmeleva Lyubov Alekseevna, Institute of Geology FRC Komi Science Centre Urals Branch of RAS, Syktyvkar, Russia. E-mail: lyubov.shmeleva@inbox ru

УДК 550.461 http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-9

ВОДА — САМЫЙ СЛОЖНЫЙ ПРИРОДНЫЙ РАСТВОР

© 2020 г. Р.Ф. Абдрахманов

Вода — это самое драгоценное ископаемое. Вода — это не просто минеральное сырье, это не только средство для развития промышленности и сельского хозяйства. Вода — это действенный проводник культуры, это — живая кровь, которая создает жизнь там, где ее не было.

Академик А.П. Карпинский

Реферат. В статье рассматривается вода как химическое соединение. Анализируются ее основные химические и физические свойства. Описана структура воды и изменение ее свойств при попадании в нее растворенных веществ. Показано, что вода проявляет аномальные свойства при изменении температуры, давления, воздействии внешних полей (электрических, магнитных и пр.). Влияние аномальных свойств магнитоактивированной воды оценивается на основе результатов производственных научных исследований по изучению эффективности магнитной активации поливной воды для орошения овощных культур в совхозе-заводе «Дмитриевский» Уфимского района Республики Башкортостан.

Ключевые слова: вода, химические свойства, физические свойства, магнитоактивированная вода

WATER IS THE MOST DIFFICULT NATURAL SOLUTION

© 2020 R.F. Abdrakhmanov

Abstract. The article considers water as a chemical compound. Its basic chemical and physical properties are analyzed. The structure of water and the change in its properties when dissolved substances enter it are described. It is shown that water exhibits anomalous properties when temperature, pressure, and external fields (electric, magnetic, etc.) change. The influence of the anomalous properties of magnetically activated water is estimated on the basis of the results of industrial scientific research on the effectiveness of magnetic activation of irrigation water for irrigation of vegetables in the Dmitrievsky state farm plant in the Ufa district of the Republic of Bashkortostan.

Key words: water, chemical properties, physical properties, magnetically activated water

Введение

Вода — устойчивое химическое соединение водорода с кислородом (11.19% водорода и 88.81% кислорода по массе). В шкале Цельсия температура плавления воды принята за 0 °С, а температура кипения — 100 °С. Наибольшую плотность вода имеет при 4 °С (масса 1 г/см^3), при 0 °С плотность льда составляет 0.917 г/см^3, а плотность воды — 0.99997 г/см^3.

Чистая вода является смесью легкой (H_2O) и очень малых количеств окисей тяжелой (D_2O) и сверхтяжелой (T_2O) воды. Существует также полутяжелая вода (HOD). Вещество, которое мы называем водой, представляет смесь различных веществ (изотопы: H^+, H^{2+}, H^{3+} и кислорода: ^{14}O, ^{15}O, ^{16}O, ^{17}O, ^{18}O, ^{19}O).

Вода является одним из самых сложных веществ, как с физической, так и с химической точки зрения. Она относится к веществам, которые

Для цитирования: *Абдрахманов Р.Ф.* Вода — самый сложный природный раствор // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 110–115. http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-9.

For citation: *Abdrakhmanov R.F.* Water is the most difficult natural solution // Geologicheskii vestnik. 2020. No. 2. P. 110–115. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-9.

наиболее трудно получить в чистом виде. Вода — это вещество, физические константы которого отличаются наибольшим количеством аномалий [Черняев, Шаманаев, 1994; Крайнов и др., 2012; Абдрахманов, 2014].

Изучением свойств водных растворов ученые занимаются не одно десятилетие. Вода доступна нам как воздух, что создает иллюзию простоты ее изучения у неподготовленных исследователей. Поэтому вокруг нее возникает много спекуляций и домыслов. Вода — уникальный растворитель. И в самых совершенных технологиях малейшие изменения ее свойств могут иметь нежелательные последствия. В химии, биологии, фармацевтике, пищевой промышленности многие процессы зависят от свойств воды. Поэтому, чем больше мы будем о ней знать, тем легче с ней работать, тем выше результат освоения новых технологий [Физика…, 2019].

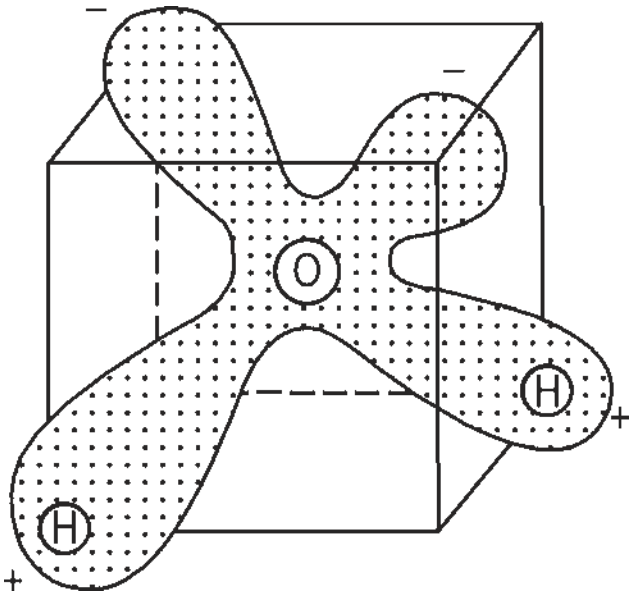


Рис. 1. Структура воды [Крайнов и др., 2012]
Fig. 1. Water structure

Структура воды с физико-химической точки зрения

Природная вода представляет собой сложный раствор, состоящий из молекул воды и растворенных веществ. Как отмечает В.И. Вернадский [1934], вода постоянный участник практически любого вещества-минерала, горной породы, живого тела и пр. Применение достижений структурной химии к изучению свойств воды на молекулярном уровне дает возможность познать поведение воды в природе, взаимосвязи с компонентами в природных растворах в зависимости от температуры, давления и других факторов внешней среды, и тем самым познать сами гидрогеохимические процессы.

Форма молекулы воды (H_2O) с современных позиций представляется в виде электронного облака (рис. 1), атом кислорода с отрицательным зарядом расположен в центре, а два атома водорода с положительными зарядами — в противоположных углах нижней грани условного куба [Крайнов и др., 2012]. Диаметр молекулы воды составляет 2.76 Å, а угол связи между электронными орбитами атомов водорода равен 104.51° [Зацепина, 1974]. Молекула воды чрезвычайно устойчива. Распределение положительного и отрицательного зарядов в молекуле воды обуславливает большой дипольный момент молекулы воды, что имеет важное значение при взаимодействии молекул между собой и с растворенными веществами.

Водородные связи между молекулами воды и возникающие пространственные структуры молекул определяют межмолекулярную структуру воды, которая и служит одной из причин ее аномальных свойств и уникальности ее как растворителя. Наиболее простой структурой обладает газообразная вода, состоящая преимущественно из мономеров, т. е. одиночных молекул H_2O. Чтобы превратить воду в газ (пар) при 100 °C требуется затратить 2.26 кДж/г, при этом разрываются все водородные межмолекулярные связи [Крайнов и др., 2012].

Растворенные в воде вещества изменяют ее структуру и свойства, заполняя пространство внутри кристаллической решетки воды. Так, электропроводность растворов обычно возрастает в десятки тысяч раз благодаря появлению в воде различных ионов.

Из природных веществ вода наиболее универсальный растворитель. В природных водах обнаружено больше половины известных химических элементов. Вода является инертным растворителем, поскольку она сама химически не изменяется под воздействием тех веществ, которые она растворяет. Высокая величина диэлектрической постоянной воды способствует растворению в воде веществ, молекулы которых соединены исключительно или в основном ионной связью. Диссоциации солей на ионы способствует, а соединению их вновь в кристаллы препятствует взаимодействие положительных ионов с отрицательной (кислородной) оконечностью молекулы H_2O и взаимодействие заряженных ионов с положительной (водородной) оконечностью молекулы [Черняев, Шаманаев, 1994].

Вода проявляет аномальные свойства при изменении температуры, давления, воздействии внешних полей (электрических, магнитных и пр.) и др., которые не исчезают в течение какого-то времени после прекращения этого воздействия («структурная память»). Наблюдающиеся в воде «эффекты» связаны с наличием в ней молекулярных комплексов, дискретно меняющих свою структуру или размеры при изменении температуры. Такими свойствами, по данным А.Н. Киргинцева и Л.Н. Ефанова [1967], обладают только свежеперегнанная вода и приготовленные на ней растворы. Через несколько суток осцилляции на кривых температурной зависимости эти свойства резко уменьшаются. От обычной воды отличаются также свойства талой воды, которые подвержены изменениям ее диэлектрической постоянной и вязкости. Это состояние оказывается непостоянным, так как с течением времени талая вода также теряет свои необычные свойства [Сикорский и др., 1959].

Одно из возможных объяснений временного изменения свойств талой воды было предложено Л.Д. Кисловским [1967]. При замораживании между льдом и водой, в связи с разделением зарядов, возникает разность потенциалов. При этом могут возникать метастабильные ионы или комплексы, упрочняющие структуру воды при их попадании в свободные полости квазикристаллического каркаса. Имеются также предположения, что временные изменения свойств талой воды могут быть связаны с возникновением под действием света свободных радикалов, образующих относительно долгоживущие комплексы типа H_2O_4 или $H_2O{\cdot}O_2$. Диэлектрическая постоянная воды возрастает, достигая табличного значения в течение 15–20 минут после окончания плавления льда. Вязкость талой воды становится равной табличной лишь через 3–6 суток после плавления [Дерягин, Чураев, 1971].

Какова бы ни была причина этих явлений, не вызывает сомнений, что вода или водные растворы, по-видимому, могут находиться в неравновесном состоянии и что скорости релаксации невысоки.

Растворимость горных пород с уменьшением размера слагающих их минералов возрастает. Так, по данным Хюллета, для частиц гипса размером в 2 мк насыщение наступает при концентрации 15.3 ммоль/л, а для частиц размером менее 0.3 мк — при концентрации 18.2 ммоль/л, т.е. растворимость повышается на 20% [Сергеев и др., 1973].

Существенное влияние на растворимость карбонатов, сульфатов и галоидов оказывают имеющиеся в них примеси. Часть из них может уменьшать растворимость пород, а другие — увеличивать ее. Торможение растворения в этом случае происходит вследствие образования на поверхности кристаллов коллоидальных пленок, препятствующих растворению солей. Именно с этим связана широко известная тормозящая развитие карста роль глинистых примесей, имеющихся в растворенных грунтах. Энергия кристаллической решетки ионных кристаллов, а также растворяющая способность большинства растворителей зависят от термодинамических условий. Это выражается в том, что растворимость минералов изменяется в зависимости от температуры и давления [Сергеев и др., 1973].

В технике давно уже используется способность воды длительно сохранять свойства, приобретенные в результате магнитной обработки. Последняя заключается, как известно, в пропускании через трубку потока, пересекающего магнитные поля, создаваемые несколькими последовательно установленными магнитами.

Действие магнитного поля сводится, по-видимому, к пространственному разделению разноименных ионов, рекомбинация которых протекает медленно. Повышение температуры, как показывают эксперименты, сокращает время релаксации магнитообработанной воды к стабильному состоянию.

Высказано предложение [Кисловский, 1967], что этот эффект возможен только при наличии «посторонних примесей», например, ионов Ca^{2+}, способных образовывать стабильные комплексы типа $Ca(H_2O)_6^{2+}$. Другая гипотеза предложена К.М. Джоши, П.В. Камат [Черняев, Шаманаев, 1994], по мнению которых при магнитной обработке изменяется константа диссоциации молекул воды, что должно вести к временному увеличению числа носителей тока — OH^- и H_3O^+ ионов. Как известно, эти ионы также могут служить центрами образования относительно стойких надмолекулярных структур.

Впрочем, так же как и в опытах со свежеперегнанной и талой водой, эффект может быть обусловлен ориентацией в магнитном поле парамагнитных атомов или молекул растворенных газов, временно изменяющих структуру воды. Скорости релаксации к нормальному состоянию после снятия магнитного поля невелики, по-видимому, из-за происходящего при этом образования относительно стойких надмолекулярных структур [Черняев, Шаманаев, 1994].

Опыт использования магнитоактивированной воды для орошения овощных культур

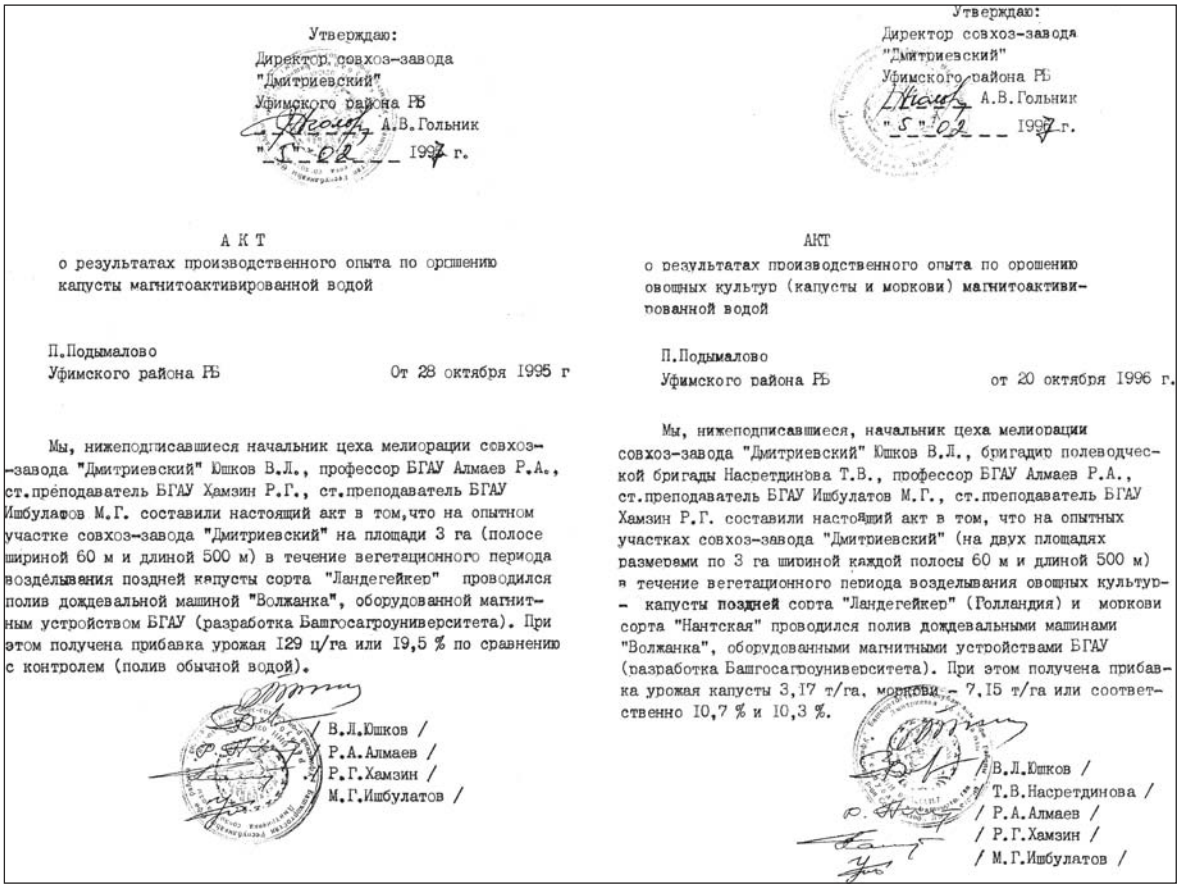
Для подтверждения влияния аномальных свойств магнитоактивированной воды приведем пример научных исследований по изучению эффективности магнитной активации поливной воды для орошения овощных культур (капуста, морковь) в совхозе-заводе «Дмитриевский» Уфимского района Республики Башкортостан [Абдрахманов, Алмаев, 1995 г., 1996 г.].

Как видно из рис. 2, использование магнитоактивированной воды позволило получить значительную прибавку урожая овощных культур (капусты — 10.7–19.5%, моркови — 10.3%) [Алмаев и др., 2004].

Заключение

Структура жидкой воды до сих пор полностью не выяснена, хотя существует много моделей структуры воды: модель малых агрегатов молекул воды, модель пустот, смешанные модели разновидностей молекулы воды. Большое внимание в последние годы привлекает модель искаженных водородных связей, в соответствии с которой в жидкой воде, как и во льду, сохраняется тетраэдрический порядок в расположении молекул и наблюдается лишь небольшое изменение расстояний между молекулами воды (или их радиуса). Считается, что модели искаженных водородных связей находятся в согласии с большинством известных экспериментальных данных о структуре воды [Крайнов и др., 2012]. По-видимому, аномальные физические и химические свойства воды лежат в особенностях структуры воды, образуемых отдельными молекулами при различных агрегатных состояниях, связанных с изменением условий (температуры, давления, растворенных и др. компонентов), в которых находится вода.

В целом проблема структуры воды и водных растворов чрезвычайно сложна, противоречива и недостаточно выяснена. Проблема, касающаяся природы воды, водных растворов на границе разделов



Утверждаю:
Директор совхоз-завода
"Дмитриевский"
Уфимского района РБ
А.В.Гольник
"5" 02 1997 г.

АКТ
о результатах производственного опыта по орошению капусты магнитоактивированной водой

П.Подымалово
Уфимского района РБ — От 28 октября 1995 г

Мы, нижеподписавшиеся начальник цеха мелиорации совхоз-завода "Дмитриевский" Юшков В.Л., профессор БГАУ Алмаев Р.А., ст.преподаватель БГАУ Хамзин Р.Г., ст.преподаватель БГАУ Ишбулатов М.Г. составили настоящий акт в том,что на опытном участке совхоз-завода "Дмитриевский" на площади 3 га (полосе шириной 60 м и длиной 500 м) в течение вегетационного периода возделывания поздней капусты сорта "Ландегейкер" проводился полив дождевальной машиной "Волжанка", оборудованной магнитным устройством БГАУ (разработка Башгосагроуниверситета). При этом получена прибавка урожая 129 ц/га или 19,5 % по сравнению с контролем (полив обычной водой).

/ В.Л.Юшков /
/ Р.А.Алмаев /
/ Р.Г.Хамзин /
/ М.Г.Ишбулатов /

Утверждаю:
Директор совхоз-завода
"Дмитриевский"
Уфимского района РБ
А.В.Гольник
"5" 02 1997 г.

АКТ
о результатах производственного опыта по орошению овощных культур (капусты и моркови) магнитоактивированной водой

П.Подымалово
Уфимского района РБ — от 20 октября 1996 г.

Мы, нижеподписавшиеся, начальник цеха мелиорации совхоз-завода "Дмитриевский" Юшков В.Л., бригадир полеводческой бригады Насретдинова Т.В., профессор БГАУ Алмаев Р.А., ст.преподаватель БГАУ Ишбулатов М.Г., ст.преподаватель БГАУ Хамзин Р.Г. составили настоящий акт в том, что на опытных участках совхоз-завода "Дмитриевский" (на двух площадях размерами по 3 га шириной каждой полосы 60 м и длиной 500 м) в течение вегетационного периода возделывания овощных культур – капусты поздней сорта "Ландегейкер" (Голландия) и моркови сорта "Нантская" проводился полив дождевальными машинами "Волжанка", оборудованными магнитными устройствами БГАУ (разработка Башгосагроуниверситета). При этом получена прибавка урожая капусты 3,17 т/га, моркови – 7,15 т/га или соответственно 10,7 % и 10,3 %.

/ В.Л.Юшков /
/ Т.В.Насретдинова /
/ Р.А.Алмаев /
/ Р.Г.Хамзин /
/ М.Г.Ишбулатов /

Рис. 2. Результаты производственных опытов использования магнитоактивированной воды для орошения

Fig. 2. The results of production experiments using magnetically activated water for irrigation

«вода–порода», «вода–газ» разработана еще меньше. Некоторые вопросы, касающиеся взаимодействия «вода–порода» и кинетики обменно-адсорбционных процессов и их роли в формировании отдельных геохимических типов подземных вод рассмотрены в нашей работе [Попов, Абдрахманов, 2013].

Использование достижений структурной химии в области изучения структуры воды и водных растворов открывает большие возможности для объяснения гидрохимических процессов и количественной их интерпретации. В связи с решением проблем обеспечения населения качественной пресной водой в настоящее время стоит весьма остро разработка проблемы по вопросам структурной организации воды, ее растворов. Количественная оценка их в процессах формирования состава природных вод и самоочищения последних, миграция компонентов загрязнения в водоемах и водотоках и т. п. имеет весьма важное практическое значение.

Работа выполнена в рамках Госбюджетной темы № 0246-2019-0086.

Список литературы:

Абдрахманов Р.Ф. Пресные подземные и минеральные лечебные воды Башкортостана. – Уфа: Гилем, Башк. энцикл., 2014. – 416 с.

Алмаев Р.А., Ишбулатов М.Г., Курамшин Д.В. Магнитная активация воды в дождевальных машинах // Мелиорация и водное хозяйство. – 2004. – № 3. – С. 23–24.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. – М.: Горгеонефтеиздат, 1934. – 624 с.

Дерягин Б.В., Чураев Н.В. Новые свойства жидкостей. – М.: Наука, 1971. –130 с.

Зацепина Г.Н. Свойства и структура воды. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – 160 с.

Киргинцев А.Н., Ефанов Л.Н. Некоторые особенности политермического поверхностного натяжения воды и водных растворов // Изв. АН СССР, сер. хим. – 1967. – № 3. – С. 571–576.

Кисловский Л.Д. О метастабильных структурах в водных растворах // Докл. АН СССР. – 1967. – Т. 175, № 6. – С. 1277–1285.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. – 672 с.

Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Ионообменная концепция в генетической гидрогеохимии. – Уфа: Гилем, 2013. – 356 с.

Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиангиров Р.С., Осипов В.И., Трофимов В.Т. Грунтоведение. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 388 с.

Сикорский Ю.А., Вертепная Г.И., Красильник М.Г. Физические свойства воды // Изв. ВУЗов СССР. Физика. – 1959. – № 3. – С. 10–15.

Физика водных растворов: Тезисы докладов конференции. – М., 2019. – 100 с.

Черняев А.М., Шаманаев Ш.Ш. Проблемы структуры воды в гидрохимических процессах. – Екатеринбург: Изд-во «Виктор», 1994. – 192 с.

References:

Abdrakhmanov R.F. Presnye podzemnye i mineral'nye lechebnye vody Bashkortostana [Fresh Groundwater and Mineral Medicinal Water Reserves of Bashkortostan]. Ufa: Gilem, Bashkir Encyclopedia Press. 2014. 416 p. (In Russian).

Almaev R.A., Ishbulatov M.G., Kuramshin D.V. Magnitnaya aktivatsiya vody v dozhdeval'nykh mashinakh [Magnetic activation of water in sprinklers] // Melioratsiya i vodnoe khozyaistvo [Irrigation and Water Management]. 2004. No. 3. P. 23–24. (In Russian).

Chernyaev A.M., Shamanaev Sh.Sh. Problemy struktury vody v gidrokhimicheskikh protsessakh [Problems of water structure in hydrochemical processes]. Ekaterinburg: "Viktor" Press, 1994. 192 p. (In Russian).

Deryagin B.V., Churaev N.V. Novye svoistva zhidkostei [New properties of liquids]. M.: Science Press, 1971. 130 p. (In Russian).

Kirgintsev A.N., Efanov L.N. Nekotorye osobennosti politermicheskogo poverkhnostnogo natyazheniya vody i vodnykh rastvorov [Some features of the polythermal surface tension of water and aqueous solutions] // Reports of the USSR Academy of Sciences. Chemical series. 1967. No. 3. P. 571–576. (In Russian).

Kislovskiy L.D. O metastabil'nykh strukturakh v vodnykh rastvorakh [On metastable structures in aqueous solutions] // Reports of the USSR Academy of Sciences. 1967. T. 175, No. 6. P. 1277–1285. (In Russian).

Kraynov S.R., Ryzhenko B.N., Shvets V.M. Geokhimiya podzemnykh vod. Teoreticheskie, prikladnye i ekologicheskie aspekty [Groundwater geochemistry. Theoretical, applied and environmental aspects]. M.: TsentrLitNefteGaz Press, 2012. 672 p. (In Russian).

Popov V.G., Abdrakhmanov R.F. Ionoobmennaya kontseptsiya v geneticheskoi gidrogeokhimii [The Ion Exchange Concept in Genetic Aqueous Geochemistry]. Ufa: Gilem Press, 2013. 356 p. (In Russian).

Sergeev E.M., Golodkovskaya G.A., Ziangirov R.S., Osipov V.I., Trofimov V.T. Gruntovedenie [Soil science]. M.: MSU Press, 1973. 388 p. (In Russian).

Sikorskiy Yu.A., Vertepnaya G.I., Krasil'nik M.G. Fizicheskie svoistva vody [Physical properties of water] // Proceedings of higher educational institutions of the USSR. Physics. 1959. No. 3. P. 10–15. (In Russian).

Fizika vodnykh rastvorov [Physics of aqueous solutions]: Abstracts of conference reports. M., 2019. 100 p. (In Russian).

Vernadskiy V.I. Ocherki geokhimii [Essays on geochemistry]. M.: Gorgeonefteizdat Press, 1934. 624 p. (In Russian).

Zatsepina G.N. Svoistva i struktura vody [Properties and structure of water]. M.: MSU Press, 1974. 160 p. (In Russian).

Сведения об авторе:
Абдрахманов Рафил Фазылович, доктор геол.-мин. наук, профессор, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru

About the azuthor:
Abdrakhmanov Rafil Fazilovich, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: hydro@ufaras.ru