ИГ УФИЦ РАН

ISSN 2619-0087

# Геологический Вестник

№ 1, 2021

ISSN 2619-0087

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УФИМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

2021. № 1

*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.
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, 2021
© Авторы статей, 2021

## Содержание

*Сергеева Н.Д.* Отложения нижнекаратауской подсерии каратауской серии Алатауского антиклинория в разрезе по р. Зилим в районе д. Толпарово (Южный Урал) ..... 3

*Солодова С.А.* Фрагмент разреза басинской свиты ашинской серии венда на участке автодороги Макарово – Кулгунино (Южный Урал) ..... 14

*Осипова Е.М., Данукалова Г.А., Шнайдер С.В.* Реконструкции палеоэкологических условий конца позднего неоплейстоцена – голоцена малакофаунистическим методом по материалам местонахождения Обишир-V в Кыргызстане ..... 22

*Маслов А.В.* Возможные «актуальные климатические образы» отложений различных литостратиграфических единиц рифея и венда Урала ..... 38

*Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П., Левашова Н.М.* Верхневендский период гиперактивности магнитного поля: новые палеомагнитные данные по зиганской свите на Южном Урале ..... 46

*Гатауллин Р.А., Савельев Д.Е.* Минералого-геохимические особенности мантийных ультрамафитов южной части массива Нурали ..... 55

*Рахимов И.Р.* Геологическое строение и вещественный состав Талкасского габбрового массива (худолазовский комплекс) ..... 68

*Мичурин С.В., Биктимерова З.Р., Казбулатова Г.М., Горожанин В.М., Султанова А.Г., Карамова А.М., Войкина З.А., Шарипова А.А.* Минералогические и геохимические особенности карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты верхнего рифея в районе д. Толпарово (Южный Урал) ..... 80

*Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.* Распределение редкоземельных элементов и иттрия в кальците Au-Cu-порфировых руд и вмещающих породах Кутуевского рудопроявления (Южный Урал) ..... 98

*Абдрахманов Р.Ф., Дурнаева В.Н., Полева А.О., Бакиева А.Р.* Оценка современной активности карбонатного карста с установлением геолого-гидрогеологических особенностей его развития в неоген-четвертичное время ..... 105

ISSN 2619-0087

Russian Academy of Sciences
Ufa Federal Research Centre
Institute of Geology

# GEOLOGICHESKII VESTNIK

2021. No. 1

*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.
Savel'ev D. E.
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, 2021
© Articles autors, 2021

## Contents

*Sergeeva N.D.* Deposits of the Lower Karatau Subseries of the Karatau Series of the Alatau Anticlinorium in the section along the Zilim ruver near the Tolparovo village (Southern Urals) ..... 3

*Solodova S.A.* A fragment of section of Vendian Basa Formation of Asha Series Vendian at the Makarovo – Kulgunino road (Southern Urals) ..... 14

*Osipova E.M., Danukalova G.A., Schnaider S.V.* Reconstruction of paleoecological conditions of the Late Neopleistocene – Holocene by the malacofaunistic method on the base of the Obishir-V locality in Kyrgyzstan ..... 23

*Maslov A.V.* Possible "current climate images" of deposits of various lithostratigraphic units of the Ural's Riphean and Vendian ..... 38

*Golovanova I.V., Danukalov K.N., Sal'manova R.Yu., Parfir'ev N.P., Levashova N.M.* Late Ediacaran hyperactivity period: new paleomagnetic data on the Zigan formation in the Southern Urals ..... 46

*Gataullin R.A., Saveliev D.E.* Mineralogical and geochemical features of ultrama cs of the Southern part of the Nurali massif ..... 55

*Rakhimov I.R.* Geology, mineralogy and geochemistry of Talkas gabbro massif (Khudolaz complex) ..... 68

*Michurin S.V., Biktimerova Z.R., Kazbulatova G.M., Gorozhanin V.M., Sultanova A.G., Karamova A.M., Voikina Z.A., Sharipova A.A.* Mineralogical and geochemical features of carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation of the Upper Riphean in the area of Tolparovo village (Southern Urals) ..... 80

*Znamensky S.E., Znamenskaya N.M.* REE and yttrium patterns in calcite of Au-Cu-porphyry ore and host rocks of Kutuevka ore occurrence (Southern Urals) ..... 98

*Abdrakhmanov R.F., Durnaeva V.N., Poleva A.O., Bakieva A.R.* Assessment of the current activity of the carbonate karst setting geological and hydrogeological features of its development during the Neogene-Quaternary time ..... 105

*УДК 551.71/72(234.853)* DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-1

# ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕКАРАТАУСКОЙ ПОДСЕРИИ КАРАТАУСКОЙ СЕРИИ АЛАТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ В РАЗРЕЗЕ ПО Р. ЗИЛИМ В РАЙОНЕ Д. ТОЛПАРОВО (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**Н. Д. Сергеева**

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: riphey@ufaras.ru*

Отложения каратавия представлены в Алатауском антиклинории достаточно фрагментарно, часто осложнены множеством разноамплитудных тектонических нарушений. Для решения вопросов геологического строения этой структуры наиболее благоприятными являются разрезы верхнего течения р. Зилим с многочисленными притоками. Здесь в отдельных фрагментах можно наблюдать в едином непрерывном разрезе практически все свиты каратавия. Для отложений зильмердакской и катавской свит, распространенных в бассейне верхнего течения р. Зилим в Алатауском антиклинории, впервые приведена детальная характеристика разреза по левому берегу р. Зилим ниже д. Толпарово. Хорошо обнаженный разрез двух нижних свит каратавия дает достаточное представление о геологической ситуации изученного участка. Этот разрез, учитывая его полноту и непрерывность, предлагается в качестве опорного для рассматриваемого района.

Отложения Алатауского антиклинория представляют собой самые западные выходы докембрия на дневную поверхность складчатой области Урала. Материалы детального изучения их необходимы при корреляции с возрастными аналогами, распространенными восточнее (на восточном крыле Башкирского мегантиклинория и в Уралтауском антиклинории) и вскрытыми глубокими скважинами западнее (на Русской плите).

*Ключевые слова:* Верхний рифей, каратавий, зильмердакская, катавская, свита, серия, Южный Урал

# DEPOSITS OF THE LOWER KARATAU SUBSERIES OF THE KARATAU SERIES OF THE ALATAU ANTICLINORIUM IN THE SECTION ALONG THE ZILIM RUVER NEAR THE TOLPAROVO VILLAGE (SOUTHERN URALS)

**N. D. Sergeeva**

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail:riphey@ufaras.ru*

The deposits of Karatau Series are represented in the Alatau anticlinorium rather fragmentary, often complicated by a multitude of tectonic faults of different amplitude, and for solving the problems of the geology of this structure, the sections of the upper reaches of the river Zilim with numerous tributaries are the most favourable. Here, the separate fragments of almost all Karatau Series can be combined into a single continuous section. For sediments of the Zilmerdak and Katav Formations, exposed in the basin of the upper reaches of the Zilim river in the Alatau anticlinorium, a detailed description of the section along the left bank of the Zilim river below the Tolparovo village was given for the  rst time. A well-exposed section of these two lower Karatau Formations provides a suf  cient understanding of the

**Для цитирования:** *Сергеева Н.Д.* Отложения нижнекаратауской подсерии каратауской серии Алатауского антиклинория в разрезе по р. Зилим в районе д. Толпарово (Южный Урал) // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 3–13. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-1.

**For citation:** *Sergeeva N.D.* (2021) Deposits of the Lower Karatau Subseries of the Karatau Series of the Alatau Anticlinorium in the section along the Zilim ruver near the Tolparovo village (Southern Urals). *Geologicheskii vestnik.* No. 1. P. 3–13. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-1.

© Н.Д. Сергеева, 2021

geological situation of the studied area. This section, given its completeness and continuity, is proposed as a reference for the area under consideration.

The sediments of the Alatau anticlinorium are exposed in the westernmost outcrops of the Precambrian on the day surface of the folded region of the Urals, and materials for their detailed study are necessary in order to correlate with age analogs that are widespread to the east (on the eastern ank of the Bashkirian meganticlinorium and in the Uraltau anticlinorium) and penetrated by deep wells to the west (on the Russian platform).

*Keywords:* Upper Riphean, Karatau, Zilmerdak, Katav, suite, series, Southern Urals

## Введение

Алатауский антиклинорий сложен преимущественно отложениями верхнего рифея и венда, изучением которых в разные годы занимались О.П. Горяинова и Э.А. Фалькова, А.И. Олли, Г.Б. Яковлев, А.И. Иванов, М.И. Гарань, Н.П. Топко, Ю.Р. Беккер, Б.М. Келлер, В.И. Козлов и др. Дополнительные материалы о составе и строении отложений рифея и венда Алатауского антиклинория были получены в ходе геологосъемочных работ, проводимых в 80-е годы прошлого столетия ПГО «Башкиргеология» на объектах «Южно-Инзерская и Бакеевская площади» [Клочихин, Козлов и др., 1985ф; Богатырева и др., 1979ф]. Одновременно со съемочными работами сотрудниками Лаборатории геологии докембрия Института геологии Башкирского научного центра УрО РАН СССР (ныне УФИЦ РАН) под руководством В.И. Козлова проводилось изучение петрографии, минералогии, геохимии, биостратиграфии и литолого-фациальных особенностей рифейско-вендских отложений Алатауского антиклинория. Постановка этих исследований была не случайной. Отложения Алатауского антиклинория представляют собой самые западные выходы докембрия на дневную поверхность складчатой области Урала и материалы детального изучения их необходимы при корреляции с возрастными аналогами, распространенными как восточнее (на восточном крыле Башкирского мегантиклинория и в Уралтауском антиклинории), так и вскрытыми глубокими скважинами западнее (на Русской плите).

## Верхний рифей северной части Алатауского антиклинория

Каратауская серия (каратавий) верхнего рифея Алатауского антиклинория рассматривается в объеме зильмердакской, катавской, инзерской, миньярской и укской свит [Пучков и др., 2016]. По особенностям литологического состава и строения разрезов, имеющимся биостратиграфическим и радиологическим данным [Козлов,1986; Пучков и др., 2014] каратауская серия расчленена на три подсерии [Стратиграфические…, 1993]: нижнекаратаускую (зильмердакская и катавская свиты), среднекаратаускую (инзерская и миньярская свиты) и верхнекаратаускую (в объеме укской свиты), которые отвечают кипчакскому, тангаурскому [Беккер, 1972] и кудашскому [Келлер, 1962] горизонтам.

С подстилающими образованиями авзянской свиты юрматинской серии среднего рифея отложения зильмердакской свиты каратавия связаны постепенным переходом, что было отмечено О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой [1940] в разрезе по р. Зилим у д. Бутаево. Переходная (тюльменская) толща в верхней части реветской подсвиты авзянской свиты выделена и в других районах развития авзянской и зильмердакской свит [Козлов, 1978, 1982]. Отложения каратавия с размывом перекрыты вендскими осадками (рис. 1).

Базальная для каратавия **зильмердакская** свита по особенностям литологического состава расчленена (снизу) на бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую подсвиты. В *бирьянской* подсвите преобладают песчаники полевошпат-кварцевые, аркозовые, субаркозовые и кварцевые, переходящие в гравелиты и мелкогалечные конгломераты и алевролиты аналогичного песчаникам состава; присутствуют аргиллиты и доломиты. Мощность отложений подсвиты в Алатауском антиклинории 500 м. *Нугушская* подсвита сложена песчаниками кварцевыми, алевролитами кварцевыми и полевошпат-кварцевыми, аргиллитами глинистыми и алевро-глинистыми и имеет мощность в Алатауском антиклинории около 200 м. Отложения обеих подсвит в Алатауском антиклинории имеют ограниченное распространение. *Лемезинская* подсвита представлена светлоокрашенными кварцевыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов глинистых и алевроглинистых. Она хорошо обнажена и часто слагает вершины гор и хребтов. Мощность ее колеблется от 150 до 250 м. *Бедерышинская* подсвита сложена песчаниками полевошпат-кварцевыми, кварцевыми и полимиктовыми, алевролитами, аргиллитами

и доломитами. Породы подсвиты обнажены плохо. Мощность ее отложений варьирует от 100 м до 400 м. Мощность зильмердакской свиты в рассматриваемом районе составляет 1100–1300 м, а в стратотипе 1400–3000 м (см. рис. 1).

**Катавская** свита представлена пестроцветными известняками, их глинистыми разностями и мергелями. Мощность отложений свиты по р. Зилим колеблется от 345 м (правый берег руч. Кужай) до 400 м (по руч. Аксатыр и Караелга). По литологическому составу свита расчленена на нижнюю (строматолитовые и пестроцветные известняки и мергели) и верхнюю (известняки зеленовато- и голубовато-серые со специфическим «струйчатым» рисунком) подсвиты. На юге Алатауского антиклинория в скважине 1 Кулгунинская вскрыта максимальная мощность отложений катавской свиты — 620 м.

**Инзерская** свита представлена песчаниками и алевролитами полевошпат-кварцевого, полимиктового и кварцевого состава, часто с глауконитом, известняками и аргиллитами. По литологическому составу расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты, мощность которых в бассейне р. Зилим составляет 420–530 м [Козлов, 1986], а в опорных разрезах западного крыла Башкирского мегантиклинория достигает 700 м.

**Миньярская** свита сложена темно-серыми и серыми доломитами пелитоморфными, массивными, с прослоями строматолитовых и микрофитолитовых доломитов, доломитизированными известняками (нижняя подсвита) и доломитами с прослоями и линзами кремней (верхняя подсвита). Мощность свиты в Алатауском антиклинории составляет 450–500 м, в опорных разрезах — 600 м (см. рис. 1).

**Укская** свита представлена известняками со строматолитами и микрофитолитами (верхняя подсвита) и песчаниками и алевролитами кварцевыми, полимиктовыми, глауконит-кварцевыми и аргиллитами (нижняя подсвита). Обнаженность свиты неравномерная и наиболее полно она вскрыта по р. Зилим и ее притокам. Мощность отложений укской свиты в пределах Алатауского антиклинория изменяется от 180 м (руч. Малый Аккостяк) до 350 м (р. Зилим в 2.5 км северо-восточнее д. Бакеево). В опорных разрезах мощность укской свиты достигает 400 м (см. рис. 1).

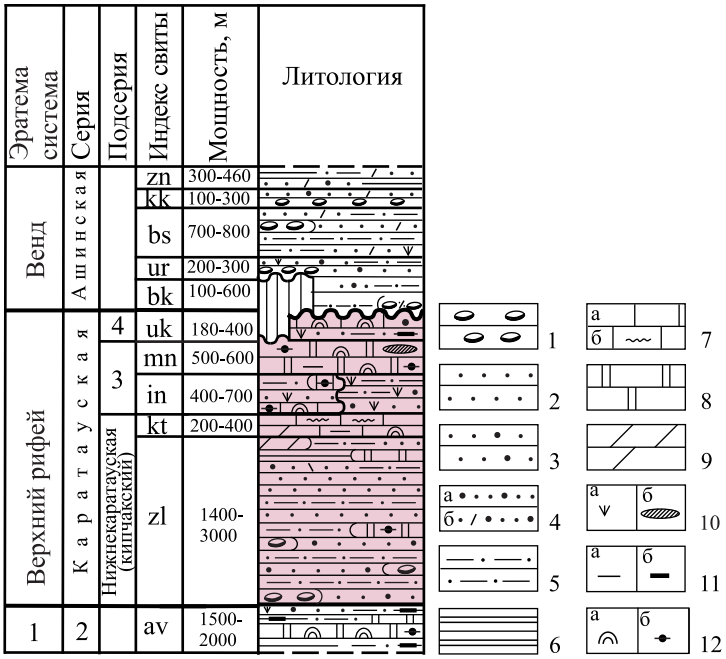


**Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка каратауской и ашинской серий западного крыла Башкирского мегантиклинория [Пучков и др., 2017]**

*Условные обозначения:* 1 — конгломераты; 2–4 — песчаники кварцевые (2), с полевым шпатом (3), аркозовые (4а), полимиктовые (4б); 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — известняки пелитоморфные (а), «струйчатые» (б); 8 — доломиты; 9 — мергели; 10, 11 — характеристика породы: 10 — глауконит (а) и кремни (б), 11— глинистость (а) и углеродистость (б); 12 — палеонтологические остатки: строматолиты (а), микрофитолиты (б). *Цифры в колонке:* 1 — средний рифей, 2 — юрматинская серия, 3 — среднекаратауская (тангаур) и 4 — верхнекаратауская (кудаш) подсерии. *Свиты:* av — авзянская, zl — зильмердакская, kt — катавская, in — инзерская, mn — миньярская, uk — укская, bk — бакеевская, ur — урюкская, bs — басинская, kk — куккараукская, zn — зиганская.

**Fig. 1. Synthetic stratigraphic column of the Karatau and Asha series of the western limb of the Bashkirian meganticlinorium [Puchkov et al., 2017]**

*Legend:* 1 — conglomerates; 2–4 — quartz sandstones (2), with feldspar (3), arkose (4a), polymictic (4б); 5 — siltstones; 6 — mudstones; 7 — pelitomorphic limestones (a), “striated” (б); 8 — dolomites; 9 — marls; 10, 11 — rock characteristics: 10 — glauconite (a) and cherts (б), 11 — clay content (a), carbon content (б); 12 — paleontological remains: stromatolites (a), microphytolites (б). Numbers in the column: 1 — Middle Riphean, 2 — Yurmatinian Series, 3 — Middle Karatau (Tangaur) and 4 — Upper Karatau (Kudash) subseries. Formations: av — Avzyan, zl — Zilmerdak, kt — Katav, in — Inzer, mn — Minyar, uk — Uk, bk — Bakeevo, ur — Uryuk, bs — Basa, kk — Kukarauk, zn — Zygan.

Общая мощность отложений каратауской серии в северной части Алатауского антиклинория составляет 2550–3025 м, а в сводном разрезе Уральского стратотипа более 5 км.

Отложения каратавия вскрыты в Алатауском антиклинории достаточно фрагментарно, часто

осложнены множеством разноамплитудных тектонических нарушений, и для решения вопросов геологического строения и стратиграфии отложений этой структуры наиболее благоприятными являются разрезы верхнего течения р. Зилим с многочисленными притоками. Здесь отдельные фрагменты могут быть скомбинированы в единый непрерывный разрез практически всех свит каратавия. Один из таких фрагментов был описан В.И. Козловым и Н.Д. Сергеевой по левому берегу р. Зилим в 1.5 км ниже д. Толпарово (обнажение 88–87), где отложения зильмердакской и катавской свит нижнекаратауской подсерии слагают горы Блантрум и Карамалы (рис. 2) и представлены в почти непрерывных скальных выходах высотою 10–15 м. Этот разрез, учитывая его полноту и непрерывность, предлагается в качестве опорного для рассматриваемого района.

## Характеристика разреза

В обнажении 88–87, расположенном на левом берегу р. Зилим в 1.5 км ниже по течению д. Толпарово и в 8.6 км ЮЗ 230° от горы Улуяр (высотная отметка 553.1 м), вскрыты (снизу, рис. 3 и 4).

### *Лемезинская подсвита зильмердакской свиты* ($RF_3zl_3$)

1. Песчаники кварцевые, мелко- и среднезернистые, светло-серые со слабым розоватым оттенком, с тонкими пластинками зеленых аргиллитов и алевролитов. Песчаники тонкослоистые (0.4–0.6 мм, редко 0.8 мм), массивные, трещиноватые, в них отмечаются редкие зерна (диаметром 0.5 мм) розового кварца. Падение слоистости ЮВ 100°∠55–60° до 75°. Мощность 20 м.

2. Песчаники кварцевые, светло-серые с розоватым оттенком среднезернистые, с зернами (до 0.5 мм) розового кварца и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые. Падение слоистости ВЮВ 100–105°∠75°. Песчаники средне- и толстослоистые (от 5–10 см до 30–50 см, преобладают 20 см), плитчатые. Мощность 25 м.

3. Песчаники кварцевые с единичными зернами полевого шпата, розового кварца и кварцито-песчаника, разнозернистые (преимущественно среднезернистые), слабосортированные, светло-серые, с прослоями (от 3–5 до 10–20 см) зеленовато-серых глинистых песчаников. Песчаники содержат невыдержанные по мощности и простиранию слойки и пластинки глинистых аргиллитов зеленовато-серого цвета. Какой-либо закономерности в распределении прослоев глинистых разностей нет. На верхних 40 см отмечаются более тонкослоистые разности песчаников (3–5 см), содержащие слойки от долей до 1 мм глинисто-алевритового материала зеленовато-серого цвета. В кварцевых песчаниках отмечаются волноприбойные знаки (длина волны 5–7 см, высота — 0.5–1 см). Падение слоистости ВЮВ 100–105°∠70°. Мощность 3 м.

4. Песчаники кварцевые с единичными зернами полевого шпата, разнозернистые, преимущественно среднезернистые, зеленовато-серые, прослоями и пятнами малиново-красные. Песчаники содержат пластинки зеленовато-серых аргиллитов и прослои (от 1–3 мм, 3–5 см до 20 см) вишнево-красных алевролитов, которые, в свою очередь, содержат слойки (от 0.5–1, реже 2 мм) аргиллитов более темной, чем алевролиты, окраски. В сравнительно мощных прослоях (от 1 до 20 см) алевролитов присутствуют прерывистые линзовидные слойки песчаников того же облика и состава, что и алевролиты. На поверхности напластования часто видны трещины усыхания. Падение слоистости ЮВ 105°∠65–70°. Нижняя граница проведена по подошве 20 см прослоя вишнево-красного алевролита. Мощность 3.5 м.

5. Песчаники кварцевые, крупно- и среднезернистые, преимущественно серые, иногда светло-серые, небольшими разводами розовато-серые. В песчаниках отмечаются пластинки зеленовато-серых аргиллитов, в 30 см от подошвы слоя постепенно переходящие в зеленовато-серые, а затем вишнево-красные железисто-глинистые аргиллиты с мелкоалевритовой примесью зерен кварца. Мощность 1 м.

6. Песчаники кварцевые с единичными зернами полевого шпата (микроклин и плагиоклаз), среднезернистые, прослоями крупнозернистые, неравномерно слоистые (от 3–5 до 10–15 см); преобладающая окраска пород зеленовато-серая, меньше розовато-серая, прослоями песчаники более светлые с мучнистым полевым шпатом (до 5%). Отмечаются зерна кварца с мозаичным погасанием и неровными каемками нарастания, крупные зерна хорошо окатаны. Песчаники содержат пластинки (толщина пластинок — 1–3 мм, редко 1 см, размер от 0.5–1 см до 3–5 см) зеленовато-серых аргиллитов, реже вишнево-красных алевролитов. Отдельными участками в песчаниках наблюдается точечное ожелезнение, возможно, за счет выщелачивания железистого карбоната. Падение слоистости ЮВ 105°∠75°. На отдельных участках наблюдается неравномерное переслаивание вишнево-красных и зеленовато-серых песчаников (преобладают), алевролитов и аргиллитов. Мощность 14.7 м.

7. Песчаники кварцевые, мелко- и среднезернистые, светло-серые, с зернами (1–1.5 мм, редко 2 мм) полупрозрачного молочно-белого и розового кварца, неравномерно слоистые (от 1–3 см до 15–20 см) с градационной слоистостью или за счет чередования полос разного цвета, участками отмечается косая слоистость (перекрестного типа). Зерна кварца слабо окатаны, отмечаются единичные хорошо окатанные обломки кварцита. Зерна плотно соприкасаются и цемент практически отсутствует. В песчаниках присутствуют пластинки (1–2 мм, реже 5–7 мм × 1–2–3 см, реже 5–7 см) и тонкие (1–2 мм) невыдержанные по мощности слойки зеленовато-серых аргиллитов. Падение слоистости ЮВ 105°∠70°. Переход от подстилающего слоя постепенный. Мощность 3.8 м.

8. Алевролиты кварцевые, зеленовато-серые, часто углеродистые, серые и темно-серые и аргиллиты черные в тонких (1–2 мм) невыдержанных по мощности слойках. Присутствуют прослои (от 1–2 см до 5–10 см) кварцевых песчаников серых, с мелким мучнистым полевым шпатом. Мощность 1.8 м.

9. Песчаники кварцевые с мучнистым полевым шпатом и точечным ожелезнением по порам, мелкозернистые, светло-серые с буроватым или зеленоватым оттенком,

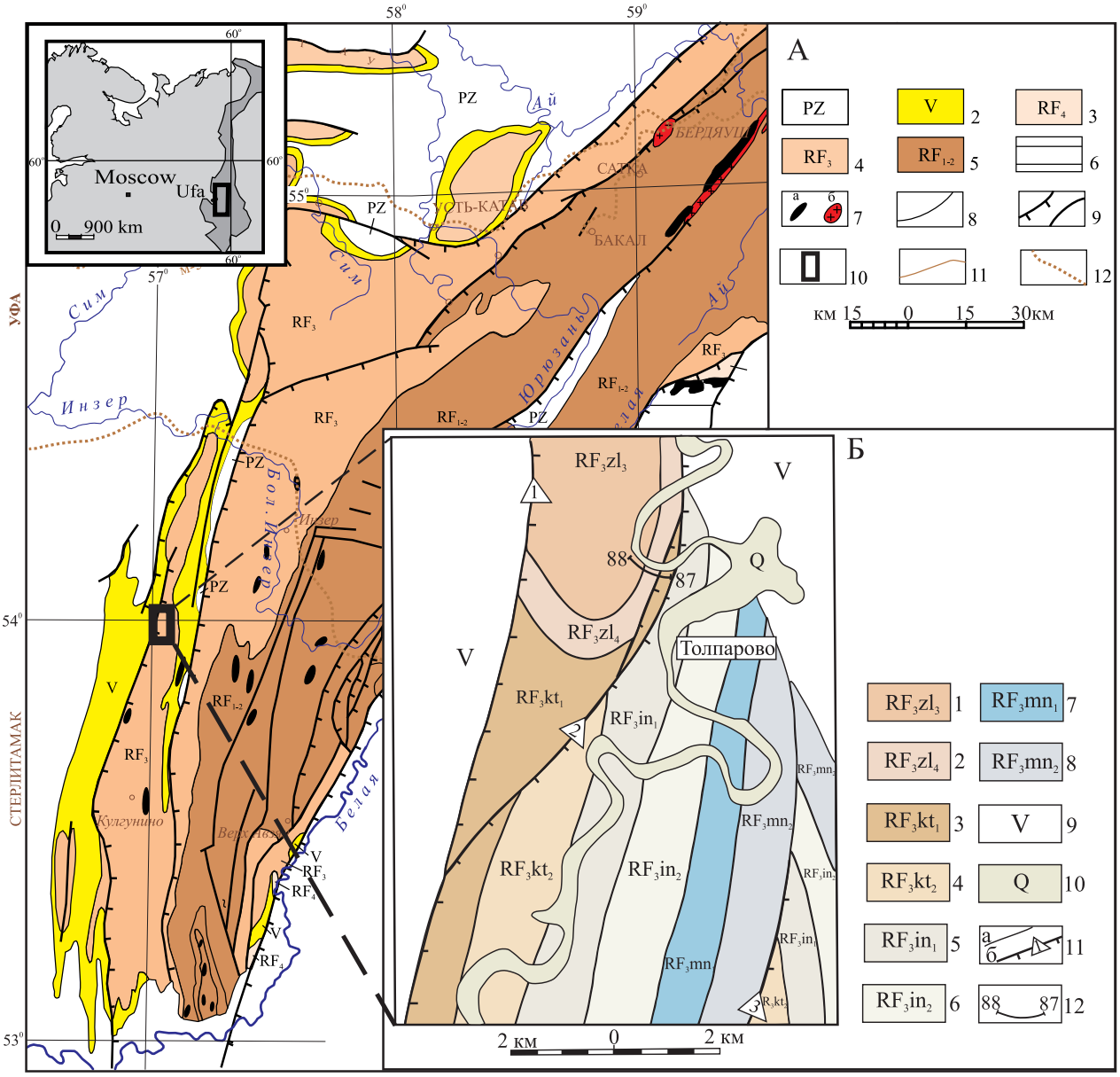


**Рис. 2. Геологическая карта отложений верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория (А) и Схематическая геологическая карта бассейна р. Зилим в районе д. Толпарово (Б). Составлена В.И. Козловым [1983ф]**

*Условные обозначения.* **К карте (А):** 1–5 — нерасчлененные отложения: 1 — палеозоя (PZ), 2 — венда (V), 3 — завершающего ($RF_4$), 4 — верхнего ($RF_3$) и 5 — нижнего–среднего ($RF_{1–2}$) рифея; 6 — Уралтауский и Уфалейский метаморфические комплексы; 7 — магматические породы: габбро (а) и граниты (б); 8 — геологические границы; 9 — основные тектонические нарушения; 10 — местоположение карты (Б); 11 — автодороги; 12 — железные дороги. **К карте (Б):** отложения верхнего рифея: 1 — лемезинской и 2 — бедерышинской подсвит зильмердакской свиты; 3 — нижнекатавской и 4 — верхнекатавской подсвит катавской свиты; 5 — нижнеинзерской (подинзерской) и 6 — верхнеинзерской подсвит инзерской свиты; 7 — нижней и 8 — верхней подсвит миньярской свиты; 9 — нерасчлененные отложения венда; 10 — четвертичные отложения; 11 — границы стратиграфические (а), тектонические (б); 12 — местоположение разреза.

**Fig. 2. Geological map of the Upper Precambrian deposits of the Bashkirian meganticlinorium (A) and schematic geological map of the Zilim near the village of Tolparovo (Б). Compiled by V.I. Kozlov [1983ф]**

*Legend.* **To map (A):** 1–5 — undivided deposits: 1 — Paleozoic (PZ), 2 — Vendian (V), 3 — Uppermost Riphean (RF4), 4 — Upper Riphean (RF3) and 5 — Lower-Middle (RF1–2) Riphean; 6 — Uraltau and Ufaley metamorphic complexes; 7 — igneous rocks: gabbro (a) and granites (б); 8 — geological boundaries; 9 — main tectonic faults; 10 — map location (Б); 11 — highways; 12 — railways. **Map (Б):** deposits of the Upper Riphean: 1 — Lemeza and 2 — Bederysh subformation of the Zilmerdak Formation; 3 — Nizhnekatav and 4 — Verkhnekatav subformation of the Katav Formation; 5 — Lower Inzer (Podinzer) and 6 — Upper Inzer subformations of the Inzer Formation; 7 — Lower and 8 — Upper subformation of the Minyar Formation; 9 — undivided Vendian deposits; 10 — Quaternary deposits; 11 — stratigraphic boundaries (a), tectonic (b); 12 — location of the section.

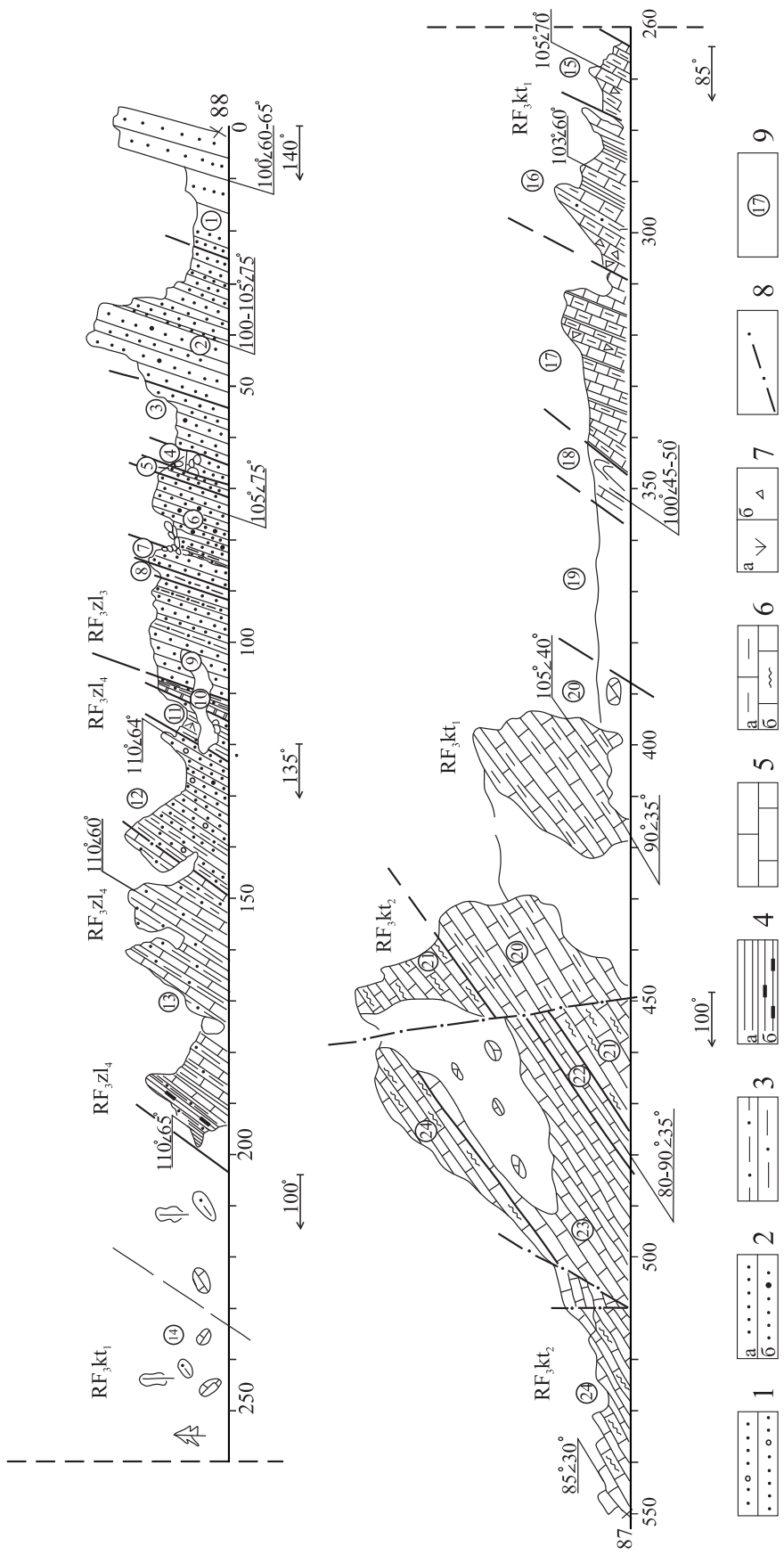


**Рис. 3. Разрез отложений зильмердакской и катавской свит по левому берегу р. Зилим в 1.5 км ниже д. Толпарово (зарисовка В.И. Козлова и Н.Д. Сергеевой)**

*Условные обозначения:* 1 — гравелиты и гравийные песчаники; 2 — песчаники кварцевые (а), с полевым шпатом (б); 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты глинистые (а), углеродистые (б); 5, 6 — известняки пелитоморфные (5), глинистые (6а), «струйчатые» (6б); 7 — характеристика породы: глауконит (а), брекчия (б); 8 — тектонический разлом; 9 — номер слоя. *Стратиграфические индексы:* $RF_3$ — верхний рифей; zl — зильмердакская свита, подсвиты: $zl_3$ — лемезинская, $zl_4$ — бедерышинская; kt — катавская свита, подсвиты: $kt_1$ — нижняя, $kt_2$ — верхняя.

**Fig. 3. Section of sediments of the Zilmerdak and Katav Formations along the left bank of the Zilim river, 1.5 km below the Tolparovo village (sketch by V.I. Kozlov and N.D. Sergeeva)**

*Legend:* 1 — gravels and gravel sandstones; 2 — quartz sandstones (a), with feldspar (b); 3 — siltstones; 4 — clay mudstones (a), carbonaceous (б); 5, 6 — pelitomorphic limestones (5), clay (6a), "streaky" (6б); 7 — rock characteristics: glauconite (a), breccia (b); 8 — tectonic fault; 9 — layer number. *Stratigraphic indexes*: $RF_3$ — Upper Riphean; zl — Zilmerdak Formation, subformations: $zl_3$ — Lemeza, $zl_4$ — Bederysh; kt — Katav Formation, subformations: $kt_1$ — Lower, $kt_2$ — Upper.

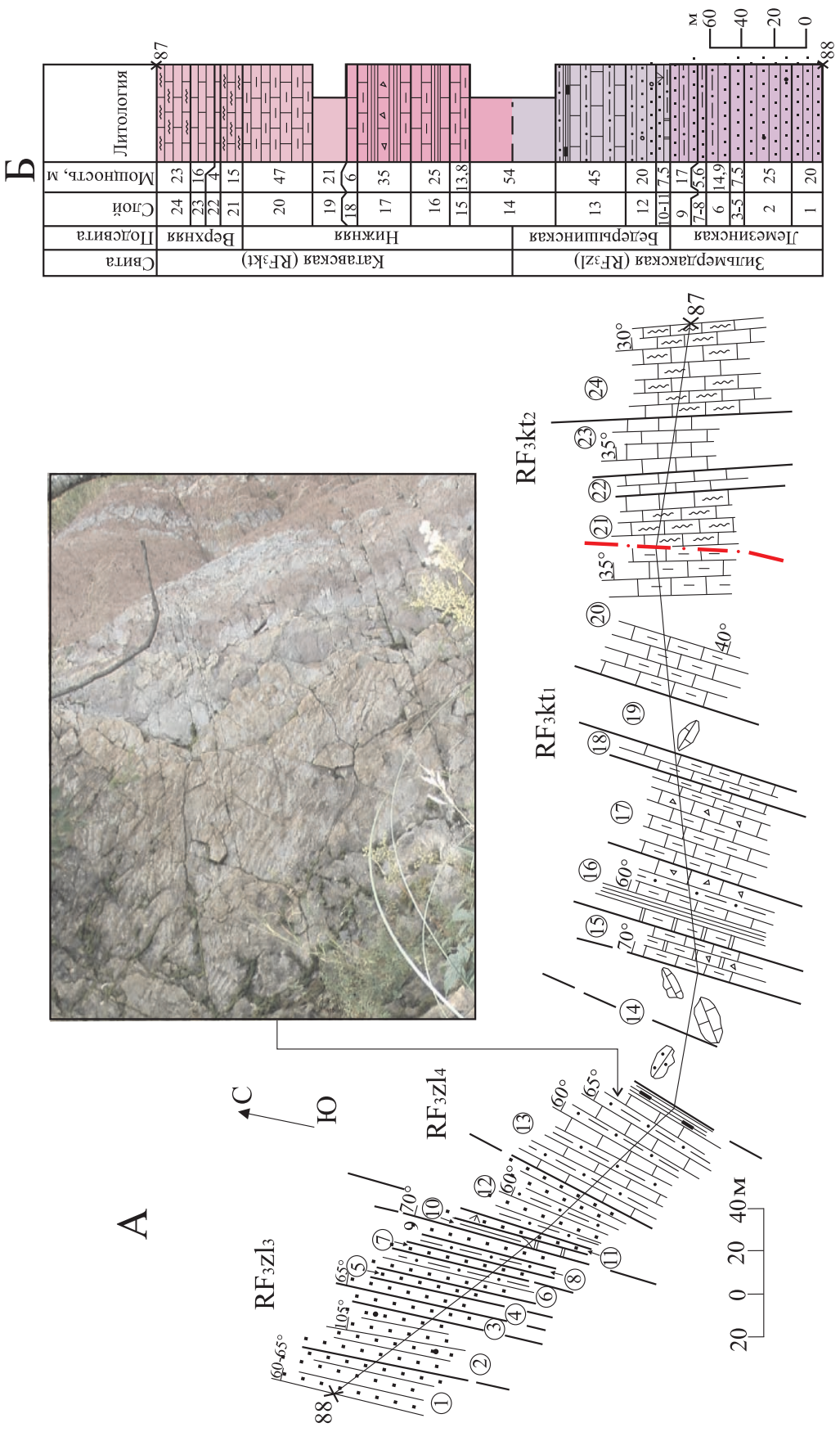


**Рис. 4. План разреза (А) и литолого-стратиграфическая колонка (Б) отложений зильмердакской и катавской свит по левому берегу р. Зилим в 1.5 км ниже д. Толпарово**

На фотографии фрагмент обнажения с волновой рябью в алевролитах бедерышинской подсвиты. Условные обозначения см. рис. 3.

**Fig. 4. Section plan (A) and lithological-stratigraphic column (Б) of the Zilmerdak and Katav formations along the left bank of Zilim river, 1.5 km below the Tolparovo village**

The photograph shows a fragment of an outcrop with wave ripples in siltstones of the Bederysh Formation. Symbols are in the g. 3.

с нитевидными слойками глинистого материала и пластинками зеленовато-серых аргиллитов. Песчаники содержат прослои (от 1–2 см до 30–40 см) темно-серых и черных углеродисто-глинистых аргиллитов и кварцевых углеродистых алевролитов, с прослоями (1–2 см) мелкозернистых кварцевых песчаников и нитевидными слойками черных аргиллитов. Падение слоистости ЮВ 105°∠65–60°. Мощность 17 м.

### *Бедерышинская подсвита зильмердакской свиты* ($RF_3zl_4$)

10. Аргиллиты темно-серые и черные, прослоями зеленовато-серые, тонкослоистые и тонкоплитчатые. Слоистость обусловлена присутствием слойков светлых кварцевых алевролитов. Отмечаются маломощные (до 3–5 см) прослои песчаников кварцевых, мелкозернистых, желтовато-серых, иногда косослоистых, с нитевидными слойками темно-серых и черных аргиллитов и глинистых доломитов. Падение слоистости ЮВ 105°∠70°. Мощность 3.5 м.

11. Неравномерное переслаивание алевролитов и песчаников. Алевролиты глинисто-кварцевые, тонкоплитчатые, слабо известковистые, розовато-, зеленовато- и темно-серые, прослоями сильно песчанистые. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, глинистые, слабо известковистые, зеленовато-серые с голубоватым оттенком, единичны зерна полевого шпата, розового кварца и глауконита. В верхней части слоя присутствует прослой (45 см) алевролитов голубовато-серых с глауконитом. Мощность прослоев алевролитов колеблется от 2–3 до 15–20 см, редко 40–70 см, а песчаников — от 3–5 см до 10–15 см и 25 см, соотношение алевролит/песчаник в переслаивании — 2:1, в некоторых прослоях 1:1. Падение слоистости В 95°∠70°. Мощность 4 м.

12. Песчаники кварцевые, среднезернистые, с редкими гравийными зернами полупрозрачного розового кварца, слабо известковистые, разноплитчатые (от 1–5 см до 10, редко 30 см), вишнево-красные, с прослоями (от 2–3 мм до 4–5 см) алевролитов глинисто-кварцевых, зеленовато-голубовато-серых и вишнево-красных аргиллитов. В породах наблюдаются трещины усыхания, выполненные средне- и крупнозернистым песчаным материалом, и волновая рябь с длиной волны около 5 см. Падение слоистости ЮВ 100°∠60°. Мощность 20 м.

13. Неравномерное переслаивание известняков, алевролитов и, меньше, аргиллитов. Алевролиты глинисто-кварцевые, голубовато-серые, содержат пластинки и выклинивающиеся тонкие слойки аргиллита вишнево-красного. Наблюдаются трещины усыхания и волновая рябь. Известняки пелитоморфные, глинистые, серые с голубоватым оттенком, разноплитчатые, с тонкими слойками (от 1 мм до 1 см) аргиллитов. Падение слоистости ЮВ 100°∠65°. В верхней части слоя отмечен прослой (1.5 м) темно-серых известняков с примесью углеродисто-глинистого материала, разноплитчатых, с прослоями (2–3 мм, редко 1–2 см) аргиллитов темно-серых, углеродистых. Мощность 45 м.

14. Задерновано по мощности 54 м. Граница зильмердакской и катавской свит проведена условно (см. рис. 3, 4).

### *Нижняя подсвита катавской свиты* ($RF_3kt_1$)

15. Известняки пелитоморфные, глинистые, вишнево-красные (преобладают), голубовато-серые и светло-серые, разноплитчатые. Переходы между различно окрашенными разностями резкие. Присутствуют прослои доломитизированных известняков и сингенетических брекчий. Падение слоистости ЮВ 105°∠70°. Мощность 13.8 м.

16. Известняки пелитоморфные, глинистые, вишнево-красные, с прослоями известковистых аргиллитов того же цвета и известняки голубовато-серые, серые и темно-серые с ленточной слоистостью за счет глинистых прослоев. Переход вишнево-красных разностей в голубовато-серые и серые происходит постепенно. Преобладают красноцветные породы, их мощность до 2.9 м, а голубовато-серых — от 10 до 60 см. Иногда на контакте наблюдаются сингенетические брекчии и прослои глинисто-карбонатных аргиллитов болотно-зеленого цвета. Падение слоистости ЮВ 103–100°∠60°. Мощность 25 м.

17. Известняки пелитоморфные, глинистые, тонкослоистые и тонкоплитчатые, розовато- и зеленовато-серые, редко серые, прослоями сильно алевритистые. В известняках отмечаются тонкие слойки вишнево-красных известковистых аргиллитов, рельефно выступающих на поверхности выветривания. Переходы между разностями постепенные. В 14 м от основания встречен прослой (0.5 м) массивных сингенетических брекчий, в основной массе которых находятся розовато-серые пелитоморфные известняки, а обломки представлены серыми известняками. Падение слоистости ЮВ 105°∠50°. Мощность 35 м.

18. Известняки пелитоморфные, глинистые, преимущественно зеленовато-серые, прослоями с розоватым оттенком, тонкослоистые, тонкоплитчатые. В слое наблюдается антиклинальная складка амплитудой 1 м, западное крыло которой срезано небольшим нарушением. Преобладающее падение слоистости ЮВ 100°∠45–50°. Мощность 6 м.

19. Задерновано по мощности 21 м.

20. Известняки пелитомофные, вишнево-красные, глинистые, тонкослоистые, разноплитчатые. В известняках отмечаются тонкие слойки малиново-красных аргиллитов и их известковых разностей, которые подчеркивают ленточно-слоистую текстуру породы. Падение слоистости В 90°∠45°. Мощность 47 м.

### *Верхняя подсвита катавской свиты* ($RF_3kt_2$)

21. Известняки пелитоморфные, «струйчатые», розовато-серые, с тонкими слойками и пятнами голубовато-зеленовато-серых разностей. В розовато-серых известняках в отвесной скале видны прерывистые прослои голубовато-зеленовато-серых известняков. Граница слоев 20 и 21 тектоническая, по разрывному нарушению в непосредственное соприкосновение приведены верхи слоя 20 и низы сл. 21. Амплитуда разрывного нарушения не более 40–50 м (см. рис. 3). Мощность 15 м.

22. Известняки пелитоморфные, «струйчатые», светло-серые со слабым розоватым оттенком. Мощность 4 м.

23. Известняки пелитоморфные, глинистые, красновато-коричневые, тонкослоистые, тонкоплитчатые, с тонкими слойками зеленовато-серого глинистого материала. Переход к красновато-коричневым известнякам от подстилающих светло-серых «струйчатых» известняков резкий. Падение слоистости В 80–85°∠35°. Мощность 16 м.

24. Известняки «струйчатые», пелитоморфные, преимущественно зеленовато-серые, различных оттенков серого цвета, тонкослоистые, тонкоплитчатые. Известняки содержат слойки глинистого материала, рельефно выступающего на поверхности выветривания. В слое отмечено небольшое разрывное нарушение (см. рис. 3). Мощность 23 м.

В описанном разрезе мощность преимущественно терригенных отложений лемезинской и бедерышинской подсвит составляет 89 м и 100 м соответственно, а всей зильмердакской свиты — 189 м. Перекрывающие карбонатные отложения катавской свиты имеют мощность 213 м и представлены нижней и верхней подсвитами, мощность отложений которых 155 м и 58 м соответственно.

## Стратиграфические подразделения и их литологический состав

*Лемезинская подсвита зильмердакской свиты* представлена (см. описание слоев 1–9) песчаниками кварцевыми с единичными зернами полевого шпата (микроклина и плагиоклаза), розового кварца и кварцита, разнозернистыми (от мелко- до крупнозернистых, преимущественно среднезернистыми), слабосортированными, светло-серыми, прослоями зеленовато-серыми. Песчаники неравномернослоистые за счет чередования полос разного цвета, участками отмечается градационная и косая слоистость (перекрестного типа). Песчаники содержат невыдержанные по мощности и простиранию слойки и пластинки зеленовато-серых и вишнево-красных глинистых аргиллитов и алевролитов. На поверхности напластования алевролитов видны трещины усыхания, а в песчаниках — волноприбойные знаки.

В верхней части лемезинской подсвиты песчаники содержат прослои темно-серых и черных углеродисто-глинистых аргиллитов и кварцевых углеродистых алевролитов.

Нижняя граница лемезинской свиты не вскрыта эрозией и ее взаимоотношение с подстилающими образованиям и истинная мощность в районе не определены. Вскрытая мощность 89 м.

*Бедерышинская подсвита зильмердакской свиты* представлена преимущественно алевролитами, песчаниками и аргиллитами с подчиненными прослоями известняков. Породы находятся в неравномерном чередовании (см. описание слоев 10–13).

Аргиллиты темно-серые и черные, прослоями зеленовато-серые, тонкослоистые и тонкоплитчатые. Слоистость обусловлена присутствием слойков светлых кварцевых алевролитов.

Алевролиты глинисто-кварцевые, слабо известковистые, розовато-, зеленовато-, темно- и голубовато-серые с глауконитом, прослоями сильно песчанистые, тонкоплитчатые. Мощность прослоев алевролитов колеблется от 2–3 до 15–20 см, редко 40–70 см. Голубовато-серые разности алевролитов содержат пластинки и выклинивающиеся тонкие слойки вишнево-красного аргиллита. В алевролитах наблюдаются трещины усыхания и волновая рябь.

Песчаники кварцевые, средне- и мелкозернистые, с редкими гравийными зернами полупрозрачного розового кварца, единичными зернами полевого шпата и глауконита, вишнево-красные и зеленовато-серые с голубоватым оттенком, слабо известковистые, разноплитчатые (от 1–5 см до 10, редко 30 см), с прослоями (от 2–3 мм до 4–5 см) алевролитов глинисто-кварцевых, зеленовато-голубовато-серых и вишнево-красных аргиллитов. В породах наблюдаются трещины усыхания, выполненные средне- и крупнозернистым песчаным материалом, и волновая рябь с длиной волны около 5 см. Мощность прослоев песчаников — от 3–5 см до 10–15 см и 25 см. Участками песчаники косослоистые, с нитевидными слойками темно-серых и черных аргиллитов и глинистых доломитов.

Известняки пелитоморфные, глинистые, серые с голубоватым оттенком, разноплитчатые, с тонкими слойками (от 1 мм до 1 см) аргиллитов. Отмечен прослой (1.5 м) темно-серых разноплитчатых известняков с примесью углеродисто-глинистого материала, с прослоями (2–3 мм, редко 1–2 см) аргиллитов темно-серых, углеродистых. Мощность 100 м.

Граница лемезинской и бедерышинской подсвит четкая, проведена по подошве аргиллитов слоя 10, в основании которого отмечаются прослои песчаников и алевролитов, аналогичных нижележащим лемезинским песчаникам. Песчаники слоя 9, в свою очередь, содержат прослои алевролитов и аргиллитов, сходных с таковыми бедерышинской подсвиты, что свидетельствует о наличии постепенного перехода между подсвитами.

*Нижняя подсвита катавской свиты* сложена известняками пелитоморфными, глинистыми, вишнево-красными (преобладают), голубовато-, зеленовато- и светло-серыми, тонкослоистыми, разноплитчатыми (см. описание слоев 15–20). Переход между различно окрашенными разностями резкий. В известняках отмечаются тонкие слойки малиново-красных аргиллитов и их известковых разностей, которые подчеркивают ленточно-слоистую текстуру породы или рельефно выступают на поверхности выветривания. Присутствуют прослои доломитизированных известняков и сингенетических брекчий, в основной массе которых розовато-серые

пелитоморфные известняки, а обломки представлены серыми глинистыми известняками. Мощность 155 м.

*Верхняя подсвита катавской свиты* сложена известняками пелитоморфными, «струйчатыми», серыми и розовато-серыми, с тонкими слойками и пятнами голубовато-зеленовато-серых разностей. Прослоями известняки глинистые, красновато-коричневые, тонкослоистые, тонкоплитчатые, с тонкими слойками зеленовато-серого глинистого материала (см. описание слоев 21–24). Граница слоев 20 и 21 тектоническая, амплитуда разрывного нарушения 40–50 м (см. рис. 3). Мощность 58 м.

Граница зильмердакской и катавской свит задернована и проведена условно в слое 14. Учитывая проявления небольших тектонических нарушений в известняках катавской свиты (слои 18, 20 и 21), вероятно, и контакт зильмердакской и катавской свит тектонический.

## Заключение

Характер разреза и литологический состав пород зильмердакской (лемезинская и бедерышинская подсвиты) и катавской свит, вскрытых в обнажении 88–87 по левому берегу р. Зилим в 1.5 км ниже д. Толпарово, в общих чертах близки к одновозрастным образованиям каратавия типовых разрезов Башкирского мегантиклинория. Так, катавская свита, благодаря составу пород, их пестрой окраске и биостратиграфической характеристике, является одним из лучших маркирующих горизонтов в рифее, поэтому породы свиты даже в изолированных выходах хорошо узнаются и легко картируются. Прекрасным литологическим маркером служат песчаники лемезинской подсвиты, хотя их взаимоотношение с подстилающими образованиями в данном обнажении не вскрыто эрозией и отложения подсвиты представлены неполно, они остаются надежным литологическим репером.

Этот разрез может служить в качестве опорного для отложений зильмердакской и катавской свит, распространенных в бассейне верхнего течения р. Зилим. Полнота и непрерывность разреза позволяют судить о геологическом строении района, а доступность для изучения и демонстрации делает разрез интересным геологическим объектом.

*Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН (тема гос. задания № 0246-2019-0087).*

### Список литературы:

*Беккер Ю.Р.* Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления // Сов. геология. 1972. № 5. С. 13–23.

*Горяинова О.П., Фалькова Э.А.* Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР // Тр. Геол. упр. БАССР. Уфа: Башгостиздат, 1940. Вып. 9. С. 3–114.

*Келлер Б.М.* Ашинская свита // Стратиграфические схемы палеозойских отложений: Додевон. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 113–117.

*Козлов В.И.* Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Башкирского Урала // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1978. Вып. 133. С. 3–15.

*Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

*Козлов В.И.* Новые данные по стратиграфии каратауской серии северной части Алатауского антиклинория (Южный Урал) // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 4–13.

*Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д.* Обновленная схема расчленения стратотипического разреза рифея // Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России Матер. Межвед. рабочего совещ. / *Отв. ред. Т.Ю. Толмачева*: (Санкт-Петербург, 17–20 окт. 2016 г.) СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 137–139.

*Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А.* Пограничные стратоны рифея и венда на Южном Урале. Дополнения и изменения в региональную стратиграфическую схему // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. и докл. 10-й Межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 77.

*Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А.* Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле природных ресурсов. 2017. Вып. 23. С. 3−19.

Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой) / Межведомственный Стратиграфический Комитет России. Екатеринбург, 1993. 151 схема. 152 с.

### References:

Becker Yu.R. (1972) The main problems of the Precambrian stratigraphy of the Russian platform and its folded framing. *Sovetskaya geologiya – Soviet geology*, (5), 13-23. (In Russian).

Goryainova O.P., Falkova E.A. (1940) Geology of Inzer and Zigazino-Komarovsk regions of the BASSR. T*rudy Geological Office of the BASSR* [Proceedings of the Geological Department of the BASSR]. Ufa, Bashgostizdat, Is. 9, 3-114. (In Russian).

Keller B.M. (1962) Asha Formation. *Stratigraficheskie skhemy paleozoiskih otlozhenii: Dodevon* [Stratigraphic schemes of Paleozoic deposits: Pre-Devon]. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 113-117. (In Russian).

Kozlov V.I. (1978) The main features of the stratigraphy of the Upper Precambrian of the Bashkirian Urals. *Dokembriiskie tolshchi Bashkirskogo megantiklinoriya na Urale i ih metallogeniya* [Precambrian strata of the Bashkir meganticlinorium in the Urals and their metallogeny]. Sverdlovsk, IGiG UC AN SSSR, (133), 3-15. (In Russian).

Kozlov V.I. (1982) *Verkhnii rifei i vend Yuzhnogo Urala* [Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russian).

Kozlov V.I. (1986) New data on the stratigraphy of the Karatau series in the northern part of the Alatau anticlinorium (Southern Urals). *Dokembrii i paleozoi Yuzhnogo Urala* [Precambrian and Paleozoic of the Southern Urals]. Ufa: BFAN USSR Publ., 4-13. (In Russian).

Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. (2016) An updated scheme for the dissection of the stratotype section of the Riphean. *Obshchaya stratigraficheskaya shkala i metodicheskie problemy razrabotki regional'nyh stratigraficheskih shkal Rossii. Materialy Mezhvedomstvennogo rabochego soveshchaniya* [General stratigraphic scale and methodological problems of the development of regional stratigraphic scales of Russia. Interdepartmental Workshop Proceedings] T.Yu. Tolmacheva (ed.). (St. Petersburg, October 17-20, 2016) St. Petersburg: VSEGEI Publ., 137-139. (In Russian).

Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A. (2014) The boundary stratons of the Riphean and Vendian in the Southern Urals. Supplements and changes in the regional stratigraphic scheme. *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nykh territorii. Materialy 10-i Mezhreg. nauch.-prakt. konf.* [Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories. Materials and reports of the 10th Interregional Scienti c and Practical Conference]. Ufa, DizainPress, 77-87. (In Russian).

Puchkov, V.N., Sergeeva, N.D., Krasnobaev A.A. (2017) Stratigraphic diagram of the stratotype of the Riphean of the Southern Urals. *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnyh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, (23), 3-19. (In Russian).

*Stratigraficheskie shemy Urala* (Dokembrii, paleozoi) [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). Ekaterinburg, Mezhvedomstvennyi Stratigra cheskii Komitet Rossii 1993. 151 scheme, 152 p. (In Russian).

*Сведения об авторе:*

**Сергеева Нина Дмитриевна**, ведущий научный сотрудник, канд. геол.-минер. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), Россия, г. Уфа. E-mail: riphey@ufaras ru.

*About the autor:*

**Sergeeva Nina Dmitrievna**, leading Researcher, 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), Russia, Ufa. E-mail: riphey@ufaras.ru.

*УДК 551.71/72(234.853)* DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-2

# ФРАГМЕНТ РАЗРЕЗА БАСИНСКОЙ СВИТЫ АШИНСКОЙ СЕРИИ ВЕНДА НА УЧАСТКЕ АВТОДОРОГИ МАКАРОВО – КУЛГУНИНО (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**С. А. Солодова**

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: Solodova.IG@yandex.ru*

В статье представлен материал по изучению фрагмента разреза осадочных пород басинской свиты венда, вскрытого выемкой при строительстве дороги на участке Макарово – Кулгунино. Сопоставление с опорными разрезами басинской свиты по р. Зиган и руч. Кукраук (Южный Урал) показало, что изученный фрагмент соответствует верхней (песчанико-алевролитовой) толще, исходя из литологического состава пород и латерального распространения. Фрагмент разреза на участке автодороги Макарово – Кулгунино отличается присутствием прослоя пепловых туфов, редко встречающихся в естественных обнажениях, что придает ему особый статус. По выделенным из туфа цирконам U-Pb методом SHRIMP II надежно определен возраст свиты и тиманского орогена, что значительно дополняет характеристику стратотипических разрезов складчатого комплекса пород ашинской серии на территории геопарка «Торатау». Данный фрагмент разреза может стать интересным геологическим объектом для специалистов-геологов и туристов.

*Ключевые слова:* басинская свита, венд, пепловый туф, геопарк, Южный Урал

# A FRAGMENT OF SECTION OF VENDIAN BASA FORMATION OF ASHA SERIES AT THE MAKAROVO – KULGUNINO ROAD (SOUTHERN URALS)

**S. A. Solodova**

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: Solodova.IG@yandex.ru*

The article presents a material on the study of a fragment of Vendian Basa Formation sedimentary rock section exposed by excavation during road construction in the Makarovo – Kulgunino part. Comparison with the reference sections of the Basa Formation along the Zigan River and Kukrauk stream (Southern Urals) showed that the studied fragment corresponds to the upper (sandstone-siltstone) sequence, based on the lithological composition of rocks and lateral distribution. The section fragment at the Makarovo – Kulgunino road area is distinguished by the presence of ash tuff interlayers, which are very rare in natural outcrops, so it gives it a special status. Based on the zircons extracted from the tuff by the U-Pb SHRIMP II method, the age of the Formation and the Timan orogeny is reliably determined, which signi cantly completes the characteristics of the stratotypic sections of the folded complex rocks of the Asha series in the territory of "Toratau" geopark. This fragment of the section may become an interesting geological object for geologists and tourists.

*Keywords:* Basa Formation, Vendian, tuff, geopark, Southern Urals

**Для цитирования:** *Солодова С.А.* Фрагмент разреза басинской свиты ашинской серии венда на участке автодороги Макарово – Кулгунино (Южный Урал) // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 14–21. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-2.

**For citation:** *Solodova S.A.* (2021) Fragment of section of Vendian Basa Formation of Asha Series Vendian at the Makarovo – Kulgunino road (Southern Urals). *Geologicheskii vestnik.* No. 1. P. 14–21. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-2.

© С.А. Солодова, 2021

## Введение

В 2018 г. был подписан указ об организации геопарка «Торатау» на территории Республики Башкортостан. В основе идеи создания геопарков, прежде всего, лежит сохранение геологического наследия территории и популяризация геологических, экологических, этнографических знаний среди населения.

Геопарк «Торатау» включает в себя территорию с геологическими объектами, сформированными в течение значительного временного интервала истории Земли. Крайне интересна роль вендского периода на Урале, когда ярко проявился заключительный этап тектонического цикла — тиманский орогенез. В это время на краю рифейского платформенного бассейна в межгорных прогибах западного склона Ю. Урала формируется особый комплекс пород — молассовая формация, сложенная осадками басинской, куккараукской и зиганской свит [Пучков, 2010]. Наиболее полно разрезы перечисленных свит представлены на территории геопарка по р. Зиган (со стратотипом зиганской свиты) и руч. Кукраук (со стратотипом куккараукской свиты).

Для понимания формирования начального этапа тиманского орогена на Южном Урале особый интерес представляют отложения басинской свиты, наиболее полно и подробно описанные по руч. Кукраук [Козлов, 1982]. Новые данные о составе пород и строении вендской молассы были получены по вскрытым выемкам при строительстве дороги, проложенной по водоразделу руч. Кукраук и р. Зиган на участке Макарово–Кулгунино. Здесь в отложениях басинской и зиганской свит вскрыты туфовые прослои, из которых надежную геохронологическую отметку U-Pb методом по циркону (573.0±2.3 млн лет, SHRIMP II) получил туф басинской свиты [Разумовский и др., 2020]. Эта датировка определяет не только возраст туфа и вмещающих отложений басинской свиты, но и тиманского орогена.

Ранее на рассматриваемой территории в естественных обнажениях басинской свиты верхнего венда туфы не отмечались, поэтому фрагмент разреза с туфовым прослоем (обнажение 3701 с координатами N 53°34.010', E 056°43.749') был детально описан нами (рис. 1).

## Описание разреза

Обнажение 3701 (N 53°34.010', E 056°43.749') находится в 6 км по азимуту ЮВ 134° от устья ручья Кукраук и в 12 км по азимуту ЮЗ 245° от хр. Алатау (выс. отм. 845.5 м). Здесь в дорожной выемке высотой до 10–12 м вскрыт (снизу) следующий разрез басинской свиты (рис. 2).

1. Неравномерное чередование: а) песчаников полимиктовых, мелко-, среднезернистых, серых с зеленоватым оттенком, известковистых, слюдистых; б) алевролитов, аналогичных по составу и облику песчаникам, с мелкой слюдкой по плоскостям наслоения; в) аргиллитов серых и темно-серых с зеленоватым оттенком, по слоистости распределена мелкая слюдка. Аргиллиты находятся в тонком неравномерном переслаивании с алевролитами. Мощность прослоев песчаника от 2–5 см до 10 см (к кровле слоя), аргиллитов — от нескольких мм до 1 см, алевролитов — от 1 мм до 2 см. Падение слоистости СЗ 330°∠10°. Мощность 8 м.

2. Песчаники полимиктовые, средне-, крупнозернистые, массивные, слюдистые, известковистые, грубоплитчатые (толщина плит до 50 см). Нижняя граница слоя проведена по подошве прослоя песчаника мощностью 25 см. Выше этого прослоя песчаника залегает пачка переслаивания (1.2 м) алевролитов и аргиллитов, аналогичных описанным в слое 1. Внутри песчаников отмечаются редкие, маломощные (1–2 см) линзовидно выклинивающиеся алевролитовые прослои. Падение слоистости З 280°∠10°. Нижняя граница слоя проведена по подошве песчаника мощностью 25 см. Мощность 2 м.

3. Аргиллиты преимущественно зеленовато-серые, прослоями темно-вишневые. Отмечаются тонкие миллиметровые слойки, обогащенные кварцевым алевритовым материалом. Падение слоистости ЮЗ 250°∠10°. Нижняя граница слоя проведена по кровле нижележащего песчаного прослоя. Мощность 12 м.

4. Песчаники полимиктовые, средне- и крупнозернистые, зеленовато-серые, слюдистые, содержат темно-серые обломки аргиллитов линзовидного (3 мм×7–8 см) и пластинчатого (пластинки от 0.5×0.5 см до 2×4 см) облика. Падение слоистости СЗ 280°∠9°. Нижняя граница проведена по кровле алевролита слоя 3. Мощность слоя 0.4 м.

5. Неравномерное чередование: а) аргиллитов серых с голубоватым или зеленоватым оттенком, тонкоплитчатых и аргиллитов темно-вишневых тонкоплитчатых; б) алевролитов полимиктовых, песчанистых, известковистых, плотных, плитчатых (2–3 см). Алевролиты приурочены к средней части слоя. Ближе к кровле слоя среди аргиллитов выделен туфовый прослой зеленовато-серого и вишневого цвета мощностью 6 см (рис. 3В). Результат термического анализа туфа показал наличие монтмориллонита, вторичного глинистого минерала, который образуется в результате выветривания по изверженным породам. По составу туфы соответствуют трахиандезитам, их описание подробно дано в работе [Разумовский и др., 2020] и в данной статье не приводится. Падение слоистости СЗ 280°∠10°. Нижняя граница слоя проведена по кровле подстилающих песчаников. Мощность 12 м.

6. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые, слюдистые, известковистые, массивные, слабо доломитизированные. В подошве слоя песчаники содержат темно-серые глинистые пластинки разнообразной формы. В кровле слоя песчаники серые с зеленоватым оттенком, средне- и мелкозернистые, массивные, крепкие, доломитизированные,

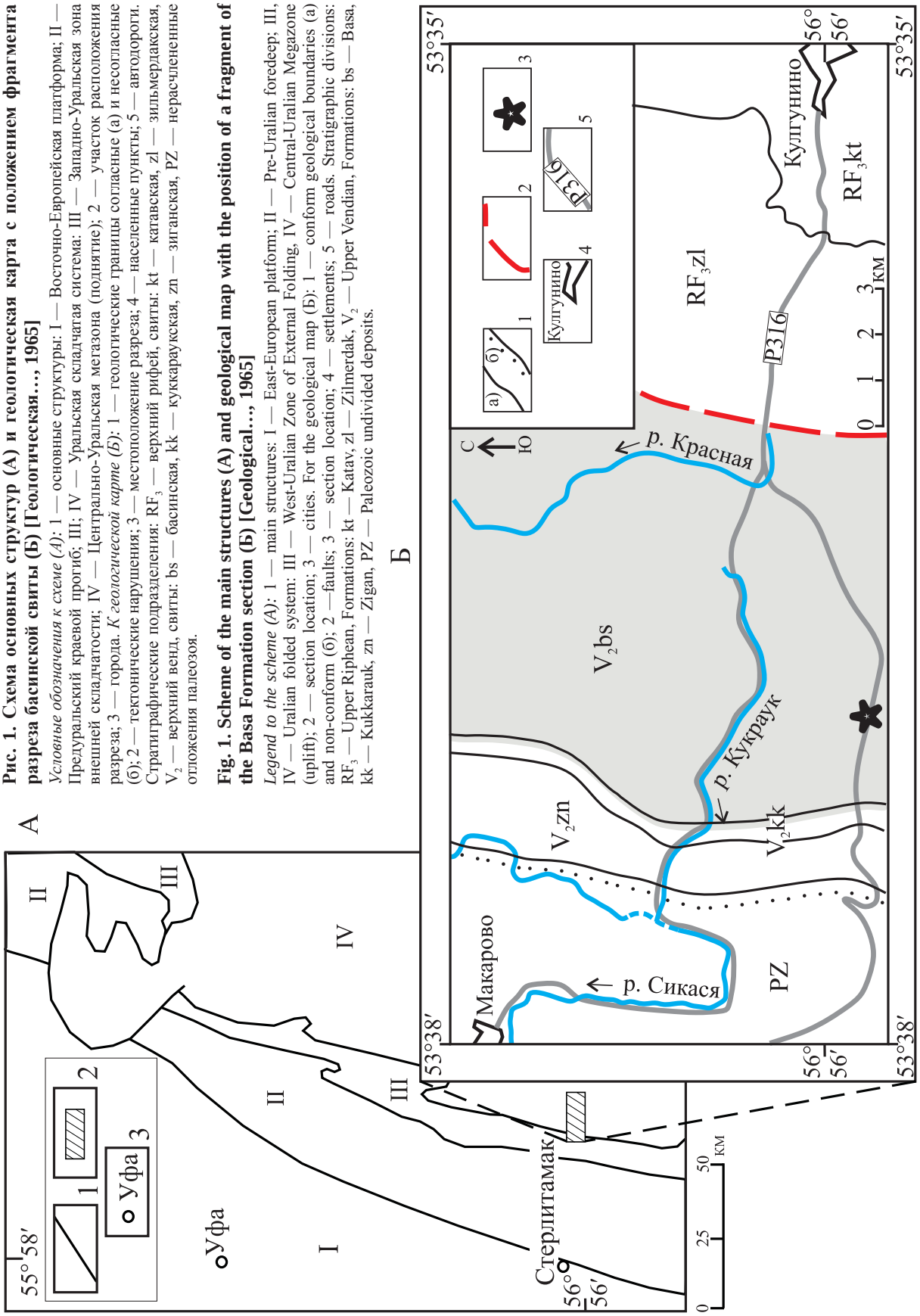


**Рис. 1. Схема основных структур (А) и геологическая карта с положением фрагмента разреза басинской свиты (Б) [Геологическая…, 1965]**

*Условные обозначения к схеме (А)*: 1 — основные структуры: I — Восточно-Европейская платформа; II — Предуральский краевой прогиб; III; IV — Уральская складчатая система: III — Западно-Уральская зона внешней складчатости; IV — Центрально-Уральская мегазона (поднятие); 2 — участок расположения разреза; 3 — города. *К геологической карте (Б)*: 1 — геологические границы согласные (а) и несогласные (б); 2 — тектонические нарушения; 3 — местоположение разреза; 4 — населенные пункты; 5 — автодороги. Стратиграфические подразделения: $RF_3$ — верхний рифей, свиты: kt — катавская, zl — зильмердакская, $V_2$ — верхний венд, свиты: bs — басинская, kk — куккараукская, zn — зиганская, PZ — нерасчлененные отложения палеозоя.

**Fig. 1. Scheme of the main structures (A) and geological map with the position of a fragment of the Basa Formation section (Б) [Geological…, 1965]**

*Legend to the scheme (A)*: 1 — main structures: I — East-European platform; II — Pre-Uralian foredeep; III, IV — Uralian folded system: III — West-Uralian Zone of External Folding, IV — Central-Uralian Megazone (uplift); 2 — section location; 3 — cities. For the geological map (Б): 1 — conform geological boundaries (a) and non-conform (б); 2 —faults; 3 — section location; 4 — settlements; 5 — roads. Stratigraphic divisions: $RF_3$ — Upper Riphean, Formations: kt — Katav, zl — Zilmerdak, $V_2$ — Upper Vendian, Formations: bs — Basa, kk — Kukkarauk, zn — Zigan, PZ — Paleozoic undivided deposits.

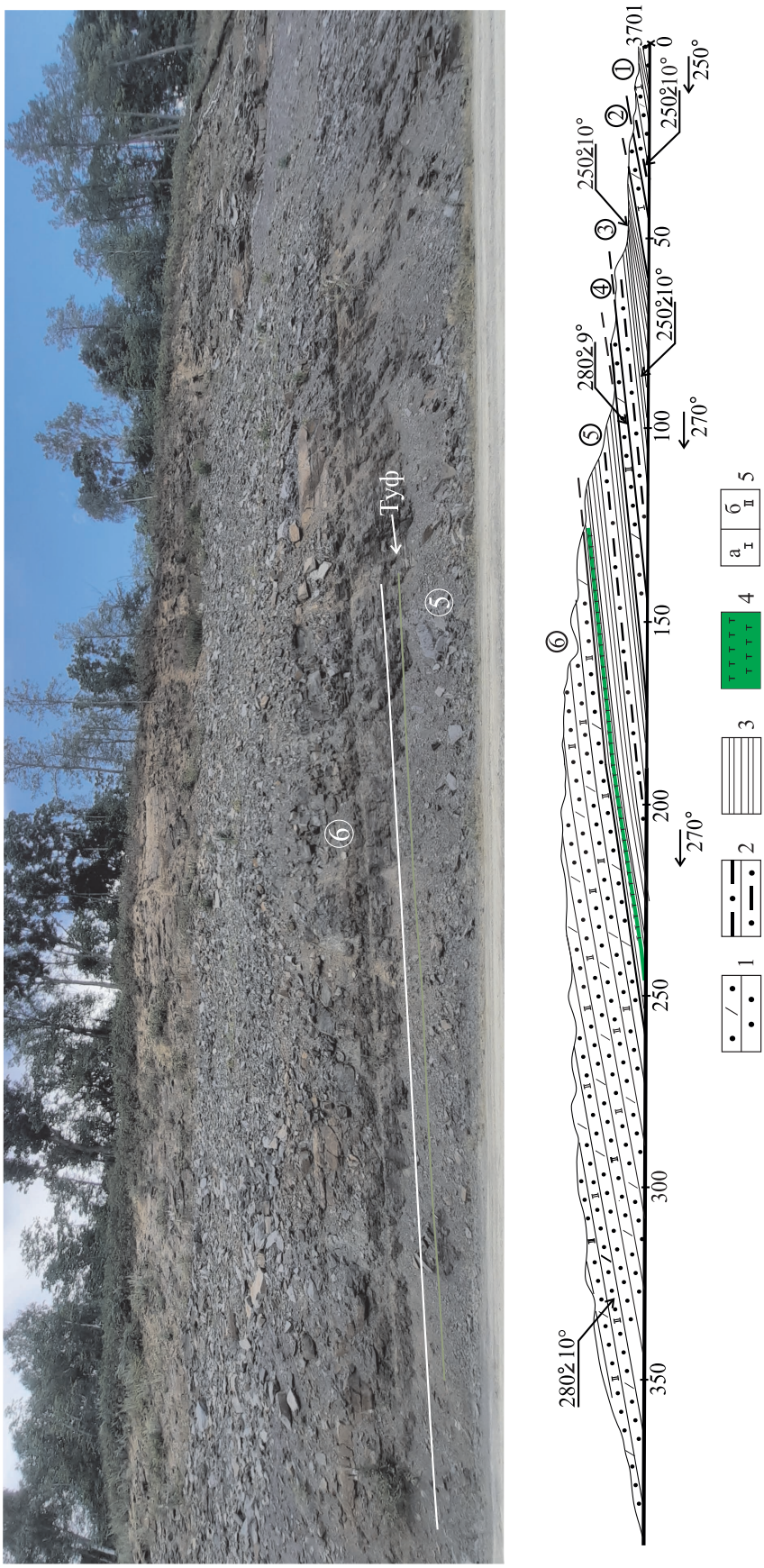


**Рис. 2. Фрагмент разреза басинской свиты ашинской серии венда на участке автодороги Макарово–Кулгунино** (*зарисовка Н.Д. Сергеевой и С.А. Солодовой*)

Условные обозначения: 1 — песчаники полимиктовые; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — туфы; 5 — характеристика породы: кальцитизация (а), доломитизация (б).

**Fig. 2: Fragment of the section of Basa Formation of Vendian Asha series at the Makarovo–Kulgunino road** (*sketch of road section by N.D. Sergeeva and S.A. Solodova*)

*Legend:* 1 — polymictic sandstones; 2 — siltstones; 3 — mudstones; 4 — tuffs; 5 — rock characteristics: calci cation (a), dolomitization (б).

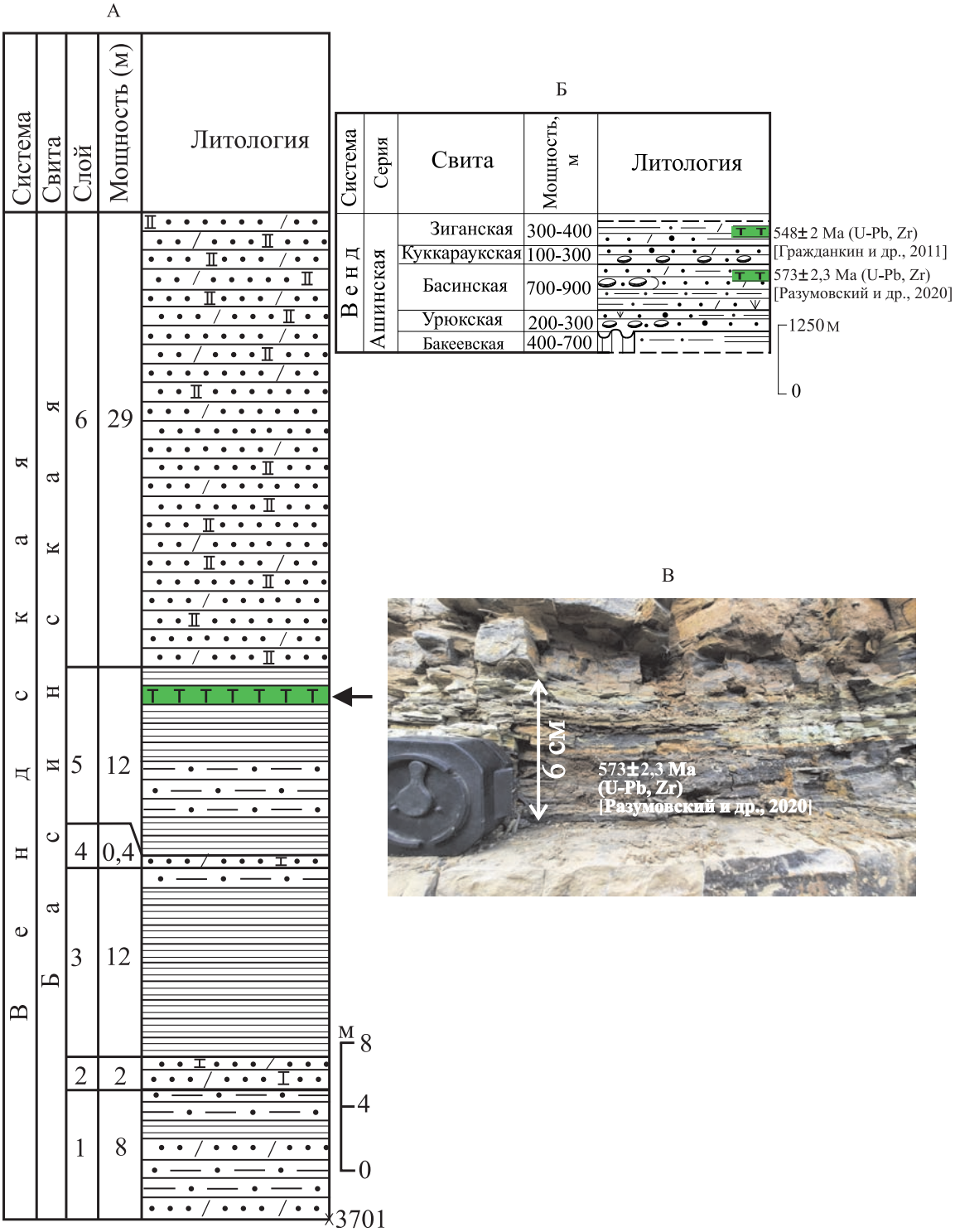


**Рис. 3. Стратиграфическая колонка басинской свиты обн. 3701 (А), сводная литолого-стратиграфическая колонка образований венда Башкирского мегантиклинория Южного Урала [Сергеева и др., 2019] (Б), фото туфового прослоя (В)**

*Условные обозначения* см. рис. 2. *Фото автора*.

**Fig. 3. Stratigraphic column of the Basa Formation of outcrop 3701 (A), lithological-stratigraphic column of the Vendian formations of the Bashkirian meganticlinorium (Southern Urals) [Sergeeva et al., 2019] (Б), photo of the tuff interbed (B)**

*Legend* see in the g. 2. *Photo by the author*.

содержат редкие пластины угловатой формы темно-серых аргиллитов. Падение слоистости СЗ 280°∠10°. Нижняя граница слоя резкая и проведена по подошве песчаников. Мощность 29 м.

В изученном разрезе свита сложена песчаниками (преобладают) полимиктовыми, разнозернистыми (средне- и крупнозернистыми), зеленовато-серыми и алевролитами, аналогичными по составу и облику песчаникам, аргиллитами слюдистыми, тонкослоистыми, с прожилками микрозернистого кварца. Породы находятся в тонком неравномерном чередовании. Обломочный материал песчаников и алевролитов состоит из кварца (60–80%), полевого шпата (5–10%), обломков кислых пород и мусковита (5–15%). В большом количестве присутствуют рудные минералы (пирит), в единичных зернах присутствуют акцессорные минералы: циркон, турмалин, рутил.

Кварц представлен угловатыми обломками, реже — хорошо окатанными зернами (рис. 4А). Полевой шпат представлен кислыми плагиоклазами таблитчатого облика. В песчаниках (сл. 6), перекрывающих аргиллиты с туфовым прослоем (сл. 5), встречаются редкие обломки пород кислого состава, представленные реликтами фенокристаллов, замещенных агрегатами мелкозернистого кварца (рис. 4Б).

Мощность отложений басинской свиты в изученном фрагменте составила 64 м.

Отчетливое представление о литологическом составе и строении свиты дают опорные разрезы басинской свиты, расположенные по руч. Кукраук и р. Зиган (рис. 5), так как они не имеют значительных задернованных участков, а пологое моноклинальное залегание пород свидетельствует об отсутствии тектонических нарушений.

Мощность басинской свиты по руч. Кукраук достигает 900 м, а по р. Зиган — 670 м [Козлов, 1982], и расчленяется по литологическому составу на 3 толщи: нижнюю (песчанико-алевролитовую), среднюю (песчаниковую) и верхнюю (песчанико-алевролитовую). Исходя из песчанико-алевролитового состава пород и латерального распространения (см. рис. 5), изученный нами фрагмент разреза (обн. 3701) будет соответствовать верхней толще.

## Заключение

Разрез басинской свиты и состав осадочных пород в изученном фрагменте аналогичен по строению опорным разрезам по р. Зиган и руч. Кукраук, но присутствие прослоя пепловых туфов придает

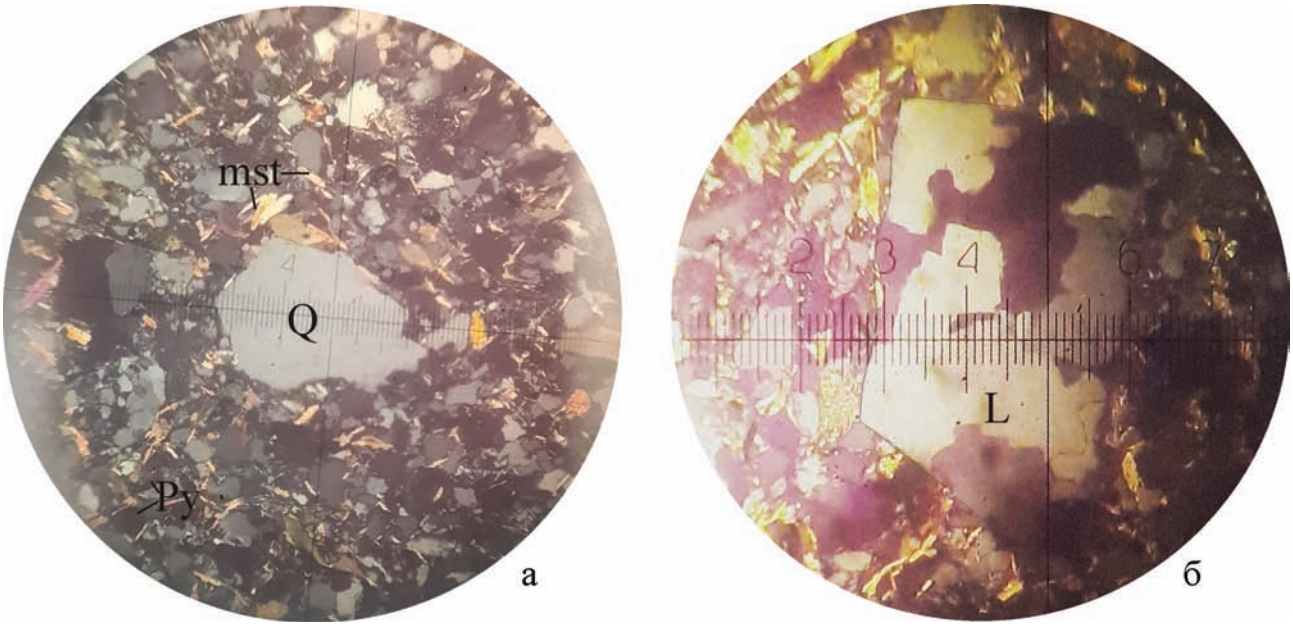


**Рис. 4. Микрофотографии шлифов полимиктовых песчаников басинской свиты**

*Примечания:* Николи скрещены. Q — кварц, mst — мусковит, Py — пирит (А), L — обломок породы кислого состава представлен реликтом фенокристалла, выполненного агрегатами мелкозернистого кварца (Б).

**Fig. 4. Microphotographs of thin sections of polymictic sandstones of the Basa Formation**

*Notes:* Nicols crossed. Q — quartz, mst — muscovite, Py — pyrite (A), L — rock fragment of acidic composition represented by a relic of phenocrystal which consists of aggregates of ne-grained quartz (Б).

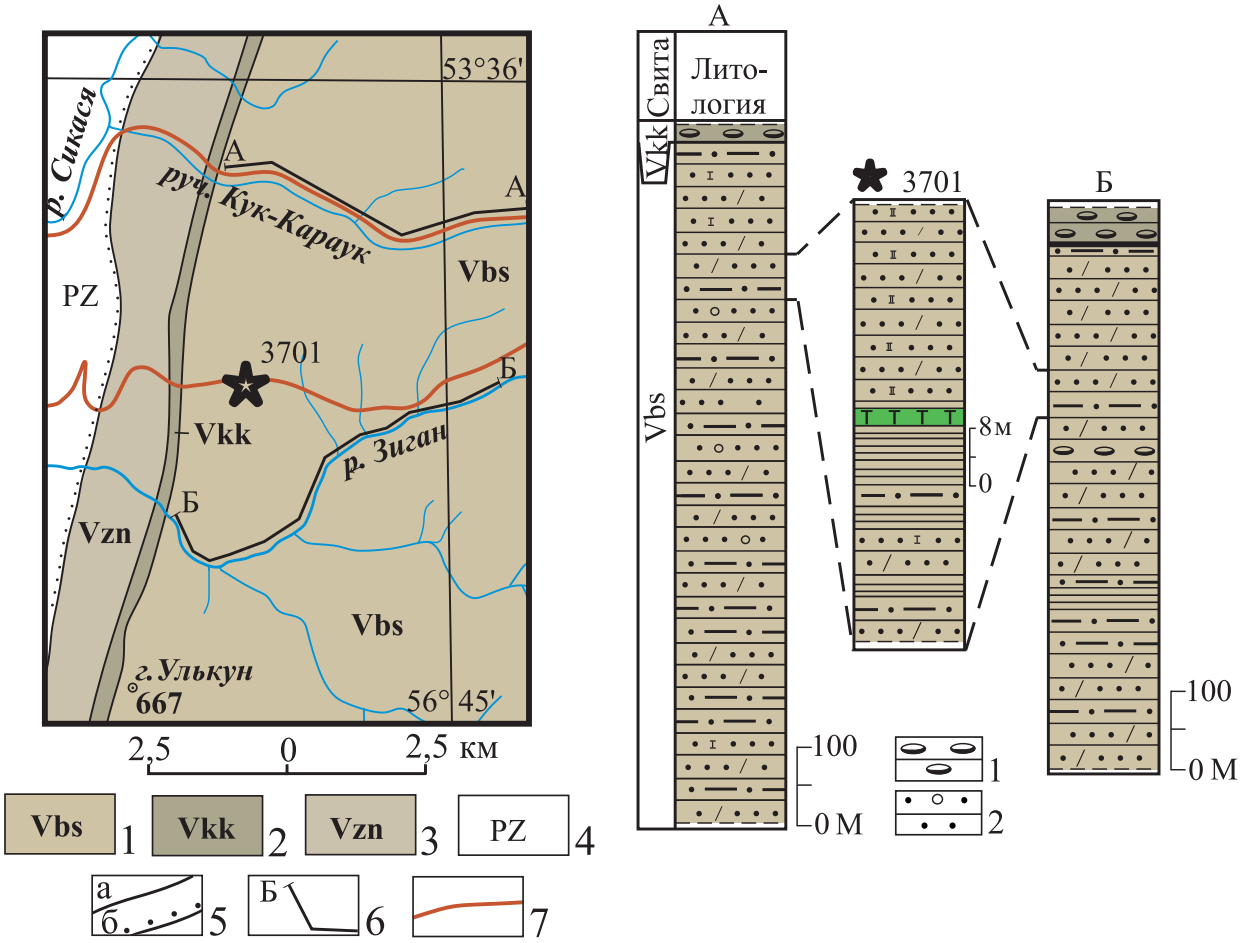


**Рис. 5. Геологическая карта [Геологическая…, 1965] и сопоставление разрезов басинской свиты: фрагмент (обн. 3701), по руч. Кукраук (А) и р. Зиган (Б) [Козлов, 1982]**

*Условные обозначения к карте:* 1–3 — стратиграфические подразделения венда, свиты: 1 — басинская, 2 — куккараукская, 3 — зиганская; 4 — нерасчлененные отложения палеозоя; 5 — геологические границы согласные (а), несогласные (б); 6 — разрезы по руч. Кукраук (А), р. Зиган (Б); 7 — дорога. *К литолого-стратиграфическим колонкам:* 1 — конгломераты, 2 — гравелиты. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

**Fig. 5. Geological map [Geologicheskaya…, 1965] and comparison of sections of the Basa Formation: fragment (outcrop 3701), along the Kukrauk stream (A) and Zigan river (Б) [Kozlov, 1982]**

*Legend for map:* 1–3 — stratigraphic units of the Vendian, Formations: 1 — Basa, 2 — Kukrauk, 3 — Zigan; 4 — undivided Paleozoic deposits; 5 — geological boundaries conform (a) and unconform (б); 6 — section along the Kukrauk stream (A) and Zigan river (Б); 7 — road. *To lithological and stratigraphic columns:* 1 — conglomerates, 2 — gravelstones. Other symbols see gs. 1 and 2.

ему особый статус. Здесь впервые для образований басинской свиты получена надежная датировка по цирконам из туфов U-Pb методом (SHRIMP II). Конкордантное значение возраста составило 573.0 ±2.3 млн лет [Разумовский и др., 2020]. Эта датировка определяет не только время магматического события (вулканизма) и возраст отложений басинской свиты, но и позволяет использовать событийный подход в глобальной корреляции венда (Восточно-Европейская платформа), эдиакария (Австралия), юдомия (Восточная Сибирь), синия (Китай) и других комплексов.

Отложения басинской, куккараукской и зиганской свит в широтном пересечении по автодороге Макарово–Кулгунино, учитывая присутствие туфовых прослоев в описанном фрагменте разреза басинской и зиганской свит, значительно дополняют характеристику стратотипических разрезов складчатого комплекса пород ашинской серии на территории геопарка «Торатау» и могут служить эталонными для молассовых формаций тиманид.

*Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Ин-*

*ститута геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН (тема гос. задания № 0246-2019-0087).*

## Список литературы:

Геологическая карта СССР. Серия Южно-Уральская. М 1:200 000. Лист N-40-XXI / *И.И. Синицын, З.А. Синицына*. М.: ГУГК Госгеолком СССР, 1965.

*Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В.* Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 201–206.

*Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

*Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

*Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В., Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В.* Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U-PB-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Доклады Российской АН. Науки о Земле. 2020. Т. 495, № 2, P. 3–8.

*Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлова О.В., Ратов А.А.* Ашинская серия венда: орогенный комплекс тиманид на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 3–34. DOI: 10.31084/2619-0087-2019-1-1.

## References:

Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert Dzh., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) The Kotlinsky horizon in the Southern Ural. *Dokl. Earth Sciences*, **440**(2), 201-206. (In Russian).

Kozlov V.I. (1982) *Verkhnii rifei i vend Yuzhnogo Urala* [Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russian).

Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of Urals and Cisuralian area (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics, and metallongeny)]. Ufa, DesignPoligraphService Publ., 280 p. (In Russian).

Razumovsky A.A., Novikov I.A., Ryazantsev A.V., Rudko S.V., Kuznetsov N.B., Yashunsky Yu.V. (2020) Ancient Vendian fossils of Eurasia: U-PB isotopic age of the Basa Formation (Asha series, Southern Urals). *Dokl. Earth Sciences*, **495**(2), 3-8. (In Russian).

Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Kozlova O.V., Ratov A.A. (2019) Asha Series of Vendian: an orogenic complex of Timanides in the Southern Urals. *Geologicheskiy vestnik – Geological Bulletin*, (1), 3-34. DOI: 10.31084/2619-0087-2019-1-1. (In Russian).

Sinicyn I.I., Sinicyna Z.A. (1965) *Geologicheskaja karta SSSR. Serija Juzhno-Ural'skaja. M 1:200 000. List N-40-XXI* [Geological map of the USSR. South Ural series. Scale 1:200 000. Sheet N-40-XXI]. Moscow, GUGK Gosgeolkom of USSR. (In Russian).

*Сведения об авторе:*

**Солодова Светлана Андреевна**, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), Россия, г. Уфа. E-mail: Solodova.IG@yandex.ru

*About the autor:*

**Solodova Svetlana Andreevna**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Russia, Ufa. E-mail: Solodova.IG@yandex.ru

*УДК 567.3+56.074.6+551.791/.794+902/904(575.2)* DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-3

# РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КОНЦА ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА – ГОЛОЦЕНА МАЛАКОФАУНИСТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ ПО МАТЕРИАЛАМ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ОБИШИР-V В КЫРГЫЗСТАНЕ

**Е. М. Осипова[1], Г. А. Данукалова[1], С. В. Шнайдер[2,3]**

[1] *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: myrte@mail.ru, danukalova@ufaras.ru*
[2] *Институт археологии и этнографии Сибирского отделения РАН, 630090, г. Новосибирск, пр. акад. Лаврентьева, 17, E-mail: sveta.shnaider@gmail.com*
[3] *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, E-mail: sveta.shnaider@gmail.com*

В течение нескольких лет российско-кыргызскими учеными активно изучалось местонахождение Обишир-V, которое находится в Кыргызстане. Археологами было установлено, что Ферганская долина и окружающие ее территории активно заселялись людьми в раннем голоцене, о чем свидетельствует большое число археологических памятников этого времени. Они предполагают, что этот процесс был связан с благоприятными климатическими условиями, главными факторами которых являются потепление и/или повышение влажности. В работе представлены палеоэкологические результаты изучения наземных моллюсков, найденных в отложениях верхнего неоплейстоцена — нижнего – среднего голоцена местонахождения Обишир-V. Таксономический анализ состава малакофауны позволил сделать палеоэкологические выводы относительно предпочтений моллюсков по отношению к температуре, влажности, растительности и особенностям их среды обитания (биотопов). Было установлено, что палеоландшафты и растительность в период накопления изученных отложений остались практически без изменений. Моллюски обитали среди степной растительности в условиях сухого и теплого климата, но присутствовали и небольшие временные интервалы с повышенной влажностью. Проведенные исследования показали, что благоприятные климатические условия сформировались в регионе около 13 тысяч лет назад, за три тысячи лет до интенсивного заселения территории.

*Ключевые слова:* наземные моллюски, поздний неоплейстоцен, ранний – средний голоцен, палеоэкология, Ферганская долина, Кыргызстан

**Для цитирования:** *Осипова Е.М., Данукалова Г.А., Шнайдер С.В.* Реконструкции палеоэкологических условий конца позднего неоплейстоцена – голоцена малакофаунистическим методом по материалам местонахождения Обишир-V в Кыргызстане // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 22–37. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-3.

**For citation:** *Osipova E.M., Danukalova G.A., Schnaider S.V.* (2021) Reconstruction of paleoecological conditions of the Late Neopleistocene – Holocene by the malacofaunistic method on the base of the Obishir-V locality in Kyrgyzstan. *Geologicheskii vestnik*. No. 1. P. 22–37. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-3.

© Е. М. Осипова, Г. А. Данукалова, С. В. Шнайдер, 2021

# RECONSTRUCTION OF PALEOECOLOGICAL CONDITIONS OF THE LATE NEOPLEISTOCENE – HOLOCENE BY THE MALACOFAUNISTIC METHOD ON THE BASE OF THE OBISHIR-V LOCALITY IN KYRGYZSTAN

**E.M. Osipova[1], G.A. Danukalova[1], S.V. Schnaider[2,3]**

[1] *Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: myrte@mail.ru, danukalova@ufaras.ru*
[2] *Institute of Archaeology and Ethnography Siberian Branch of RAS, 17, acad. Lavrentiev Avenue, Novosibirsk, 630090, Russia, E-mail: sveta.shnaider@gmail.com*
[3] *Novosibirsk State University, 1, Pirogova St., Novosibirsk, 630090, Russia, E-mail: sveta.shnaider@gmail.com*

For several years, Russian-Kyrgyzstan scientists were actively studying the of Obishir-V site, which is located in Kyrgyzstan. Archaeologists have found that the Fergana Valley and its surrounding territories were actively inhabited by people in the early Holocene, as evidenced by a large number of archaeological sites of that time. They suggest that this process was associated with favorable climatic conditions, the main factors of which were warming and / or increasing humidity. The paper presents the paleoecological results of a study of terrestrial molluscs found in the Upper Neopleistocene – Lower-Middle Holocene sediments of the Obishir-V locality. Taxonomic analysis of the composition of the malacofauna made it possible to reconstruct paleoecological conditions regarding the preferences of the molluscs on temperature, humidity, vegetation and their habitats (biotopes). It was found that paleolandscapes and vegetation remained practically unchanged during the period of accumulation of the studied sediments. Molluscs lived among steppe vegetation in dry and warm climate, but there were also short intervals with higher humidity. Studies have shown that favorable climatic conditions were formed in the region about 13 thousand years ago, three thousand years before the intensive settlement of the territory

*Keywords:* terrestrial molluscs, Late Neopleistocene, Ealy-Middle Holocene, palaeoecology, Fergana Valley, Kyrgyzstan

## Введение

Археологический пещерный памятник Обишир-V расположен в Кыргызстане (южная окраина Ферганской долины; N 39° 57'23.3", E 71° 16'52.4"). Объект был обнаружен и изучался У.И. Исламовым в 1960–1970 гг. [Исламов, 1980], повторное полевое изучение памятника было возобновлено в 2015 г. для уточнения его культурной и временной принадлежности и обновления/дополнения коллекции артефактов.

Общая изученная площадь раскопок в 2015–2016 гг. составила 8 м$^2$. Во время раскопок был собран обширный археологический и палеонтологический материал — каменные орудия, изделия из кости, многочисленные раковины моллюсков и остатки позвоночных.

Основной целью настоящего исследования была реконструкция палеоэкологических условий позднего плейстоцена–среднего голоцена на основе изучения наземных моллюсков.

## Материал и методы

На малакологический анализ в 2015 и 2016 гг. было отобрано 115 проб (59 проб с раковинами моллюсков по сборам 2015 г. и 56 проб по сборам 2016 г.) из отложений, сопоставленных с концом позднего неоплейстоцена и голоценом на основе радиоуглеродного датирования [Шнайдер и др., 2016]. Объем каждого образца составлял около 50 дм$^3$. В полевых условиях раковины были извлечены из породы при ее сухом просеивании или при промывке породы в воде через сито диаметром 2 мм. Материал был собран в разные годы, поэтому при обработке в лабораторных условиях он изучался отдельно. В лабораторных условиях пробы были рассортированы по квадратам и глубинам. Раковины моллюсков 2015 г. отобраны из археологического раскопа, разделенного на квадраты, из слоев 2.1, 2.3, 3, 3(4?) и 4 в интервале глубин 4.53–2.60 м ниже нулевой точки отсчета. Раковины моллюсков, собранные в 2016 г. —

из слоев 2.3, 2.4, 3, 4, и 5 в интервале глубин 4.78–3.31 м.

На изучаемом участке выделено 5 литологических слоев; к ним приурочены три культурных горизонта. Самый молодой, первый культурный слой относится к периоду бронзового века – средневековья и происходит из литологического слоя 1, представленного светло-серыми – серовато-коричневыми суглинками. Второй культурный горизонт датируется в пределах 10–6.5 тыс. л. н. и приурочен к литологическим слоям 2 и 3, сложенным светло- и темно-коричневыми суглинками. Самый древний, третий культурный горизонт относится к периоду 10–13.5 тыс. л. н., его артефакты найдены в слоях 4 и 5, которые представлены лёссовидным суглинком от кремового до желтовато-коричневого цвета, содержащим фрагменты карбонатных пород [Шнайдер и др., 2016]. Породы, слагающие разрез, имеют субтерральный генезис — это остаточные отложения, образуемые при карстовании карбонатных пород; породы слоев 4 и 5, вероятно, имеют примесь эоловых, лессовых отложений.

Раковины моллюсков распределены по осадочной толще неравномерно. Наибольшее количество раковин было обнаружено на глубине 4.72–3.85 м (слои 3 и 4); в нижней части разреза на глубине 4.78–4.70 м (слой 5) и в верхней части разреза на глубине 3.00–2.60 м (слой 2.1) количество их значительно меньше.

Материал в основном представлен целыми раковинами и их фрагментами, а также неопределимым детритом. Наилучшую сохранность раковин можно наблюдать у родов *Pseudonapaeus*, *Turanena* и *Candaharia*; эти раковины часто покрыты карбонатной корочкой ($CaCO_3$). Раковины *Fruticicola* sp. имеют худшую сохранность и в основном встречаются в виде отдельных фрагментов.

Всего было изучено 1410 раковин моллюсков (2015 г.: 833 раковины; 2016 г.: 577 раковин). Количество раковин подсчитывалось по методике, описанной Ložek [1986]. Все пробы с одного уровня суммировались. Для гастропод подсчитывалось общее количество целых взрослых и ювенильных раковин. Затем отдельно подсчитывалось количество макушек, устьев и фрагментов оборотов. За целый экземпляр принимались обломки одной макушки, одного устья и 2–3 оборотов. Затем полученное количество составных по обломкам экземпляров складывалось с целыми экземплярами. Если присутствовали только единичные фрагменты оборотов, они указывались как обломки. Процентное содержание видов в пробах не подсчитывалось, т.к. по методике необходимо наличие более 200 экземпляров раковин в каждом образце для аллювиальных отложений [White et al., 2008] или 50 экземпляров раковин в каждом образце для пещерных отложений [Szymanek et al., 2016]. Для статистических расчетов для палеоэкологических реконструкций был подсчитан средний процент видов для отдельных слоев.

Видовые определения моллюсков были сделаны по работам И.М. Лихарева и Е.С. Раммельмейер [1952], И.М. Лихарева и А.Й. Виктора [1980], А.А. Шилейко [1984], А. Сысоева и А. Шилейко [Sysoev, Shileyko, 2009], А.А. Шилейко и Т.С. Рымжанова [2013].

Для палеоэкологического анализа согласно опубликованным данным по современным моллюскам изучаемого региона был проанализирован ряд публикаций и для каждого вида были выделены критерии, такие как температура воздуха, влажность, особенности растительного покрова и мест обитания моллюсков (биотопы) [Лихарев, Раммельмейер, 1952; Шилейко, 1978; Увалиева, 1990; Даминова, Пазилов, 1999; Моисеева, 2000; Пазилов, Азимов, 2003; Каримкулов, Иззатулаев, 2008; Sysoev, Shileyko, 2009; Пазилов, Саидов, 2010; Пазилов, Гайбназарова, 2012; Шилейко, Рымжанов, 2013; Каримкулов, 2015; Абдулазизова, Пазилов, 2017].

Фотографии моллюсков сделаны в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа) на стереомикроскопе Motic SMZ-171 с камерой Moticam 10+.

## Результаты малакологических исследований отложений позднего неоплейстоцена – голоцена местонахождения Обишир-V

Все раковины моллюсков относятся к одному классу Gastropoda и принадлежат к наземным моллюскам (13 видов, 6 родов, 6 семейств); встречена одна раковина пресноводного моллюска. В сборах присутствовали обломки раковинного детрита. Распространение видов моллюсков с указанием количества их раковин показано в таблицах 1 и 2. Видовой состав моллюсков и количество раковин увеличивается вверх по разрезу от слоя 5; в отложениях слоя 3 наблюдается максимальное количество раковин и видов моллюсков, к слою 2.1 количество раковин/видов уменьшается.

Анализ фаунистического состава показал, что массовыми видами являются *Pseudonapaeus secalinus* (Mousson in Martens, 1880), *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* (Simroth, 1901) и *Fruticicola* sp.,

Таблица 1. Видовой и количественный состав моллюсков из отложений местонахождения Обишир-V (2015 г.)

Table 1. Species and quantitative composition of molluscs from the deposits of the Obishir-V locality (2015)

| Регистрационный номер ИГ УФИЦ РАН | Квадрат | Слой | Горизонт | Глубина, м | Pupillidae | *Pseudonapaeus secalinus* (Mousson in Martens, 1880) | *Pseudonapaeus asiaticus* (Mousson in Martens, 1880) | *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus* (Kuznetsov, 1999) | *Pseudonapaeus sogdianus* (Martens, 1874) | *Pseudonapaeus* sp. | *Turanena martensiana* (Ancey, 1886) | *Turanena* sp. | *Candaharia levanderi* (Simroth, 1901) | *Fruticicola lantzi* f. *steppensis* Tzvetkov, 1941 | *Fruticicola lantzi lantzi* (Lindholm, 1927) | *Fruticicola alaica* (Kuznetsov, 1998) | *Fruticicola squamulosa* (Izzatullaev et Schileyko, 1980) | *Fruticicola* sp. / Bradybaenidae | Фрагменты раковин | Общее количество раковин |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| 329/5201 | Q 10 | 2.1 | 5 | 2.60–2.80 | | | | | | | | | | 1 | | | | | | 1 |
| 329/5003 | Q 10 | 2.1 | 7 | 2.60–2.80 | | | | | | 1 | | | 5 | 1 | | | | | | 7 |
| 329/5202 | Q 10 | 2.1 | 4–5 | 2.60–2.80 | | | | | | | 1 | | | | | | | 1 | | 2 |
| 329/5200 | Q 10 | 2.1 | 4–5 | 3.10–3.30 | | | | | | | | | | 2 | | | | | | 2 |
| Сумма раковин слоя 2.1 | | | | | – | – | – | – | – | 1 | 1 | – | 5 | 4 | – | – | – | 1 | – | 12 |
| 329/5204 | R 10 | 2.3 | 3 | 3.10–3.12 | | | | | | | 1 | | | | | | | | + | 1 |
| 329/5205 | R 10 | 2.3 | 4 | 3.12–3.25 | | | | | | 1 | 2 | | 4 | | | | | 1 | | 8 |
| 329/5206 | R 10 | 2.3 | 5 | 3.20–3.30 | | 6 | | | | 1 | 3 | | | | | | | 2 | | 12 |
| 329/5207 | R 10 | 2.3 | 6 | 3.30–3.40 | | 2 | 4 | | | | 4 | | 12 | | | | | 1 | | 23 |
| 329/5208 | R 10 | 2.3 (3?) | 7 | 3.40–3.50 | | | 2 | 2 | | | | | 2 | | | | | 1 | | 7 |
| 329/5209 | R 10 | 2.3 (3?) | 7–8 | 3.40–3.60 | | | | | | | | 1 | | | | | | 1 | | 2 |
| 329/5210 | R 11 | 2.3 | 3 | 3.10–3.12 | | 1 | | | | 1 | 1 | | 3 | | | | | 3 | | 9 |
| 329/5211 | R 11 | 2.3 | 5 | 3.20–3.30 | | 8 | 3 | 1 | | | 3 | | 15 | | | 1 | | 2 | | 33 |
| 329/5212 | R 11 | 2.3 | 6 | 3.30–3.40 | | 16 | | | | | | | 13 | 1 | | | | 1 | | 31 |
| 329/5213 | R 11 | 2.3 | 7 | 3.40–3.50 | | 3 | 3 | | | | 1 | | 8 | | | 1 | | 1 | | 17 |
| 329/5216 | R 10 | 2.3 | 9 | 3.60–3.70 | | 36 | 6 | 3 | | 7 | 8 | | 28 | | | | | 3 | | 91 |
| 329/5217 | R 10 | 2.3 | 9–10 | 3.60–3.80 | | | | | | | | | | | | | | 1 | | 1 |
| 329/5218 | R 10 | 2.3 | 10–11 | 3.70–3.90 | | | 1 | | | | | | | | | | | | | 1 |
| 329/5214 | R 11 | 2.3 | 7–9 | 3.40–3.70 | | 15 | | 3 | | 1 | 2 | 2 | 11 | | | | | 2 | | 36 |
| 329/5215 | R 11 | 2.3 | 8–10 | 3.50–3.80 | | 8 | | | | 1 | 1 | | 8 | | | 1 | | | | 19 |
| Сумма раковин слоя 2.3 | | | | | – | 95 | 19 | 9 | – | 12 | 26 | 3 | 104 | 1 | – | 3 | – | 19 | + | 291 |
| 329/5219 | R 10 | 3 | 7 | 3.40–3.50 | | 2 | | | | 1 | | | | | | | | | | 3 |
| 329/5220 | R 10 | 3 | 8–10 | 3.50–3.80 | | 22 | | 3 | | | 3 | | 8 | | | | | 1 | | 37 |
| 329/5221 | R 10 | 3 | 9–10 | 3.60–3.80 | | 2 | | | | | | | | | | | | 1 | | 3 |
| 329/5222 | R 10 | 3 | 10 | 3.70–3.80 | | 6 | | | | 1 | 2 | | 5 | | | | | 1 | | 15 |
| 329/5223 | R 10 | 3 | 10–11 | 3.70–3.90 | | 2 | | | | | | | | | | | | | | 2 |
| 329/5224 | R 10 | 3 | 11 | 3.80–3.90 | | 15 | 5 | 4 | | | | | 9 | | | | | 1 | | 34 |
| Сумма раковин слоя 3 | | | | | – | 49 | 5 | 7 | | 2 | 5 | | 22 | – | – | – | – | 4 | – | 94 |
| 329/5225 | R 10 | 3 (4?) | 12–13 | 3.90–4.15 | | 7 | | | | 1 | | 2 | | | | | | 1 | | 11 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 329/5226 | R 10 | 3 (4?) | 13 | 4.00–4.15 | | 29 | 3 | | | 1 | 6 | | 10 | | | | | 1 | | 50 |
| 329/5227 | R 11 | 3 (4?) | 7–8 | 3.40–3.50 | 1 | 9 | 3 | | | | 1 | | 6 | | | | | | | 20 |
| Сумма раковин слоя 3 (4?) | | | | | 1 | 45 | 6 | – | – | 2 | 7 | 2 | 16 | – | – | – | – | 2 | – | 81 |
| 329/5228 | R 11 | 4 | 8–10 | 3.50–3.80 | | 11 | | | | 11 | 2 | | 4 | | | | | 1 | | 29 |
| 329/5229 | R 11 | 4 | 9 | 3.60–3.70 | | 6 | | | | 1 | | | 4 | | | | | | | 11 |
| 329/5230 | R 11 | 4 | 9–11 | 3.60–3.90 | | 16 | 3 | | | | | 2 | 6 | | | | | 1 | | 28 |
| 329/5231 | R 11 | 4 | 12 | 3.90–4.00 | | | 1 | | | | | | | | | | | | | 1 |
| 329/5232 | R 11 | 4 | 13 | 4.00–4.15 | | 17 | | | 1 | | | | 4 | | | | | 1 | | 23 |
| 329/5233 | Q 10 | 4 | 13 | 4.00–4.15 | | | | 1 | | | | | | | | | | | | 1 |
| 329/5234 | R 10 | 4 | 12 | 3.90–4.00 | | 15 | 6 | | | | | 3 | 13 | | | | 1 | 2 | | 40 |
| 329/5235 | R 10 | 4 | 13–14 | 4.00–4.20 | | 11 | 1 | | | | | 3 | | | | | | | | 15 |
| 329/5236 | R 10 | 4 | 14 | 4.15–4.20 | | 25 | 5 | | | | | 1 | 8 | | | | | 1 | | 40 |
| 329/5237 | R 11 | 4 | | 4.00–4.75 | | 3 | | | | | | | | | | | | | + | 3 |
| 329/5238 | R 11 | 4 | 14 | 4.15–4.20 | | 11 | | | | 1 | 2 | | 1 | | | | 1 | | | 16 |
| 329/5240 | Q 10 | 4 | 14 | 4.15–4.20 | | 10 | 4 | | | | | 1 | 5 | | | | | 1 | | 21 |
| 329/5241 | Q 10 | 4 | 18 | 4.65–4.75 | | 3 | | | | 1 | | 1 | | | | | | | | 5 |
| 329/5242 | Q 11 | 4 | 14 | 4.15–4.20 | | 8 | | | | 1 | | 1 | | | 2 | | | | | 12 |
| 329/5243 | Q 11 | 4 | 15 | 4.25–4.40 | | 3 | 2 | | | | | | | | | | | | | 5 |
| 329/5244 | Q 11 | 4 | 16 | 4.40–4.53 | | 6 | 2 | | | | | | 5 | | | | | | | 13 |
| 329/5245 | R 10 | 4 | 15 | 4.25–4.40 | | 22 | 4 | | | | | | 3 | | | | | 1 | + | 30 |
| 329/5246 | R 10 | 4 | 16 | 4.40–4.53 | | 7 | 5 | | | | 2 | | 1 | | | | | 1 | | 16 |
| 329/5248 | R 10/11 | 4 | 17 | 4.54–4.65 | | 4 | | | | 1 | | | | | | | | | | 5 |
| 329/5247 | R 10 | 4 | 18 | 4.65–4.75 | | 8 | | | | | 3 | | | | | | | | + | 11 |
| 329/5249 | R 11 | 4 | 13 | 4.00–4.15 | | 2 | | 1 | | 1 | | | 1 | | | | | | | 5 |
| 329/5250 | R 11 | 4 | 14 | 4.15–4.20 | | 6 | | | | | | | | | | | | | + | 6 |
| 329/5251 | R 11 | 4 | ? | 4.15–4.75 | | 1 | 2 | | | | | | 1 | | | | | 1 | | 5 |
| 329/5239 | R 11 | 4 | 15 | 4.25–4.40 | | 8 | 1 | | 1 | | | | | | | | | 1 | | 11 |
| 329/5252 | R 11 | 4 | 16 | 4.40–4.53 | | | | | | | | 2 | 1 | | | | | | | 3 |
| Сумма раковин слоя 4 | | | | | – | 203 | 36 | 2 | 2 | 17 | 9 | 14 | 57 | – | 2 | – | 2 | 11 | + | 355 |
| Общая сумма раковин | | | | | 1 | 392 | 66 | 18 | 2 | 34 | 48 | 19 | 204 | 5 | 2 | 3 | 2 | 37 | + | 833 |

затем следуют *Turanena martensiana* (Ancey, 1886) и *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus* (Kuznetsov, 1999). Единично представлены *Gibbulinopsis nanosignata* (Schileyko et Izzatullaev, 1980), *Pseudonapaeus sogdianus* (Martens, 1874), *P. latilabris* (Lindholm, 1927), *Leucozonella* (*Leucozonella*) *rubens* (Martens, 1874) и *Physa acuta* (Draparnaud, 1805).

Ниже приведены описания основных видов моллюсков, определенных в местонахождении Обишир-V.

**Enidea**. Семейство представлено двумя родами *Pseudonapaeus* и *Turanena*.

*Pseudonapaeus*. Раковины *Pseudonapaeus secalinus* (Mousson in Martens, 1880) (рис. 1, фиг. 1) от башенковидной до коническо-цилиндрической формы (высота раковины — 7.9–9.9 мм; ширина — 3–3.6 мм), матовые, состоят из 6.5–7 слабо выпуклых оборотов; последний оборот слабо приподнят к устью, шов глубокий. Скульптура в виде тонкой неравномерной радиальной исчерченности. Устье усеченно-овальное, слабо скошено, края немного отвернуты, соединены париетальной мозолью с небольшим бугорком. Пупок в виде щели.

Раковины *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus* (Kuznetsov, 1999) (рис. 1, фиг. 2) башенковидные, но имеют более стройную удлиненно форму (высота раковины — 9–10.2 мм; ширина — 3–3.2 мм), верхняя часть — более высокая и коническая. Оборотов 6.5–7.5. Поверхность последних 2–3 оборотов покрыта спиральной струйчатостью, перед устьем и вокруг пупка — вмятины. Устье округло-треугольное.

Раковина *P. sogdianus* (Martens, 1874) яйцевидно-цилиндрическая (высота раковины — 16.1–17 мм; ширина — 7.2–8.2 мм), твердостенная. Скульптура в виде слабой штриховки. Оборотов 7.5, слабовыпуклые. Устье усеченно-овальное, места его прикрепления сближены, соединены мозолью, края устья отвернуты, слегка утолщены. Пупок в виде широкой щели.

Таблица 2. Видовой и количественный состав моллюсков из отложений местонахождения Обишир-V (2016 г.)

Table 2. Species and quantitative composition of molluscs from the deposits of the Obishir-V locality (2016)

| Регистрационный номер ИГ УФИЦ РАН | Квадрат | Слой | Горизонт | Глубина, м | *Physa acuta* (Draparnaud, 1805) | Pupillidae | *Gibbulinopsis nanosignata* (Schileyko et Izzatullaev, 1980 | *Pseudonapaeus secalinus* (Mousson in Martens, 1880) | *Pseudonapaeus asiaticus* (Mousson in Martens, 1880) | *Pseudonapaeus stabilis* chatkalicus (Kuznetsov, 1999) | *Pseudonapaeus latilabris* (Lindholm, 1927) | *Pseudonapaeus* sp. | *Turanena martensiana* (Ancey, 1886) | *Turanena* sp. | *Candaharia levanderi* (Simroth, 1901) | Leucozonella rubens (Martens, 1874) | *Fruticicola alaica* (Kuznetsov, 1998) | *Fruticicola* sp. / Bradybaenidae | Фрагменты раковин | Общее количество раковин |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| 330/5255 | R-8, R-9 | 2.3 | 1 | 3.04–3.15 | | | | 1 | | | | | | | | | | 1 | | 2 |
| 330/5256 | R-8, R-9 | 2.3 | 2 | 3.15–3.21 | | | | | | | | | | | | | | 1 | | 1 |
| 330/5257 | R-8, R-9 | 2.3 | 3 | 3.22–3.30 | | | | 5 | | 1 | | 1 | | | 10 | | | 1 | | 18 |
| 330/5258 | R-8, R-9 | 2.3 | 4 | 3.31–3.40 | | | | 2 | | | | 1 | 2 | | 6 | | | 1 | | 12 |
| 330/5259 | R-8, R-9 | 2.3 | 5 | 3.40–3.45 | | | | 2 | | | | 1 | | 1 | 2 | | | 1 | | 7 |
| 330/5260 | R-8, R-9 | 2.3 | 6 | 3.45–3.50 | | | | | | 1 | | | | | 6 | | | 1 | | 8 |
| 330/5261 | R-8, R-9 | 2.3 | 7 | 3.50–3.55 | | | | | | | | | | | 2 | | | 1 | | 3 |
| 330/5262 | R-8, R-9 | 2.3 | 8 | 3.55–3.60 | | 1 | | 6 | | | | | | 5 | 10 | | | | + | 22 |
| 330/5263 | R-8, R-9 | 2.3 | 9 | 3.60–3.68 | | | | 7 | | | | 1 | | 2 | 5 | | | | | 15 |
| 330/5253 | R-8 | 2.3 | 4 | 3.31–3.40 | | | | | | | | | | | | | | 1 | | 1 |
| 330/5254 | R-8 | 2.3 | 9 | 3.60–3.65 | | | | | | | | 1 | | | | | | | | 1 |
| 330/5264 | R-9 | 2.3 | 4 | 3.31–3.40 | | | | | | | | 1 | | | | | | | | 1 |
| 330/5265 | R 9/1 | 2.3 | 8 | 3.55–3.60 | | | | | | | | | | | 1 | | | | | 1 |
| Сумма раковин слоя 2.3 | | | | | – | 1 | – | 23 | – | 2 | – | 6 | 2 | 8 | 42 | – | – | 8 | + | 92 |
| 330/5267 | R-8, R-9 | 2.4 | 10 | 3.65–3.70 | | | | 8 | | | | 2 | 3 | | 5 | | | 2 | | 20 |
| 330/5268 | R-8, R-9 | 2.4 | 11 | 3.70–3.75 | | | | 17 | | | | | 4 | | 8 | | | | + | 29 |
| 330/5269 | R-8, R-9 | 2.4 | 12 | 3.75–3.80 | | | | 1 | | | | | | | | | | | | 1 |
| 330/5271 | R-8, R-9 | 2.4 | 14 | 3.83–3.87 | | | | 8 | | | | | | | 1 | | | 1 | | 10 |
| 330/5270 | R-8, R-9 | 2.4 | 13 | 3.80–3.85 | | | | | | 8 | | | | | 9 | | | | + | 17 |
| 330/5272 | R-8, R-9 | 2.4 | 15 | 3.87–3.92 | | | 1 | 4 | | | | | | | 4 | | | 1 | | 10 |
| 330/5273 | R-8, R-9 | 2.4 | 16 | 3.92–3.94 | | | | 30 | | | | | 5 | | 12 | | | 2 | | 49 |
| Сумма раковин слоя 2.4 | | | | | – | – | 1 | 68 | – | 8 | – | 2 | 12 | – | 39 | – | – | 6 | + | 136 |
| 330/5274 | R 9 | 3 | 11 | 3.70–3.75 | | | | | | | | | | | | | | 1 | | 1 |
| 330/5275 | R 9 | 3 | 12 | 3.75–3.80 | | | | | | | 1 | 1 | | | | | | | | 2 |
| 330/5276 | R 9/3 | 3 | 15 | 3.87–3.92 | | | | | | | | | | | | | | 1 | | 1 |
| 330/5277 | R 9/4 | 3 | 15 | 3.87–3.92 | | | | | | | | | | | | | | 1 | | 1 |
| 330/5266 | R 8/3 | 3 | 13 | 3.80–3.83 | | | | 1 | | | | 2 | | | 3 | | | | | 6 |
| 330/5284 | R-8, R-9 | 3 | 1 | 3.85–4.00 | | | | 17 | | | | 1 | 1 | | 10 | | | 1 | | 30 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 330/5285 | R-8, R-9 | 3 | 6 | 4.16–4.22 | | | | 19 | | 1 | | 1 | | | 3 | | | 1 | | 25 |
| 330/5286 | R-8, R-9 | 3 | 7 | 4.20–4.30 | | | | 20 | | | | 1 | | | 2 | | | 1 | | 24 |
| 330/5281 | R 8/1 | 3 | 2 | 3.95–4.03 | | | | 4 | | | | | | 2 | 2 | | | | + | 8 |
| 330/5282 | R 8/1 | 3 | 6 | 4.15–4.20 | 1 | | | 31 | | | | 1 | 5 | | 5 | | | 1 | | 44 |
| 330/5283 | R 8/4 | 3 | 6 | 4.20–4.22 | | | | | | 1 | 1 | | | | 3 | | | 1 | | 6 |
| 330/5278 | Q8 | 3 | 6 | 4.16–4.22 | | | | 8 | | | | 1 | | | 2 | | | 1 | | 12 |
| 330/5287 | R-9 | 3 | 2 | 4.02–4.05 | | | | | 1 | | | | | | | | | | | 1 |
| 330/5288 | R 9/1 | 3 | 6 | 4.16–4.20 | | | | 3 | | | | | | | | | | 1 | | 4 |
| 330/5289 | R 9/3 | 3 | 3 | 4.03–4.08 | | | | 1 | | | | | 2 | | 10 | | | 1 | | 14 |
| 330/5290 | R 9/4 | 3 | 3 | 4.03–4.08 | | | | 13 | | | | 1 | | | 2 | | 3 | | | 19 |
| 330/5291 | R 9/4 | 3 | 4 | 4.08–4.12 | | | | 3 | | | | 1 | | | | | | 1 | | 5 |
| 330/5292 | R 9/4 | 3 | 5 | 4.12–4.16 | | | | 7 | | 2 | | 1 | | | | | | | | 10 |
| 330/5279 | Q9 | 3 | 4 | 4.08–4.12 | | | | | | 3 | | | | 1 | | | | 1 | | 5 |
| 330/5280 | Q9 | 3 | 5 | 4.12–4.16 | | | | 2 | | | | 1 | | | 1 | | | 1 | | 5 |
| Сумма раковин слоя 3 | | | | | 1 | – | – | 129 | 1 | 7 | 2 | 12 | 8 | 3 | 43 | – | 3 | 14 | + | 223 |
| 330/5294 | R-8, R-9 | 4 | 2 | 4.32–4.40 | | | | 29 | | | | 1 | 2 | | 5 | | | 2 | | 39 |
| 330/5295 | R-8, R-9 | 4 | 3 | 4.40–4.50 | | | | 24 | 3 | | | | 3 | | 8 | | | | | 38 |
| 330/5296 | R-8, R-9 | 4 | 6 | 4.68–4.72 | | | | 14 | 2 | 3 | | | | 1 | 6 | | | 1 | | 27 |
| 330/5297 | R 9 | 4 | 5 | 4.58–4.60 | | | | | | | | | 1 | | | | | | | 1 |
| 330/5293 | R 8 | 4 | 5 | 4.58–4.68 | | | | | | | | | | | | | | | | – |
| Сумма раковин слоя 4 | | | | | – | – | – | 67 | 5 | 3 | – | 1 | 6 | 1 | 19 | – | – | 3 | – | 105 |
| 330/5298 | R-8, R-9 | 5 | 1 | 4.70–4.74 | | | | 14 | | | | 1 | | 1 | 1 | | | | | 17 |
| 330/5299 | R 9 | 5 | 2 | 4.74–4.78 | | | | 2 | | | | | | | | 2 | | | | 4 |
| Сумма раковин слоя 5 | | | | | – | – | – | 16 | – | – | – | 1 | – | 1 | 1 | 2 | – | – | – | 21 |
| Общая сумма раковин | | | | | 1 | 1 | 1 | 303 | 6 | 20 | 2 | 22 | 28 | 13 | 144 | 2 | 3 | 31 | – | 577 |

Раковина *P. latilabris* (Lindholm, 1927) (рис. 1, фиг. 3) конически-цилиндрическая (высота раковины — 16.1 мм; ширина — 7.1 мм), твердостенная. Скульптура в виде слабой штриховки. Оборотов 6, верхние обороты слабовыпуклые, нижние — почти плоские. Устье округло-треугольное, слегка скошено, места его прикрепления не сближены, соединены мозолью с ангулярным бугорком, края устья отвернуты, с толстой валикообразной губой. Пупок в виде узкой щели.

Раковина *P. asiaticus* (Mousson in Martens, 1880) (рис. 1, фиг. 4) конически-цилиндрическая (высота раковины 16.4 мм; ширина — 7.2 мм), толстостенная. Оборотов 7.5, слабовыпуклые с тонкими спиральными бороздами, разделенные неглубоким швом. Устье округло-треугольное с широкой толстой губой, которая соединяется с гребневидной мозолью; имеется слабый ангулярный бугорок. Пупок узкий, закрыт краем устья.

*Turanena*. Раковина *Turanena* cf. *martensiana* (Ancey, 1886) (рис. 1, фиг. 5) высококоническая (длина 8–9 мм, ширина — 5.1–6 мм), стройная, твердостенная. Макушка узкая, закругленная. Оборотов 5.5, выпуклые, разделенные глубоким швом. Скульптура в виде штриховки на оборотах. Устье овальное, слабо скошенное, места прикрепления устья сильно сближены, соединены мозолью, края тонкие, отвернуты. Пупок щелевидный, широкий.

**Parmacellidae**. Эмбриональная раковина овальная (длина 3.8–4.1 мм, ширина — 2.5–3.2 мм). Нуклеус удлиненно-овальный (длина — 8–10.1 мм, ширина — 4.6–6.1 мм). Семейство представлено родом *Candaharia* и видом *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* (Simroth, 1901) (рис. 2, фиг. 1).

**Pupillidae**. Семейство представлено родом *Gibbulinopsis* и видом *Gibbulinopsis nanosignata* (Schileyko et Izzatullaev, 1980) (рис. 2, фиг. 2). В коллекции присутствует только устье с последним оборотом и три оборота с макушкой, поэтому описание составлено на основании этих фрагментов. Раковина цилиндрическая (высота раковины — примерно 5 мм; ширина — 2 мм), макушка закругленная, общее количество оборотов не ясно, они выпуклые. Скульптура тонко радиально ребристая. Устье цельное, края отвернуты; париетальный край утолщен; в правом верхнем углу около наружного края есть ангулярная мозоль (бугорок). В устье расположено 5 зубов. Затылочное утолщение хорошо выражено. Пупок небольшой и узкий.

**Hydromiidae**. Семейство представлено родом *Leucozonella*. Раковина *Leucozonella* (*Leucozonella*) *rubens* (Martens, 1874) (рис. 3, фиг. 1) спиральнозавитая, шаровидная (высота раковины — 13.7 мм; ширина — 15.5 мм), толстостенная. Оборотов 6, верхние обороты почти плоские, медленно нарастающие, нижние обороты выпуклые, быстро нарастающие, последний оборот округлый, с легким перегибом, немного опущен к устью. Скульптура в виде радиальной исчерченности и спиральных бороздок. Устье округлое, немного косое, места прикрепления не сближены, края изнутри с тонкой губой, отвернуты, колумеллярный край наполовину прикрывает узкий пупок.

**Bradybaenidae**. Семейство представлено родом *Fruticicola* с видами *Fruticicola lantzi* (*Fruticicola lantzi lantzi* (Lindholm, 1927), *F. lantzi* f. *steppensis* (рис. 3, фиг. 4)), *F. alaica* (Kuznetsov, 1998), *F. squamulosa* (Izzatullaev et Shileyko, 1978). Сохранность материала неудовлетворительная, т.к. большую часть

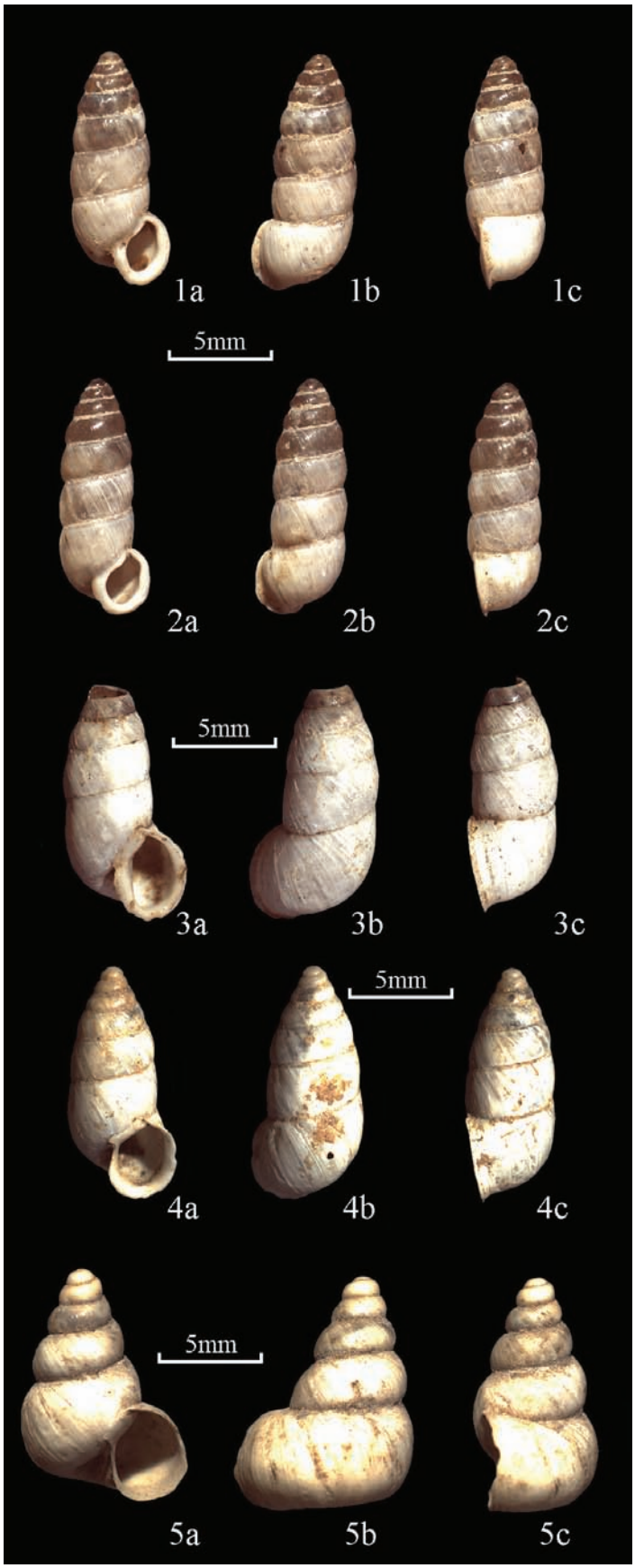


**Рис. 1. Моллюски семейства Enidea из местонахождения Обишир-V**

**1** — *Pseudonapaeus secalinus* (Mousson in Martens, 1880); ИГ № 330/5282/4, кв. R8/1, сл. 3, гл. 5.15–4.20 м; **2** — *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus* (Kuznetsov, 1999), ИГ № 330/5260/13, кв. R8, R9, сл. 2.2, гл. 3.50–3.45 м; **3** — *Pseudonapaeus latilabris* (Lindholm, 1927), ИГ № 330/5283/19, кв. R8/4, сл. 3, гл. 4.22–4.20 м; **4** — *Pseudonapaeus asiaticus* (Mousson in Martens, 1880), ИГ № 330/5295/20, кв. R8, R9, сл. 4, гл. 4.50–4.40 м; **5** — *Turanena martensiana* (Ancey, 1886), ИГ № 330/5262/23, кв. R8, R9, сл. 2.2, гл. 3.60–3.55 м; a — вид со стороны устья; b — вид с обратной стороны устью; c — вид сбоку; d — вид со стороны макушки; e — вид со стороны пупка. ИГ № 329/5212/3 — регистрационный номер образца; кв. — квадрат; сл. — слой; гл. — глубина.

**Fig. 1. Enidea mollusc species from the Obishir-V section**

**1** — *Pseudonapaeus secalinus* (Mousson in Martens, 1880); ИГ № 330/5282/4, square R8/1, layer 3, depth 5.15–4.20 m; **2** — *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus* (Kuznetsov, 1999), ИГ № 330/5260/13, square R8, R9, layer 2.2, depth 3.50–3.45 m; **3** — *Pseudonapaeus latilabris* (Lindholm, 1927), ИГ № 330/5283/19, square R8/4, layer 3, depth 4.22–4.20 m; **4** — *Pseudonapaeus asiaticus* (Mousson in Martens, 1880), ИГ № 330/5295/20, square R8, R9, layer 4, depth 4.50–4.40 m; **5** — *Turanena martensiana* (Ancey, 1886), ИГ № 330/5262/23, square R8, R9, layer 2.2, depth 3.60–3.55 m; a — apertural view; b — abapertural view (view from the opposite side of the aperture); c — lateral view (top right); ИГ № 329/5212/3 — registration number; кв. — square; сл. — layer; гл. — depth.

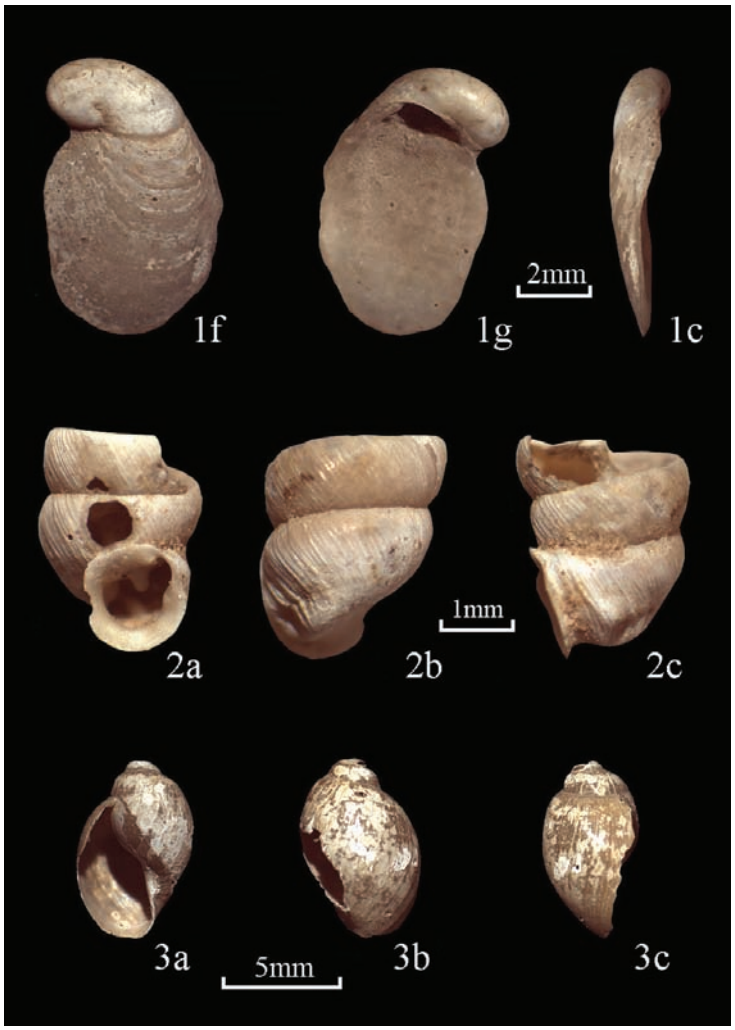


**Рис. 2. Моллюски из местонахождения Обишир-V**

**1** — *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* (Simroth, 1901), ИГ № 330/5258/28, кв. R8, R9, сл. 2.2, гл. 3.40–3.31 м; **2** — *Gibbulinopsis nanosignata* (Shileyko et Izzatulaev, 1980), ИГ № 330/5272/3, кв. R8, R9, сл. 2.3, гл. 3.92–3.87 м; **3** — *Physa acuta* (Draparnaud, 1805), ИГ № 330/5282/1, кв. R8/1, сл. 3, гл. 5.15–4.20 м; a — вид со стороны устья; b — вид с обратной стороны устью; c — вид сбоку; f — раковина снаружи; g — раковина изнутри. ИГ № 329/5212/3 — регистрационный номер образца; кв. — квадрат; сл. — слой; гл. — глубина.

**Fig. 2. Molluscs species from the Obishir-V section**

**1** — *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* (Simroth, 1901), ИГ № 330/5258/28, square R8, R9, layer 2.2, depth 3.40–3.31 m; **2** — *Gibbulinopsis nanosignata* (Shileyko et Izzatulaev, 1980), ИГ № 330/5272/3, square R8, R9, layer 2.3, depth 3.92–3.87 m; **3** — *Physa acuta* (Draparnaud, 1805), ИГ № 330/5282/1, square R8/1, layer 3, depth 5.15–4.20 m; a — apertural view; b — abapertural view (view from the opposite side of the aperture); c — lateral view (top right); f — external view; g — internal view; ИГ № 329/5212/3 — registration number; кв. — square; сл. — layer; гл. — depth.

составляют обломки и редкие (по 2–3 экземпляра на вид) целые раковины.

Раковина *F. squamulosa* (рис. 2, фиг. 2) округло-прижатая (высота раковины — 4.5–5.8 мм; ширина (большой диаметр) — 9.7–10.2 мм), тонкостенная, оборотов 4, они выпуклые, у шва — ступенчатые. Последний оборот опущен к устью. Устье округлое, скошенное, края тонкие, отвернутые, губа отсутствует. Пупок широкий.

Раковина *Fruticicola lantzi lantzi* (рис. 3, фиг. 3) от округло-кубовидной до шаровидной (высота раковины — 10–13 мм; ширина (большой диаметр) — 11–12 мм), макушка узкая, завиток конический. Оборотов 5.5–6, они выпуклые нарастают медленно. Последний оборот округлый, слегка опущен к устью. Устье округлое, косое, края слегка утолщены. Губа или отсутствует, или слабая. Колумеллярный край отвернут и частично прикрывает узкий пупок.

Вид *F. alaica* представлен ювенильными уплощенными тонкостенными раковинами (высота раковины — 3.9–5.1 мм; ширина (большой диаметр) — 7–9.1 мм), макушка немного выступает. Оборотов 4, ступенькообразные, разделенные глубоким швом. Последний оборот опущен к устью, с килем по периферии. Скульптура в виде радиальной исчерченности с радиальными рубцами. Устье округлое, косое, края сломаны. Пупок широкий.

После определения видового состава моллюсков были проанализированы основные параметры жизнедеятельности: температура, влажность окружающей среды, растительность и особенности биотопов, в которых обитали моллюски. Было установлено, что по отношению к температурному фактору все выявленные моллюски являются термофильными (теплолюбивыми) или мезофильными (обитающие в условиях умеренного климата) (табл. 3). Было выделено три группы моллюсков по предпочтению к влажности: влаголюбивые (живущие в условиях повышенной влажности), мезофильные (переносящие умеренную влажность) и ксерофильные виды (способны жить при дефиците влаги, такие виды также являются термофилами). Кроме этого, были выделены две группы моллюсков — живущие в отрытых или промежуточных местообитаниях. Кроме того, учитывались различные типы растительности на территории распространения моллюсков.

**Рис. 3. Моллюски семейств Hydromiidae и Bradybaenidae из местонахождения Обишир-V**

**1** — *Leucozonella* (*Leucozonella*) *rubens* (Martens, 1874), ИГ № 330/5299/36, кв. R9, сл. 5, гл. 4.78–4.74 м; **2** — *Fruticicola squamulosa* (Izzatullaev et Shileyko, 1980), ИГ № 329/5234/1, кв. R10, сл. 3–4, гл. 4.00–3.90 м; **3** — *Fruticicola lantzi lantzi* (Lindholm, 1927), ИГ № 330/5304/39, кв. K11, сл. 2; **4** — *Fruticicola lantzi* f. *steppensis* Tzvetkov, 1941, ИГ № 329/5212/3, кв. R11, сл. 2, гл. 3.40–3.30 м; a — вид со стороны устья; b — вид с обратной стороны устью; c — вид сбоку; d — вид со стороны макушки; e — вид со стороны пупка. ИГ № 329/5212/3 — регистрационный номер образца; кв. — квадрат; сл. — слой; гл. — глубина.

**Fig. 3. Hydromiidae and Bradybaenidae mollusc species from the Obishir-V section**

**1** — *Leucozonella* (*Leucozonella*) *rubens* (Martens, 1874), ИГ № 330/5299/36, square R9, layer 5, depth 4.78–4.74 m; **2** — *Fruticicola squamulosa* (Izzatullaev et Shileyko, 1980), ИГ № 329/5234/1, square R10, layer 3–4, depth 4.00–3.90 m; **3** — *Fruticicola lantzi lantzi* (Lindholm, 1927), ИГ № 330/5304/39, square K11, layer 2; **4** — *Fruticicola lantzi* f. *steppensis* Tzvetkov, 1941, ИГ № 329/5212/3, square R11, layer 2, depth 3.40–3.30 m; a — apertural view; b — abapertural view (view from the opposite side of the aperture); c — lateral view (top right); d — top view; e — umbo view. ИГ № 329/5212/3 — registration number; кв. — square; сл. — layer; гл. — depth.

## Обсуждение результатов

В результате изучения малакофауны отложений археологического памятника Обишир-V было установлено, что самыми распространенными и многочисленными видами являются *Pseudonapaeus secalinus*, *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* и *Fruticicola* sp.; им уступают виды *Turanena martensiana* и *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus*. Остальные виды представлены единичными экземплярами.

Анализ материала показал, что в разрезе можно выделить три малакозоны (или тафоценозы), каждая из которых характеризуется отличающимся процентным таксономическим составом моллюсков (рис. 4.) [Osipova et al., 2020]. Рассмотрев таксономическую структуру малакозон, экологические

Таблица 3. Экологические характеристики моллюсков из местонахождения Обишир-V
Table 3. Ecological characteristics of the species of molluscs identified in Obishir-V

| № | Таксоны | Распространение | Температура | Влажность | Местообитание (биотоп) |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | *Gibbulinopsis nanosignata* (Schileyko et Izzatullaev, 1980) | Горные области Средней Азии. Узбекистан (хр. Байсунтау). Обишир V. | Мезофильный | Ксеро-мезофильный | Открытые местообитания. Полупустынная и степная зоны. На щебнистых участках среди кустарников, у корней растений и в каменисто-щебнистой почве. Предгорное волнисто-холмистое пространство 950–1200 м. Может подниматься в горы (1200–2800 м). Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 2 | *Pseudonapaeus secalinus* (Mousson in Martens, 1880) | Малая Азия, Иран, Афганистан, Центральная Азия, сев.-зап. Индия, Китай (Кульджа). Заилийский Алатау, Кунгей, Терскей, Джунгарский Алатау, Кетмень, Киргизский хр., окрестности оз. Иссык-куль, Алайский хр. Обишир V. | Мезофильный | Ксеро-мезофильный | Открытые местообитания. Нижняя часть лугово-степного пояса на границе с сухой степью. На открытых склонах со степной растительностью, в малобломочных осыпях. Образует скопления под каменными плитами. В жаркое время прячется под камнями и в земле. Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 3 | *P. asiaticus* (Mousson in Martens, 1880) | Кульджа (сев.-зап. Китай), Казахстан (Заилийский Кунгей, Терский Алатау), Киргизия (Кунгей Алатау, ущ. Курменты, ущ. Семеновское, ущ. Долинка). Обишир V. | Мезофильный | Ксеро-мезофильный | Открытые местообитания. Щебнистые склоны с кустарником либо редким лесом, иногда (мелкие формы) – на открытых склонах, под камнями, среди кустарников. Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 4 | *P. stabilis chatkalicus* (Kuznetsov, 1999) | Кексуйский хр., ниж. теч. р. Чаткал. Обишир V. | Мезофильный | Ксеро-мезофильный | Открытые местообитания. Умеренно сухие склоны, заросшие густой травой и кустарником, известковые осыпи. Среднегорье (1200 м). Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 5 | *P. sogdianus* (Martens, 1874) | Зерафшан, Кули-Калан, Таласский Алатау, Сырдаринский Каратау, Таджикистан, Киргизия, Узбекистан, Афганистан, Иран (Астрабад). Обишир V. | Мезофильный | Ксеро-мезофильный | Открытые местообитания. Крупнообломочные осыпи, заросли кустарников, нередко – степные участки предгорий среди травянистой растительности. Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 6 | *P. latilabris* (Lindholm, 1927) | Киргизия (Чаткальский хр., Ферганский хр.). Обишир V. | Мезофильный | Ксеро-мезофильный | Открытые местообитания. Крупнообломочные осыпи, заросли кустарников. Палеарктика. |
| 7 | *Turanena martensiana* (Ancey, 1886) | Зерафшан, Гиссарский хр., Алайский, Ферганский хр., р. Кунгей. Обишир V. | Мезофильный | Ксерофильный | Открытые местообитания. Скалы и крупнообломочные осыпи. Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|
| 8 | *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* (Simroth, 1901) | Горные системы Центральной Азии, Афганистан. Казахстан (Сурдарьинский Каратау). Киргизия (Чаткальский хр., Киргизский хр.). Таджикистан (Гиссарский хр.). Обишир V. | Мезофильный | Гидромезофильный | Промежуточные местообитания. Влажные места, берега водоемов. В неблагоприятное время укрываются в щели почвы, под камни и у входа в пещеры. Зимуют на глубине 3–5 см, ниже промерзающего слоя. Может подниматься в горы (до 3200 м). Вдоль водоемов спускаются в предгорья и в полупустыни. Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 9 | *Fruticicola lantzi lantzi* (Lindholm, 1927) | Казахстан (Заилийский, Джунгарский, Кунгей Алатау, Киргизский хр., Чу-Илийские горы). Киргизия (Алайский, Ферганский, Пскемский, Киргизский хр., Таласская котловина). Обишир V. | Мезофильный | Мезофильный | Открытые и промежуточные местообитания. Предгорья, горы: на каменистых склонах, в ущельях, под камнями, в земле, среди корней травянистых растений. Наибольшую плотность образует в высокотравных среднегорных лугах, по берегам рек и ручьёв, в узких тенистых ущельях. Мигрирует на открытые склоны – в осыпях. Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 10 | *F. alaica* (Kuznetsov, 1998) | Киргизия (Алайский хр.). Обишир V. | Мезофильный | Мезофильный | Открытые местообитания. Зона арчевых лесов на открытых склонах, в осыпях у подножья известняковых скал. Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 11 | *F. squamulosa* (Izzatullaev et Schileyko, 1980) | Р. Кокталь, Кунгей Алатау, ущ. Долинка. Обишир V. | Мезофильный | Мезофильный | Открытые местообитания. Травянистые открытые склоны с большими камнями. Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 12 | *Leucozonella* (*Leucozonella*) *rubens* (Martens, 1874) | Узбекистан (Восток), Казахстан (Алматинская обл.), Киргизия, Таджикистан, Китай (Кульджа). Обишир V. | Мезофильный | Мезофильный | Открытые местообитания. Долины рек пустынно-степной зоны. Открытые и слабо залесённые склоны, места с мощным травостоем. Может подниматься в горы (до 2750 м). Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |
| 13 | *Physa acuta* (Draparnaud, 1805) | Европа, Средняя и Восточная Азия. Обишир V. | Мезофильный | Гигрофильный | Обитает на водной растительности в водоемах с медленным течением (ручьи), а также в болотах, озёрах. Палеарктика. Среднеазиатская подобласть. |

предпочтения моллюсков и учитывая количество особей в каждой малакозоне, можно выделить следующие палеобиотопы.

Малакозона 1 соответствует слоям 5–3 и находится в интервале глубин 4.78–3.94 м. *Pseudonapaeus secalinus* является доминирующим видом; в меньшем количестве присутствуют виды *Leucozonella* (*Leucozonella*) *rubens*, *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* и *Turanena* sp., а раковины видов *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus*, *P. asiaticus*, *Fruticicola* sp. и *Physa acuta* являются единичными. Раковины *Pseudonapaeus secalinus* найдены во всех

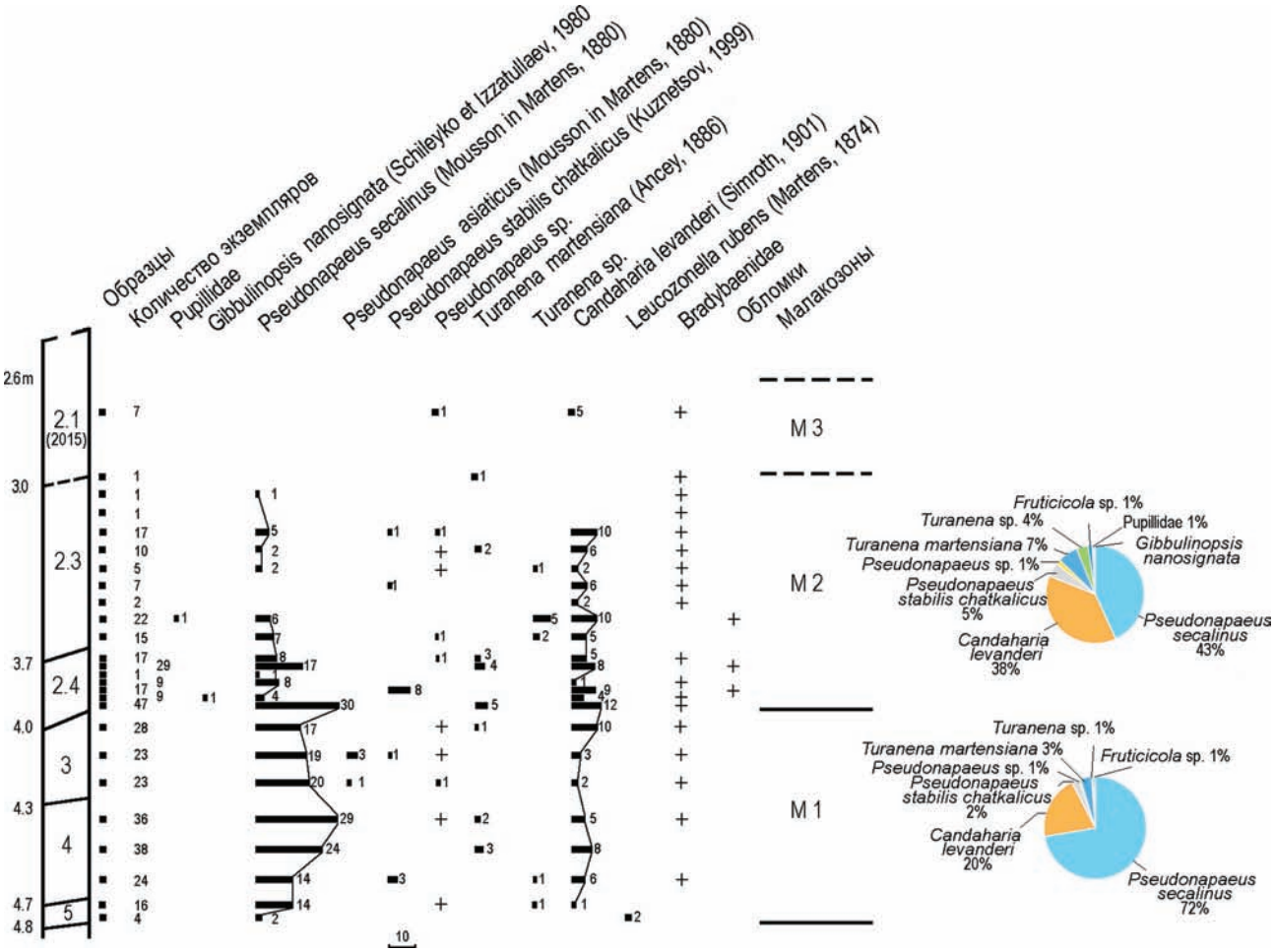


**Рис. 4. Видовой состав моллюсков разреза Обишир-V**

Слой 2.1 — образцы 2015 г.; слои 2.3–5 — образцы 2016 г. + — фрагменты раковин.

**Fig. 4. Molluscs species composition from the Obishir-V section**

Layer 2.1 — samples from 2015; layers 2.3–5 — samples of 2016. + — shell fragments.

изученных образцах, количество их раковин меняется от 14 до 29 (слой 4) и от 1 до 31 (слой 3) в одном образце, соответственно, общее количество раковин было 67 (слой 4) и 129 (слой 3). Находки раковин *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* также многочисленны и составляют от 5 до 8 экземпляров (слой 4, всего 19 раковин) и от 1 до 10 экземпляров (слой 3, всего 43 раковины) в образце. Виды *Turanena martensiana*, *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus* и *P. asiaticus* были малочисленны и встречены не во всех образцах; *Fruticicola* sp. также представлен единичными раковинами, но присутствует практически во всех образцах. На основании анализа экологических предпочтений современных представителей моллюсков и количества раковин можно предположить, что в начале этого интервала климат был более прохладным (слой 5), постепенно становилось теплее и влажнее (увеличивается количество слизней) (слой 3 и 4). Поскольку представители рода *Pseudonapaeus* предпочитают обитать в теплых и сухих условиях, можно предположить, что во время накопления этих отложений ландшафт соответствовал промежуточным местам обитания моллюсков с густым растительным покровом и открытыми каменистыми склонами и осыпями.

Раковина пресноводного вида *Physa acuta* (слой 3) могла быть занесена в грот животными. Этот вид обитает на водной растительности и его присутствие отмечает наличие вблизи местонахождения Обишир-V водоема со слабым течением. Наличие постоянных потоков указывает на повышенную влажность местообитаний моллюсков.

Малакозона 2 соответствует слоям 2.4 и 2.3 в интервале глубин 3.94–3.00 м. Виды *Pseudonapaeus secalinus* и *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* были доминирующими и представлены практически во всех изученных образцах, но количество экземпляров каждого вида заметно отличается по сравнению с малакозоной 1. Количество слизней значительно увеличилось, а количество раковин *Pseudonapaeus secalinus* уменьшилось. Раковины видов *Turanena martensiana*, *Pseudonapaeus stabilis chatkalicus*, *Gibbulinopsis nanosignata*, Pupillidae и *Fruticicola* sp. встречаются в небольшом количестве. Согласно экологическим предпочтениям (тепло/влажность) современных моллюсков — вид *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* предпочитает теплые и влажные местообитания, тогда как виды родов *Pseudonapaeus* и *Turanena* предпочитает теплые и сухие местообитания. Увеличение количества раковин *Candaharia* по сравнению с видами *Pseudonapaeus* может указывать на более влажный климат, чем климатические особенности существовавшие при формировании отложений, к которым приурочена малакозона 1. Возможно, окрестности грота занимали промежуточную нишу между луговостепными биотопами, расположенными на более низких высотах, и засушливой степью, находящейся выше в горах. Каменистые склоны и осыпь, скорее всего, были покрыты степной растительностью, кустарниками и одиночными деревьями. Присутствовали и места повышенной влажности, возможно, это были биотопы, расположенные по берегам водоемов или под скалами и валунами.

Малакозона 3 соответствует слою 2.1 с интервалом глубины 3.00–2.60 м. Видовой состав моллюсков этой зоны обедненный. В отложениях были определены единичные раковины *Pseudonapaeus* sp., *Turanena martensiana*, *Candaharia* (*Levanderiella*) *levanderi* и *Fruticicola* sp. В связи с недостаточным объемом полученного материала делать палеоэкологические характеристики не представляется возможным.

## Заключение

Изучение видового и количественного разнообразия моллюсков позволило восстановить палеоэкологические условия Ферганской долины в переходное время от неоплейстоцена к голоцену, а именно в раннем и среднем голоцене. Комплекс моллюсков из слоя 5 указывает, что условия окружающей среды были более засушливыми и прохладными в конце неоплейтоцена, чем в раннем голоцене (слой 4). Наблюдаемое увеличение количества раковин *Candaharia*, по сравнению с раковинами *Pseudonapaeus*, от малакозоны 1 (слой 2.1) к малакозоне 2 (слоям 2.4, 2.3, 2.2) и внутри самой малакозоны 2 указывает на незначительное, но прогрессирующее изменение климата, которое началось в раннем и продолжилось в среднем голоцене. Климат стал более влажным и, соответственно, увеличилось количество биотопов с оптимально благоприятными условиями для обитания моллюсков вокруг местонахождения Обишир-V. Анализ экологических предпочтений моллюсков по температуре – влажности и среде обитания показал, что ландшафты и растительность (луг – степь или пустыня – степь с кустарниками и редколесьем) практически не изменились во время накопления отложений местонахождения Обишир-V.

*Работа выполнена в рамках Государственной бюджетной темы № 0246-2019-0118 (лабораторные исследования) и по гранту РФФИ № 18-09-00222 А (полевые работы).*

Список литературы:

*Абдулазизова Ш.К., Пазилов А.* Комплексы наземных моллюсков различных биотопов хребта Байсунтау // Актуальные научные исследования в современном мире. 2017. № 5–9(25). С. 9–13.

*Даминова Д., Пазилов А.* Распределение наземных моллюсков по растительным типам северного склона Туркестанского хребта // Узбекский зоологический журнал. 1999. № 6. С. 78–81.

*Исламов У.И.* Обиширская культура. Ташкент: Фан, 1980. 178 с.

*Каримкулов А.Т.* Биоразнообразие брюхоногих моллюсков северо-запада Туркестанского хребта // Актуальные вопросы в научной работе и образовательной деятельности: Сборник научных трудов по материалам Международной научно-практической конференции 30 мая 2015 г.: в 10 т. Тамбов: Изд-во Консалтинговая компания Юком, 2015. Т. 7. С. 52–53.

*Каримкулов А.Т., Иззатуллаев З.И.* Интродуцированные брюхоногие моллюски северо-запада Туркестанского хребта и его окрестностей // Узбекский биологический журнал. 2008. № 6. С. 52–55.

*Лихарев И.М., Раммельмейер Е.С.* Наземные моллюски фауны СССР. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1952. 512 с. (Определители по фауне СССР, издаваемые зоологическим институтом АН СССР; Т. 43).

*Лихарев И.М., Виктор А.Й.* Слизни фауны СССР и сопредельных территорий (Gastropoda terrestria nuda). Л.: Наука, 1980. 438 с. (Сер. Фауна СССР. Моллюски. Т. 3, Вып. 5).

*Моисеева С.Е.* Наземные моллюски (Pulmonata, Terrestria) горных систем Кыргызстана: Автореф. дис. … канд. биол. наук. Бишкек, 2000. 13 с.

*Пазилов А., Азимов Д.А.* Наземные моллюски (Gastropoda, Pulmonata) Узбекистана и сопредельных территорий. Ташкент: Фан, 2003. 315 с.

*Пазилов А., Саидов М.* Биологическое разнообразие наземных моллюсков Заравшанского хребта // Зоологические исследования в регионах России и на сопредельных территориях: Матер. Межд. науч. конф. / *Под ред. А.Б. Ручина* и др. Саранск: Изд-во Прогресс, 2010. С. 86–88.

*Пазилов А., Гаибназарова Ф.* Конхологическая изменчивость наземного моллюска Gibbulinopsis signata с хребтов Байсунтау, Кугитангтау и Бабатаг // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету ім. В. Гнатюка. Сер. Біол.. 2012. № 2(51). С. 207–209.

*Увалиева К.К.* Наземные моллюски Казахстана и сопредельных территорий. Алма-Ата: Наука, 1990. 224 с.

*Шилейко А.А.* Наземные моллюски надсемейства Helicoidea. Л.: Наука, 1978. 384 с. (Сер. Фауна СССР. Моллюски. Т. 3, Вып. 6).

*Шилейко А.А.* Наземные моллюски подотряда Pupillina фауны СССР (Gastropoda, Pulmonata, Geophila) Л.: Наука, 1984. 399 с. (Фауна СССР; новая серия, № 130; Т. 3, Вып. 3).

*Шилейко А.А., Рымжанов Т.С.* Фауна наземных моллюсков Казахстана и сопредельных территорий. М.; Алматы: Товарищество научных изданий КМК, 2013. 389 с.

*Шнайдер С.В., Абдыканова А., Крайцарж М., Кривошапкин А.И., Колобова К.А., Романенко М.Е., Алишеркызы С.* Результаты археологических раскопок памятника Обишир-5 в 2016 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 22. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2016. С. 194–198.

*Ložek V.* Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Praha, 1964. 374 p. (Rozpravy Ústředního ústavu geologického, Iss. 31).

*Osipova E., Danukalova G., Brancaleoni G., Krajcarz M., Abdykanova A., Shnaider S.* Palaeoenvironmental conditions of the Palaeolithic-Neolithic transition in the Fergana Valley (Central Asia) – New data inferred from fossil molluscs in Obishir-V rockshelter (Kyrgyzstan). In press. DOI: 10.1016/j.quaint.2020.11.009

*Sysoev A., Shileyko A.* Land Snails and Slugs of Russia and Adjacent Countries. Pensoft publishers. So a; Moscow, 2009. 312 p.

*White D., Preece R., Shchetnikov A., Parfitt S., Dlussky K.* A Holocene molluscan succession from oodplain sediments of the upper Lena River (Lake Baikal region) Siberia // Quaternary Science Reviews. 2008. № 27. P. 962–987.

## References:

Abdulazizova Sh.K., Pazilov A. (2017) Complexes of terrestrial mollusks from different biotopes of the Baysuntau ridge. *Aktual'nyye nauchnyye issledovaniya v sovremennom mire – Actual scientific research in the modern word*, (5-9 (25)), 9-13. (In Russian).

Daminova D., Pazilov A. (1999) Distribution of terrestrial molluscs by plant types on the nothern slope of the Turkestan ridge. *Uzbekskiy biologicheskiy zhurnal – Uzbek biological journal*, (6), 78-81. (In Russian).

Islamov U.I. (1980) *Obishirskaya kul'tura* [Obishir culture]. Tashkent, Fan Publ, 178 p. (In Russian).

Karimkulov A.T. (2015) Biodiversity of gastropods of the north-west of the Turkestan ridge. *Aktual'nyye voprosy v nauchnoy rabote i obrazovatel'noy deyatel'nosti: sbornik nauchnykh trudov po materialam Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii 30 maya 2015 g.: v 10 tomakh. Tom 7* [Actual questions in scienti c work and educational activities: collection of scienti c papers based on the materials of the International scienti c-practical conference on May 30, 2015, in 10 volumes, Vol. 7]. Tambov: Consulting company Ucom Publ., 52-53. (In Russian).

Karimkulov A.T., Izzatullaev Z.I. (2008) Introduced gastropods of the north-west of the Turkestan ridge and its environs. *Uzbekskiy biologicheskiy zhurnal – Uzbek biological journal*, (6), 52-55. (In Russian).

Likharev I.M., Rammelmeyer E.S. (1952) *Nazemnyye mollyuski fauny SSSR (Opredeliteli po faune SSSR, izdavayemyye zoologicheskim institutom AN SSSR, T. 43)* [Terrestrial mollusks of the fauna of the USSR (Keys to the fauna of the USSR, published by the Zoological Institute of the USSR Academy of Sciences, Vol. 43)]. Moscow, Leningrad, Academy of Sciences of the USSR Publ., 512 p. (In Russian).

Likharev I.M., Viktor A.I. (1980) *Slizni fauny SSSR i sopredel'nykh territoriy (Gastropoda terrestria nuda) (V serii: Fauna SSSR. Mollyuski. T. 3, Vyp. 5)* [Sluga of the fauna of the USSR and adjacent territories (Gastropoda terrestria nuda) (In the series: Fauna of the USSR. Molluscs. Vol. 3, Is. 5]. Leningrad, Nauka Publ., 438 p. (In Russian).

Ložek V. (1964) Quartärmollusken der Tschechoslowakei. *Rozpravy Ústředního ústavu geologického*, Praha, 31, 374 p.

Moiseeva S.E. (2000) *Nazemnyye mollyuski (Pulmonata, Terrestria) gornykh sistem Kyrgyzstana. Avtoreferat dis. … Cand. biol. nauk* [Terrestrial mollusks (Pulmonata, Terrestria) of the mountain systems of Kyrgyzstan. Extended abstr. … Cand. of Sci. (Biology) dissertation]. Bishkek, 13 p. (In Russian).

Osipova E., Danukalova G., Brancaleoni G., Krajcarz M., Abdykanova A., Shnaider S. (In press) Palaeoenvironmental conditions of the Palaeolithic-Neolithic transition in the Fergana Valley (Central Asia) – New data inferred from fossil molluscs in Obishir-V rockshelter (Kyrgyzstan). DOI: 10.1016/j.quaint.2020.11.009

Pazilov A., Azimov D.A. (2003) *Nazemnyye mollyuski (Gastropoda, Pulmonata) Uzbekistana i sopredel'nykh territorii* [Terrestrial mollusks (Gastropoda, Pulmonata) of Uzbekistan and adjacent territories]. Tashkent, Fan Publ., 315 p. (In Russian).

Pazilov A., Saidov M. (2010) Biological diversity of terrestrial mollusks of the Zaravshan ridge. *Zoologicheskiye issledovaniya v regionakh Rossii i na sopredel'nykh territoriyakh: Materialy Mezhd. nauch. konf. Pod red. A.B. Ruchin i dr.* [Zoological research in the regions of Russia and adjacent territories: Proceeding of the Int. scienti c. conf. Editorial board: A.B. Ruchin (editor-in-chief) and others]. Saransk, Progress Publ., 86-88. (In Russian).

Pazilov A., Gaibnazarova F. (2012) Conchologacal variability of the terrestrial mollusks Gibbulinopsis signata from the Baysuntau, Kugitangtau and Babatag ridges. *Naukovi*

*zapiski Ternopil'skogo nacional'nogo pedagogichnogo universitetu im. V. Gnatyuka – Scientific notes of Ternopil National Pedagogical University V. Gnatyuk.* Ser. Biol., (2(51)), 207-209. (In Russian).

Schneider S.V., Abdykanova A., Kraytsarzh M., Krivoshapkin A.I., Kolobova K.A., Romanenko M.E., Alisher-kyzy S. (2016) The Results of Archaeological Excavations at the Obishir-5 Site in 2016. *Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredel'nykh territoriy. T. 22* [Problems of archeology, ethnography, anthropology of Siberia and adjacent territories. Vol. 22]. Novosibirsk, IAET SB RAS Publ. 194-198. (In Russian).

Shileiko A.A. (1978) *Nazemnyye mollyuski nadsemeystva Helicoidea (Seriya: Fauna SSSR. Mollyuski. T. 3, Vyp. 6)* [Terrestrial molluscs of the superfamily Helicoidea (In the series: Fauna of the USSR. Molluscs. Vol. 3, Issue 6]. Leningrad, Nauka Publ., 384 p. (In Rassian).

Shileiko A.A. (1984) *Nazemnyye mollyuski podotryada Pupillina fauny SSSR (Gastropoda, Pulmonata, Geophila) (Fauna SSSR; novaya seriya, № 130; T. 3, Vyp. 3)* [Terrestrial molluscs of the suborder Pupillina of the fauna of the USSR (Gastropoda, Pulmonata, Geophila) (Fauna of the USSR; New series, No. 130; Vol. 3, Issue 3]. Leningrad, Nauka Publ., 399 p. (In Russian).

Shileiko A.A., Rymzhanov T.S. (2013) *Fauna nazemnykh mollyuskov Kazakhstana i sopredel'nykh territoriy* [Fauna of terrestrial mollusks in Kazakhstan and adjacent territories]. Moscow, Almaty, Partnership of Scienti c Publications KMK, 389 p. (in Russian).

Sysoev A., Shileyko A. (2009) Land Snails and Slugs of Russia and Adjacent Countries. So a, Moscow, Pensoft publishers, 312 p.

Uvalieva K.K. (1990) *Nazemnyye mollyuski Kazakhstana i sopredel'nykh territorii* [Terrestrial mollusks of Kazakhstan and adjacent territories]. Alma-Ata, Nauka Publ., 224 p. (In Russian).

White D., Preece R., Shchetnikov A., Par tt S., Dlussky K. (2008) A Holocene molluscan succession from oodplain sediments of the upper Lena River (Lake Baikal region) Siberia. *Quaternary Science Reviews*, (27), 962-987.

*Сведения об авторах:*

**Осипова Евгения Михайловна**, кандидат геол.-минер. 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: myrte@mail.ru

**Данукалова Гузель Анваровна**, кандидат геол.-минер. 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: danukalova@ufaras.ru

**Шнайдер Светлана Владимировна**, кандидат исторических наук, Институт археологии и этнографии Сибирского Отделения Российской академии наук (ИАиЭ СО РАН), г. Новосибирск, Новосибирский государственный университет (НГУ), г. Новосибирск, sveta.shnaider@gmail.com

*About authors:*

**Osipova Evgeniya**, 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: myrte@mail.ru

**Danukalova Guzel**, 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: danukalova@ufaras.ru

**Schnaider Svetlana**, candidate of historical sciences, Department of Stone Age Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk; Execute Director of Center for Science and Education «New Archaeology», Novosibirsk State University, Novosibirsk. E-mail: sveta.shnaider@gmail.com

*УДК 551* DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-4

# ВОЗМОЖНЫЕ «АКТУАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗЫ» ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ РИФЕЯ И ВЕНДА УРАЛА

**А. В. Маслов**

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: amas2004@mail.ru*

Выполнено сравнение средних величин индекса химического изменения (CIA) для глинистых пород ряда литостратиграфических подразделений стратотипа рифея с известными в литературе значениями CIA для осадков современных крупных рек различных климатических зон. Это позволяет видеть определенное сходство между глинистыми породами айской, зигазино-комаровской, авзянской, зильмердакской и инзерской свит и осадками современных рек умеренного, гумидного и сухого субстропического климата. Тонкозернистые обломочные породы, присутствующие в разрезах бакальской и машакской свит, сопоставимы по значениям $CIA_{среднее}$ с взвешенным материалом современных рек гумидного и сухого тропического климата. Такое же сопоставление величин CIA, характерных для тонкозернистых обломочных/глинистых пород различных региоярусов венда западного склона Среднего Урала и осадков современных крупных рек разных климатических зон, дает возможность считать, что глинистые породы венда Среднего Урала сопоставимы по средним значениям CIA с отложениями крупных рек умеренного, сухого и гумидного субтропического климата.

*Ключевые слова:* рифей, венд, Южный Урал, Средний Урал, палеоклимат, тонкозернистые обломочные/глинистые породы

# POSSIBLE “CURRENT CLIMATE IMAGES” OF DEPOSITS OF VARIOUS LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS OF THE URAL’S RIPHEAN AND VENDIAN

**A. V. Maslov**

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: amas2004@mail.ru*

The average values of the chemical index of alteration (CIA) for clayey rocks of a number of lithostratigraphic units of the Riphean stratotype are compared with the CIA values known in the literature for the sediments of modern large rivers of different climatic zones. This allows one to see a certain similarity between the clayey rocks of the Ai, Zigazino-Komarovo, Avzyan, Zilmerdak and Inzer formations and the sediments of modern rivers of a temperate, humid, and dry sub-tropical climate. Fine-grained clastic/clayey rocks present in the sections of the Bakal and Mashak formations are comparable in terms of $CIA_{average}$ to the paticulate suspended material of modern rivers of humid and dry tropical climates. The same comparison of the CIA values characteristic of ne-grained clastic rocks of various Vendian regional stages of the western slope of the Middle Urals and sediments of modern large rivers of different climatic zones makes it possible to assume that the Vendian clay rocks of the Middle Urals are comparable in average CIA values with the sediments of large rivers of temperate, dry and humid subtropical climate.

*Keywords:* Riphean, Vendian, Southern Urals, Middle Urals, paleoclimate, ne-grained clastic/clayey rocks

**Для цитирования:** *Маслов А.В.* Возможные «актуальные климатические образы» отложений различных литостратиграфических единиц рифея и венда Урала // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 38–45. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-4.

**For citation:** *Maslov A.V.* (2021) Possible “current climate images” of deposits of various lithostratigraphic units of the Ural’s Riphean and Vendian. *Geologicheskii vestnik*. No. 1. P. 38–45. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-4.

© А. В. Маслов, 2021

Реконструкция климатических обстановок осадконакопления далекого геологического прошлого задача весьма непростая. Сложность ее тем выше, чем с более древними отложениями имеет дело исследователь. В итоге в большинстве работ, рассматривающих или так или иначе соприкасающихся с этой проблемой при изучении докембрийских осадочных последовательностей, авторы оперируют с некими числовыми индикаторами интенсивности процессов выветривания, например, ГМ [Юдович, Кетрис, 2000 и др.], CIA [Nesbitt, Young, 1982], CIW [Harnois, 1988], PIA [Fedo et al., 1995] и другими. При этом чем выше или ниже величина того или иного индикатора, тем, соответственно, выше или ниже интенсивность процессов выветривания на палеоводосборах. Есть здесь и некоторые рубежи, разделяющие, по мнению авторов указанных модулей и индексов, отложения разных климатических обстановок. Так, считается, например, что величина CIA = 70 разграничивает отложения холодного/аридного и гумидного климата [Bahlburg, Dobrzinski, 2011].

Описанная процедура давно превратилась в рутинную. Она присутствует в громадном числе публикаций, в том числе в работе [González-Álvarez, Kerrich, 2012], посвященной сопоставлению интенсивности процессов выветривания в мезопротерозое и при накоплении отложений современных крупных речных систем. Авторами названной публикации показано, что среднее значение индекса химического изменения (CIA) для аргиллитов мезопротерозойской надсерии Белт-Перселл Скалистых гор составляет 72±6. С учетом того, что указанные аргиллиты характеризуются низкими концентрациями Sr, Ca и Na, но имеют высокие величины отношения Rb/Sr, это позволяет думать, что формирование осадочного выполнения бассейна Белт шло за счет продуктов размыва интенсивно выветрелых в условиях жаркого и влажного, но с периодами аридизации, климата водосборов. Ковариации CIA и Eu/Eu*, а также Sr и Eu/Eu* в аргиллитах согласуются с предположением о существовании во время накопления отложений надсерии Белт-Перселл водосборов большой площади (по седиментологическим и другим данным реки, питавшие бассейн Белт обломочным материалом, относились к категории крупных и весьма крупных [Winston, 1973, 1978, 1990 и др.]), включавших как обширные области выветрелых пород, характеризовавшихся наиболее высокими CIA и Eu/Eu*, так и менее выветрелые пространства с более низкими CIA [González-Álvarez, Kerrich, 2012]. В общем — все стандартно и без неожиданностей…

Важно, однако, что авторы работы [González-Álvarez, Kerrich, 2012] пошли несколько дальше и сопоставили свойственные аргиллитам надсерии Белт-Перселл значения CIA с теми, что характерны осадкам различных современных крупных речных систем. В результате ими сделан вывод, что тонкая алюмосиликокластика, слагающая осадочные последовательности бассейна Белт, сопоставима по присущим ей значениям химического индекса изменения с осадками крупных рек, дренирующих области гумидного умеренного и тропического климата (рр. Ориноко, Нил, Амазонка и др.). В условиях более интенсивного химического выветривания формировался материал, слагающий аргиллиты формаций Аппекуни и Гриннел. Так как они имеют CIA ~80±5, то, по всей видимости, сложены продуктами химического выветривания, сходного по своей интенсивности с тем, что имеет место в обстановках гумидного тропического климата (типичный пример — осадки рр. Парана, Меконг и др.).

Такой подход достаточно изящен, но не лишен значительного количества подводных камней. Во-первых, крупные реки могут пересекать несколько климатических поясов. В нашей стране прекрасный пример такой ситуации — р. Волга [Законнов, 2007 и др.]. В Южной Азии — р. Ганг. Истоки Ганга расположены в холодной климатической области в Гималаях, нижнее течение приходится на субгумидную тропическую область. По данным [Singh, 2009, 2010; González-Álvarez, Kerrich, 2012], значения CIA для осадков Ганга изменяются от 49–55 в Гималаях до 55–74 на тропических равнинах. Варьируют величины CIA и в осадках разных осадочных подсистем р. Ганг одной и той же климатической области. В публикациях [Vital, Stattegger, 2000; Dosseto et al., 2006] показано, что пелитовые донные осадки на протяжении более 1000 км от устья р. Амазонка характеризуются вариациями CIA от 72 до 80 (100). Во-вторых, существенные вариации величин CIA и других индексов выветривания могут быть обусловлены влиянием на процессы осадконакопления тектоники, различной степенью выветривания пород разных частей питающих провинций (это хорошо видно на примере истоков р. Амазонка), различным временем пребывания осадочного материала на палеоводосборах, различной размерностью обломочного материала и др. [Roddaz et al., 2005]. Заметные вариации величин различных палеоклиматических индексов отмечены

и для таких рек, как Висла и Одер [Nadłonek, Bojakowska, 2018].

Для терригенных пород мезоархея характерны значения CIA в интервале от ~80 до 100; в неоархее и протерозое они снижаются до 80–90 и 70–85 [González-Álvarez, Kerrich, 2012 и ссылки в этой работе]. Среднее значение CIA для взвешенного материала современных рек составляет ~73, что близко к оценке данного параметра для фанерозойских глинистых сланцев (~72). Этот тренд отражает последовательное/направленное снижение количества парниковых газов в атмосфере, способствовавших усилению процессов выветривания. Вариации CIA второго порядка обусловлены в дорифее становлением крупных магматических провинций [Condie et al., 2001]. В позднем докембрии такая связь разрывается [Маслов и др., 2017].

В современных крупных речных системах разных климатических поясов значения CIA для взвешенного материала варьируют от 51 (р. Святого Лаврентия, зона тундры и тайги) и 54–64 (реки умеренного гумидного климата) до 90–95 (реки тропического климата) (табл. 1). Определенным образом обработанные (удаление нетерригенных носителей РЗЭ посредством процедуры пошагового выщелачивания) пробы алевритов и пелитов приустьевых частей рек разных климатических обстановок по величинам CIA заметным образом отличаются [Bayon et al., 2015].

Попытаемся теперь, исходя из сказанного, оценить к какому из климатических типов современных крупных речных систем принадлежали крупные реки, транспортировавшие тонкую алюмосиликокластику в бассейны, существовавшие в рифее и венде на востоке (в современных координатах) Восточно-Европейской платформы.

Типовой разрез рифея (западный склон Южного Урала) представлен интра- и перикратонными терригенными и карбонатно-терригенными последовательностями, накапливавшимися в прибрежно-континентальных, прибрежно- и мелководно-морских обстановках [Маслов и др., 2001]. Геохимические характеристики подавляющей части слагающих его тонкозернистых обломочных/глинистых пород указывают на формирование их в связи с функционированием крупных речных систем (реки типа категории 1 по классификации [Bayon et al., 2015]), на водосборных территориях которых присутствовали разные, в том числе и осадочные комплексы пород, либо речных систем типа

Таблица 1. Значения CIA во взвеси крупных рек и осадках их приустьевых частей

Table 1. CIA values in particulate suspended matter of large rivers and sediments of their estuarine parts

| Река | Климат | Величина CIA | | |
|---|---|---|---|---|
| | | Взвешенный материал крупных рек [McLennan, 1993; González-Álvarez, Kerrich, 2012] | Определенным образом обработанные осадки приустьевых частей современных рек [Bayon et al., 2015] | |
| | | | Алевриты | Пелиты |
| Амазонка | Гумидный тропический | 79 | 76 | 88 |
| Конго | | 90 | 92 | 92 |
| Ориноко | | 74 | 70 | – |
| Парана | | 81 | – | – |
| Ганг | Гумидный субтропический | 66 | – | – |
| Хуанхэ | | 71 | 58 | 87 |
| Меконг | Сухой и гумидный тропический | 82 | 75 | 87 |
| Нигер | | 95 | 88 | 86 |
| Нил | Сухой тропический | 76 | 56 | 80 |
| Инд | Сухой субтропический | 66 | – | – |
| Миссисипи | Умеренный | 64 | 71 | 84 |
| Дунай | | 54 | 70 | – |
| Св. Лаврентия | Зона тундры и тайги | 51 | – | – |

*Примечание:* Прочерк — нет данных.

*Note:* Dash — no data.

рек категории 2, во взвешенном материале которых преобладали продукты эрозии осадочных образований [Маслов, 2019].

Наиболее представительные аналитические данные о валовом химическом составе глинистых пород, использованные при подготовке публикации [Маслов, 2020а и др.], имеются для айской и бакальской свит нижнего рифея, машакской, зигазино-комаровской и авзянской свит среднего рифея, бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской и инзерской свит верхнего рифея (табл. 2). Сравнение рассчитанных по ним средних величин CIA[1] с теми, что указаны в табл. 1 для осадков современных крупных рек различных климатических зон, позволяет видеть определенное сходство между глинистыми породами айской, зигазино-комаровской, авзянской, зильмердакской и инзерской свит и осадками современных рек умеренного (р. Миссисипи), гумидного и сухого субстропического климата (соответственно реки Ганг и Инд). Глинистые/тонкозернистые обломочные породы, присутствующие в разрезах бакальской и машакской свит, сопоставимы по присущим им значениям $CIA_{среднее}$ со взвешенным материалом современных рек гумидного и сухого тропического (соответственно рр. Амазонка и Ориноко и р. Нил) климата.

Приведенные выше данные о «климатических образах» рек, поставлявших взвешенный материал в осадочные бассейны, существовавшие в рифее на востоке (современные координаты) Восточно-Европейской платформы, обладают одним существенным недостатком. Они отвечают отрезкам времени большой длительности (несколько десятков миллионов лет или значительно более). Однако это может быть в какой-то мере исправлено, если обратиться к исследованию на такой же методической основе осадочных последовательностей венда западного склона Среднего Урала (серебрянская и сылвицкая серии).

В Общей стратиграфической шкале докембрия России вендская система подразделяется на два отдела — нижний и верхний [Стратиграфический…, 2019]. Нижний отдел (лапландский гляциогоризонт) на рассматриваемой нами территории объединяет отложения танинской, гаревской, койвинской и бутонской свит серебрянской серии [Гражданкин, Маслов, 2015]. Танинская свита представлена диамиктитами, песчаниками и глинистыми сланцами; подчиненную роль в ее разрезах играют известняки и эффузивные породы. Гаревская свита объединяет глинистые сланцы, в том числе и низкоуглеродистые, и песчаники. Койвинская свита сложена пестроцветными глинистыми сланцами, алевролитами и карбонатными породами. Бутонская свита представлена преимущественно темно-серыми низкоуглеродистыми глинистыми сланцами с прослоями песчаников в верхней части.

Верхний отдел венда представлен отложениями трех регионярусов — редкинского, беломорского и котлинского [Гражданкин, Маслов, 2015]. На западном склоне Среднего Урала редкинский

[1] При расчете CIA коррекции на предполагаемое влияние К-метасоматоза не проводилось.

Таблица 2. Среднее значение CIA для глинистых пород различных литостратиграфических подразделений рифея западного склона Южного Урала

Table 2. Average CIA for clayey rocks of various lithostratigraphic units of the Riphean on the western slope of the Southern Urals

| Свита, подсвита | CIA | | | | n |
|---|---|---|---|---|---|
| | Среднее | СО | Минимум | Максимум | |
| Инзерская | 68 | 4 | 59 | 72 | 13 |
| Бедерышинская | 59 | 5 | 52 | 68 | 15 |
| Бирьянская | 67 | 4 | 57 | 77 | 22 |
| Авзянская | 67 | 6 | 54 | 75 | 15 |
| Зигазино-комаровская | 68 | 6 | 62 | 83 | 13 |
| Машакская | 77 | 3 | 73 | 83 | 32 |
| Бакальская | 76 | 3 | 62 | 80 | 44 |
| Айская | 64 | 4 | 54 | 70 | 30 |

*Примечание:* СО — стандартное отклонение, n — число проанализированных образцов.

*Note:* СО — is the standard deviation, n — is the number of analyzed samples.

регионярус объединяет керносскую, старопечнинскую и перевалокскую свиты. В разрезах керносской свиты преобладают песчаники с прослоями гравелитов и филлитовидных сланцев. Старопечнинская свита представлена диамиктитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Перевалокская свита сложена преимущественно глинистыми сланцами с прослоями в верхней части песчаников. К беломорскому регионярусу в Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории принадлежат 5 нижних подсвит чернокаменской свиты, в составе которых преобладают разнообразные пачки чередования песчаников, алевролитов и алевроаргиллитов. Котлинский регионярус на Среднем Урале включает две верхние (крутихинская и кобылоостровская) подсвиты чернокаменской свиты, а также, по всей видимости, усть-сылвицкую свиту, завершающую разрез сылвицкой серии. Это пачки переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (зеленовато-серых, голубовато-серых и красно-коричневых), а также достаточно однородная толща песчаников с мелко- и среднемасштабной косой и косоволнистой слоистостью.

Распределение фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород серебрянской и сылвицкой серий на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - Th$ [Маслов, 2020б; Маслов, Подковыров, 2021] позволяет думать, что на протяжении всего венда поступление в область осадконакопления, существовавшую на территории современного западного склона Среднего Урала, тонкой алюмосиликокластики контролировалось крупными реками (реки категории 1 по [Bayon et al., 2015]) и реками, питавшимися преимущественно продуктами размыва осадочных образований (реки категории 2).

Средние значения индекса химического изменения для отложений лапландского, редкинского, беломорского и котлинского регионярусов западного склона Среднего Урала составляют соответственно 69±5, 65±2, 65±2 и 70±2. Сопоставление их с данными о значениях CIA, характерных для осадков современных крупных рек различных климатических зон (рис.), позволяет видеть, что слагающая разрез венда западного склона Среднего Урала тонкая алюмосиликокластика в достаточной степени сопоставима с осадками современных крупных рек умеренного, а также сухого и гумидного субтропического климата (для крупных рек областей холодного климата/зона тундры и тайги величина CIA существенно ниже тех значений, что характерны для глинистых пород серебрянской и сылвицкой серий. Так, для отложений р. Св. Лаврентия она, по данным [McLennan, 1993], составляет всего 51). Это заставляет в какой-то мере задуматься о генезисе горизонтов диамиктитов (или генезисе участвующей в их сложении тонкой алюмосиликокластики), присутствующих в разрезах танинской и койвинской свит, да и старопечнинской свиты также.

Конечно, это только еще самый общий эскиз климата позднего докембрия на востоке Восточно-Европейской платформы. Для его детальной реконструкции нужно много дополнительных усилий, так как считается, что реки протерозоя были сходны

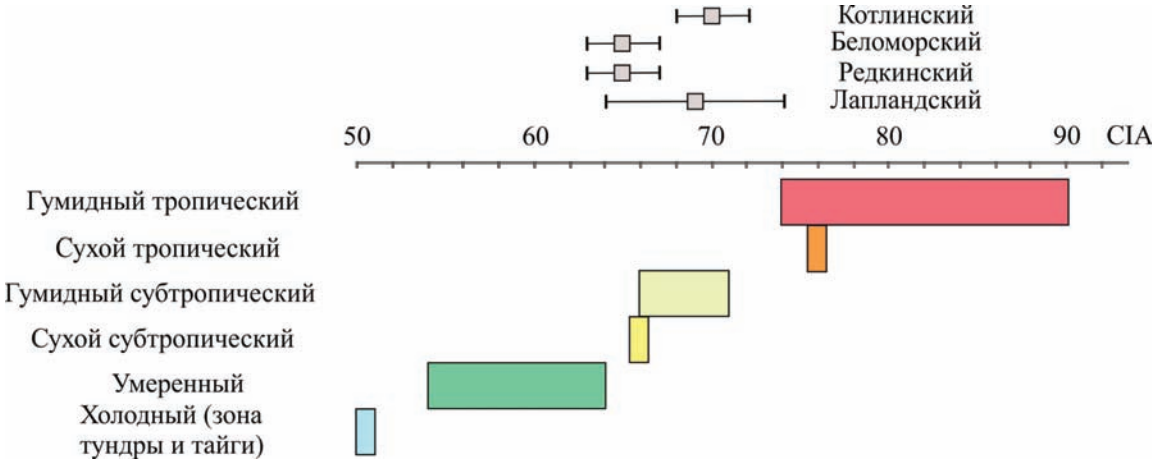


**Рис. Распределение величин CIA в осадках современных крупных рек различных климатических зон и в отложениях лапландского, редкинского, беломорского и котлинского регионярусов западного склона Среднего Урала**

**Fig. Distribution of CIA values in sediments of modern large rivers of different climatic zones and in sedimentary rocks of the Lapland, Redkino, White Sea and Kotlin regional stages of the Vendian (western slope of the Middle Urals)**

преимущественно с современными многорусловыми речными системами пустынных/засушливых обстановок и характеризовались резкими вариациями поверхностного стока, широкими руслами, значительной нагрузкой осадочного/взвешенного материала и низкой стабильностью берегов [Rainbird et al., 1997; Long, 2004; Eriksson et al., 2006 и др.]. Намеченные же нами типы в существенной мере иные.

## Список литературы:


*Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 4. С. 703–717. DOI: 10.15372/gig20150406.

*Законнов В.В.* Осадкообразование в водохранилищах Волжского каскада: Автореф. дис. … д-ра геогр. наук / ИБВВ РАН. М., 2007. 40 с.

*Маслов А.В.* К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.

*Маслов А.В.* Индикаторы эндо- и экзосферных процессов в осадочных последовательностях и разрез верхнего докембрия Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 2020а. №4. С. 309–336. DOI: 10.31857/s0024497x20040059.

*Маслов А.В.* Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сылвицкой серий венда (Средний Урал) // Литосфера. 2020б. Т. 20, № 6. С. 751–770. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-751-770.

*Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 1. С. 3–27. DOI: 10.31857/s0024497x21010079.

*Маслов А.В., Ковалев С.Г., Гареев Э.З.* Низкоуглеродистые глинистые сланцы рифея Южного Урала в контексте формирования крупных магматических провинций // Геохимия. 2017. № 7. С. 594–608. DOI: 10.7868/s001675251707007x.

*Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с.

Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е, исправл. и дополн. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

*Bahlburg H., Dobrzinski N.* A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / *E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou (Eds.)* Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. Vol. 36, No. 1. P. 81–92. DOI: 10.1144/m36.6.

*Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C., Andre L., Bermell S., Cheron S., Dennielou B., Etoubleau J., Freslon N., Gauchery T., Germain Y., Jorry S.J., Menot G., Monin L., Ponzevera E., Rouget M.-L., Tachikawa K., Barrat J.A.* Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2015. Vol. 170. P. 17–38. DOI: 10.1016/j.gca.2015.08.001.

*Condie K.C., Des Marais D.J., Abbott D.* Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? // Precambrian Research. 2001. Vol. 106, No. 3–4. P. 239–260. DOI: 10.1016/s0301-9268(00)00097-8.

*Dosseto A., Bourdon B., Gaillardet J., Allegre C.J., Filizola N.* Time scale and conditions of weathering under tropical climate: study of the Amazon Basin with U-series // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70, No. 1. P. 71–89. DOI: 10.1016/j.gca.2005.06.033.

*Eriksson P.G., Bumby A.J., Brumer J.J., van der Neut M.* Precambrian uvial deposits: enigmatic palaeohydrological data from the c. 2–1.9 Ga Waterberg Group, South Africa // Sed. Geol. 2006. Vol. 190, No. 1–4. P. 25–46. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2006.05.003.

*Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. Vol. 23, No. 10. P. 921–924. DOI: 10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2.

*González-Álvarez I., Kerrich R.* Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA // Precambrian Res. 2012. Vol. 208–211. P. 174–196. DOI: 10.1016/j.precamres.2012.04.008.

*Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // Sed. Geol. 1988. Vol. 55, No. 3–4. P. 319–322. DOI: 10.1016/0037-0738(88)90137-6.

*Long D.G.F.* Precambrian Rivers. Section 7.8 // The Precambrian: Tempos and Events / *P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (Eds.).* Developments in Precambrian Geology. Vol. 12. Elsevier, Amsterdam, 2004. P. 660–663.

*McLennan S.M.* Weathering and global denudation // J. Geol. 1993. Vol. 101, No. 2. P. 295–303. DOI: 10.1086/648222.

*Nadłonek W., Bojakowska I.* Variability of chemical weathering indices in modern sediments of the Vistula and Odra rivers (Poland) // Applied ecology and environmental research. 2018. Vol. 16, No. 3. P. 2453–2473. DOI: 10.15666/aeer/1603_24532473.

*Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299, No. 5885. P. 715–717. DOI: 10.1038/299715a0.

*Rainbird R.H., McNicoll V.J., Thériault R.J., Heaman L.M., Abbott J.G., Long D.G.F., Thorkelson D.J.* Pan-continental river system Draining Grenville Orogen recorded by U–Pb and Sm–Nd geochronology of Neoproterozoic quartzarenites and mudrocks, Northwestern Canada // J. Geol. 1997. Vol. 105, No. 1. P. 1–17. DOI: 10.1086/606144.

*Roddaz M., Viers J., Brusset S., Baby P., Herail G.* Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin // Earth Planet. Sci. Letters. 2005. Vol. 239, No. 1–2. P. 57–78. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.08.007.

*Singh P.* Major, trace and REE geochemistry of the Ganga River sediments In uence of provenance and sedimentary processes // Chem. Geol. 2009. Vol. 266, No. 3–4. P. 242–255. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.06.013.

*Singh P.* Geochemistry and provenance of stream sediments of the Ganga River and its major tributaries in the Himalayan region India // Chem. Geol. 2010. Vol. 269, No. 3–4. P. 220–236. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.09.020.

*Vital H., Stattegger K.* Major and trace elements of stream sediments from the lowermost Amazon River // Chem. Geol. 2000. Vol. 168, No. 1–2. P. 151–168. DOI: 10.1016/s0009-2541(00)00191-1.

*Winston D.* The Precambrian Missoula Group of Montana as a braided stream and seamargin deposits // Belt symposium. Idaho Bur. Mines and Geology. 1973. Vol. 1. P. 208–220.

*Winston D.* Fluvial systems of the Precambrian Belt Supergroup, Montana and Idaho // Fluvial sedimentology / *A.D. Maill (Ed.)*.Can. Soc. Petr. Geol. Mem. 1978. No. 5. P. 343–359.

*Winston D.* Evidence for intracratonic, uvial and lacustrine settings of Middle to late Proterozoic basins of western U.S.A. // Mid-Proterozoic Laurentia Baltica / *C.F. Gower, T. Rivers, B. Ryan (Eds.)*. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1990. No. 38. P. 535–564.

## References:

Bahlburg H., Dobrzinski N. (2011) A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. In: Arnaud E., Halverson G.P., Shields-Zhou G. (Eds.) The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. *Memoirs*, **36**(1), 81-92. Geol. Soc. London. DOI: 10.1144/m36.6.

Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C., Andre L., Bermell S., Cheron S., Dennielou B., Etoubleau J., Freslon N., Gauchery T., Germain Y., Jorry S.J., Menot G., Monin L., Ponzevera E., Rouget M.-L., Tachikawa K., Barrat J.A. (2015) Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **170**, 17-38. DOI: 10.1016/j.gca.2015.08.001.

Condie K.C., Des Marais D.J., Abbott D. (2001) Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? *Precam. Res.*, **106**(3-4), 239-260. DOI: 10.1016/s0301-9268(00)00097-8.

Dosseto A., Bourdon B., Gaillardet J., Allegre C.J., Filizola N. (2006) Time scale and conditions of weathering under tropical climate: study of the Amazon Basin with U-series. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **70**(1), 71-89. DOI: 10.1016/j.gca.2005.06.033.

Eriksson P.G., Bumby A.J., Brumer J.J., van der Neut M. (2006) Precambrian uvial deposits: enigmatic palaeohydrological data from the c. 2–1.9 Ga Waterberg Group, South Africa. *Sed. Geol.*, **190**(1-4), 25-46. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2006.05.003.

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**(10), 921-924. DOI: 10.1130/0091-7613(1995)023%3C0921:uteopm%3E2.3.co;2.

González-Álvarez I., Kerrich R. (2012) Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA. *Precambrian Res.*, **208-211**, 174-196. DOI: 10.1016/j.precamres.2012.04.008.

Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2015) The room for the Vendian in the International Stratigraphic Scale. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, **56**(4), 703-717. DOI: 10.15372/gig20150406. (In Russian).

Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sed. Geol.*, **55**(3-4), 319-322. DOI: 10.1016/0037-0738(88)90137-6.

Long D.G.F. (2004) Precambrian Rivers. Section 7.8. The Precambrian: Tempos and Events. Eriksson P.G., Altermann W., Nelson D.R., Mueller W.U., Catuneanu O. (Eds.) *Developments in Precambrian Geology*, **12**, 660-663. Elsevier, Amsterdam.

Maslov A.V. (2019) Towards the reconstruction of the categories of rivers that formed the lling of sedimentary basins of the Riphean in the area of junction of the East European platform and the modern South Urals. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka – Izvestiya vuzov. Geology and exploration*, (5), 28-36. (In Russian).

Maslov A.V. (2020a) Indicators of endo- and exospheric processes in sedimentary sequences and the section of the Upper Precambrian of the South Urals. *Litologiya i polez. iskopayemyye – Lithology and mineral resources*, (4), 309-336. DOI: 10.31857/s0024497x20040059. (In Russian).

Maslov A.V. (2020b) Categories of catchments-sources of thin aluminosilicoclastics for deposits of the Serebryanskaya and Sylvitskaya series of the Vendian (Middle Urals). *Litosfera*, **20**(6), 751-770. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-6-751-770. (In Russian).

Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2021) Categories of catchments-sources of ne aluminosilicoclastics for the Vendian sedimentary sequences of the northern and eastern parts of the East European platform. *Litologiya i poleznye iskopayemye – Lithology and mineral resources*, (1), 3-27. DOI: 10.31857/s0024497x21010079. (In Russian).

Maslov A.V., Kovalev S.G., Gareev E.Z. (2017) Low-carbon shales of the Riphean of the Southern Urals in the context of the formation of large igneous provinces. *Geokhimiya – Geochemistry Int.*, (7), 594-608. DOI: 10.7868/s001675251707007x. (In Russian).

Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., An mov L.V. (2001) *Rifei zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala (klassicheskie razrezy, sedimento- i litogenez, minerageniya, geologicheskie pamyatniki prirody)* [Riphean of the western slope of the Southern Urals (classical sections, sedimentary and lithogenesis, minerageny, geological natural monuments)]. Yekaterinburg: IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Vol. 1, 351 p. (In Russian).

McLennan S.M. (1993) Weathering and global denudation. *J. Geol.*, **101**(2), 295-303. DOI: 10.1086/648222.

Nadłonek W., Bojakowska I. (2018) Variability of chemical weathering indices in modern sediments of the Vistula and Odra rivers (Poland). *Applied ecology and environmental research*, **16**(3), 2453-2473. DOI: 10.15666/aeer/1603_24532473.

Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**(5885), 715-717. DOI: 10.1038/299715a0.

Rainbird R.H., McNicoll V.J., Thériault R.J., Heaman L.M., Abbott J.G., Long D.G.F., Thorkelson D.J. (1997) Pan-continental river system Draining Grenville Orogen recorded by U-Pb and Sm-Nd geochronology of Neoproterozoic quartzarenites and mudrocks, Northwestern Canada. *J. Geol.*, **105**(1), 1-17. DOI: 10.1086/606144.

Roddaz M., Viers J., Brusset S., Baby P., Herail G. (2005) Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth Planet. Sci. Letters*, **239**(1-2), 57-78. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.08.007.

Singh P. (2009) Major, trace and REE geochemistry of the Ganga River sediments Influence of provenance and sedimentary processes. *Chem. Geol.*, **266**(3-4), 242-255. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.06.013.

Singh P. (2010) Geochemistry and provenance of stream sediments of the Ganga River and its major tributaries in the Himalayan region India. *Chem. Geol.*, **269**(3-4), 220-236. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.09.020.

Vital H., Stattegger K. (2000) Major and trace elements of stream sediments from the lowermost Amazon River. *Chem. Geol.*, **168**(1-2), 151-168. DOI: 10.1016/s0009-2541(00)00191-1.

Winston D. (1973) The Precambrian Missoula Group of Montana as a braided stream and seamargin deposits. *Belt symposium. Idaho Bur. Mines and Geology*, **1**, 208-220.

Winston D. (1978) Fluvial systems of the Precambrian Belt Supergroup, Montana and Idaho. In: Maill A.D. (Ed.). Fluvial sedimentology. *Can. Soc. Petr. Geol. Mem.*, (5), 343-359.

Winston D. (1990) Evidence for intracratonic, uvial and lacustrine settings of Middle to late Proterozoic basins of western U.S.A. In: Gower C.F., Rivers T., Ryan B. (Eds.). Mid-Proterozoic Laurentia Baltica. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, (38), 535-564.

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) *Osnovy litokhimii* [Fundamentals of lithochemistry]. Saint Petersburg: Nauka Publ., 479 p. (In Russian).

Zakonnov V.V. (2007) *Osadkoobrazovanie v vodokhranilishchakh Volzhskogo kaskada. Avtoref. dis. … dokt. geogr. nauk* [Sedimentation in the reservoirs of the Volga cascade. Avtoref. dis. … dokt. geogr. nauk. Abstract of Doctoral thesis]. Moscow, IBVV RAN, 40 p. (In Russian).

Zhamoida A.I. (Ed.) (2019) *Stratigraficheskii kodeks Rossii* [Stratigraphic Code of Russia]. Third edition, revised and enlarged. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russian).

*Сведения об авторе:*

**Маслов Андрей Викторович**, доктор геол.-минерал. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), Россия, г. Уфа. E-mail: amas2004@mail.ru

*About the autor:*

**Maslov Andrey Victorovich**, Dr. Sci (Geol., Mineral.), Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Russia, Ufa. E-mail: amas2004@mail.ru

*УДК 550.384.5* DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-5

# ВЕРХНЕВЕНДСКИЙ ПЕРИОД ГИПЕРАКТИВНОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ЗИГАНСКОЙ СВИТЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

**И.В. Голованова[1], К.Н. Данукалов[1], Р.Ю. Сальманова[1], Н.П. Парфирьев[1], Н.М. Левашова[2]**

[1] *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: golovanova@ufaras.ru*

[2] *Геологический институт Российской академии наук, 119017 Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, E-mail: namile2007@rambler.ru*

Для проверки предположения о существовании эпизода «гиперактивности» магнитного поля на рубеже докембрия и фанерозоя выполнено повторное, более детальное палеомагнитное опробование наиболее полного непрерывного разреза красноцветов зиганской свиты венда из изученных ранее на Южном Урале, расположенного вдоль новой дороги Макарово–Кулгунино. Палеомагнитные исследования позволили значительно детализировать полученные ранее результаты. Новые палеомагнитные данные по зиганской свите подтвердили справедливость полученного ранее палеополюса и выявили в разрезе красноцветов зиганской свиты мощностью 74 м более 30 смен магнитной полярности. Выполненный ранее циклостратиграфический анализ вариаций магнитной восприимчивости пород оценивает длительность накопления опробованной толщи в 1.6 млн лет. Средняя частота инверсий составляет 18–20 инверсий за миллион лет, а на отдельных участках разреза частота может достигать 30 и более инверсий за миллион лет. Такая частота инверсий считается аномально высокой, и вывод о том, что в конце эдиакария, 548.2±7.6 млн лет назад, существовал период «гиперактивности» магнитного поля, можно считать подтвержденным.

*Ключевые слова:* палеомагнетизм, магнитостратиграфия, Южный Урал, верхний венд, зиганская свита

# LATE EDIACARAN HYPERACTIVITY PERIOD: NEW PALEOMAGNETIC DATA ON THE ZIGAN FORMATION IN THE SOUTHERN URALS

**I.V. Golovanova[1], K.N. Danukalov[1], R.Yu. Sal'manova[1], N.P. Parfir'ev[1], N.M. Levashova[2]**

[1] *Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: golovanova@ufaras.ru*

[2] *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russia, E-mail: namile2007@rambler.ru*

To test the assumption that an episode of magnetic  eld "hyperactivity" existed near the Precambrian–Fanerozoic boundary, a repeated, more detailed, paleomagnetic sampling of the longest continuous section of the Ediacaran Zygan Formation studied previously in the Southern Urals, located along the new Makarovo–Kulgunino road, was performed. In general, paleomagnetic studies have con  rmed and made it possible

**Для цитирования:** *Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П., Левашова Н.М.* Верхневендский период гиперактивности магнитного поля: новые палеомагнитные данные по зиганской свите на Южном Урале // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 46–54. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-5.

**For citation:** *Golovanova I.V., Danukalov K.N., Sal'manova R.Yu., Parfir'ev N.P., Levashova N.M.* (2021) Late Ediacaran hyperactivity period: new paleomagnetic data on the Zigan formation in the Southern Urals. *Geologicheskii vestnik.* No. 1. P. 46–54. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-5.

© И.В. Голованова, К.Н. Данукалов, Р.Ю. Сальманова, Н.П. Парфирьев, Н.М. Левашова, 2021

to substantially detail the results obtained earlier. The new data on the Zigan Formation validate the previously obtained paleopole. New results from a 74-m thick section of the red-rock Zigan Formation revealed more than 30 magnetic polarity reversals. Previous cyclostratigraphic analysis gave an estimate of 1.6 Ma for rock mass accumulation. The average reversal frequency is 18–20 R/Ma, and in some parts of the section, the frequency can reach 30 R/Ma or more. This reversal frequency is considered abnormally high, and the conclusion that there was a period of 'hyperactivity' of the magnetic  eld at the end of the Ediacaran, 548.2±7.6 Ma, can be considered as con  rmed.

*Keywords:* paleomagnetism, magnetostratigraphy, Southern Urals, Ediacaran, Zigan Formation

## Введение

Палеомагнитные исследования отложений ашинской серии верхнего венда на Южном Урале могут уточнить представления о палеогеографии Земли в позднем докембрии, а также представления об истории магнитного поля Земли и его природе. Надежно установлено, что западный склон Уральского складчатого пояса представляет собой восточную деформированную окраину Восточно-Европейского континента [Пучков, 2010; Козлов и др., 2011]. Из этого вытекает, что сколь-либо значительных перемещений Башкирского мегантиклинория относительно платформы не было. Специально проведенные палеомагнитные исследования показали, что не обнаружено ни общего поворота изученной части Урала относительно Восточно-Европейской платформы (ВЕП), ни локальных поворотов отдельных тектонических блоков по отношению друг к другу [Голованова и др., 2017]. Следовательно, полученные в этом регионе палеомагнитные данные можно экстраполировать на всю ВЕП. Различными исследователями, в том числе и авторами данной работы, такие исследования уже проводились [Голованова и др., 2011; Levashova et al., 2013, 2015], и полученные палеомагнитные результаты выглядят вполне убедительно. Однако при их интерпретации остается ряд вопросов. Для этого интервала времени известно очень мало палеомагнитных данных, а имеющиеся весьма противоречивы. Найдется всего несколько наиболее надежно определенных полюсов для позднего докембрия – раннего ордовика Восточно-Европейской платформы. Имеющиеся полюса, полученные как непосредственно на Восточно-Европейской платформе, так и на ее деформированной окраине, заставляют предполагать весьма высокую скорость движения ВЕП в интервале 616–480 млн лет [Levashova et al., 2015]. При этом оказывается, что платформа с высокой скоростью (от 7 до 9 см/год) двигалась по «петле», а также изменяла направление вращения. Такой сценарий возможен с точки зрения тектоники плит, но кажется несколько странным, особенно если сравнивать с перемещениями ВЕП от раннего ордовика до настоящего времени, где траектория кажущейся миграции полюса (ТКМП) определена гораздо достовернее.

Существует еще одна проблема, требующая разрешения. В вендских отложениях на Южном Урале (зиганская свита) [Bazhenov et al., 2016], Белом море (ергинская свита) [Popov et al., 2005] и Енисейском кряже (лопатинская свита) [Шацилло и др., 2015] обнаружено необычно большое количество зон магнитной полярности. В связи с этим было выдвинуто предположение, что вблизи границы докембрия и фанерозоя существовал эпизод «гиперактивности» магнитного поля, характеризовавшийся повышенной частотой инверсий геомагнитного поля [Meert et al., 2016]. Достоверность предположений о частоте инверсий полностью зависит от достоверности определения длительности изученного интервала времени. По оценкам, выполненным из самых общих соображений [Bazhenov et al., 2016], частота инверсий на Южном Урале составляет 20–30 инверсий за миллион лет, что примерно в два-три раза больше, чем самая высокая частота инверсий, обнаруженная в фанерозое. Гипотеза о гиперактивности поля в конце эдиакария вызывает большой интерес, поэтому было заново проведено детальное палеомагнитное опробование наиболее полного непрерывного разреза красноцветов зиганской свиты из изученных ранее на Южном Урале [Bazhenov et al., 2016] параллельно с циклостратиграфическими исследованиями. В настоящей работе мы приводим новые результаты палеомагнитных исследований, подтверждающие полученные ранее данные о положении палеомагнитного полюса и детализирующие сведения о режиме смены полярности магнитного поля.

## Геологическое описание

На западном склоне Южного Урала отложения вендской системы представлены ашинской серией, в которой выделено пять свит с постепенными переходами между ними [Беккер, 1988; Стратотип…,

1983]. Породы серии в разных районах со стратиграфическим несогласием залегают на различных отложениях рифея. На большей части территории западного склона Урала серия с размывом перекрывается разновозрастными палеозойскими отложениями. Ашинская серия рассматривается как моласса [Беккер, 1988], но специфическая черта моласс — полимиктовость — выражена только в ее верхней части (басинская, куккараукская и зиганская свиты). Две нижние свиты (бакеевская и урюкская) имеют преимущественно аркозовый состав песчаников и алевролитов. Эти отложения имеют широкое распространение на западном крыле Башкирского мегантиклинория в бассейнах рек Аша, Инзер, Басу, Зилим, Нугуш, Урюк, Кукраук, Зиган и др., к долинам которых приурочены стратотипические и опорные разрезы перечисленных выше свит.

Самым верхним подразделением ашинской серии является зиганская свита. По простиранию свита испытывает значительные фациальные изменения. Хотя соотношение пород (песчаники, алевролиты и аргиллиты) в переслаивании, по латерали значительно меняется, но общий петрографический состав, структурно-текстурные особенности и внешний облик их остаются практически неизменными. В изученном разрезе в составе пород преобладают алевролиты и аргиллиты, количественное соотношение которых приблизительно равное, песчаники имеют подчиненное значение. Отложения свиты с постепенным переходом залегают на подстилающих образованиях куккараукской свиты, красноцветные полимиктовые конгломераты в средней части которой являются маркирующим горизонтом, позволяющим отделять комплексы зиганской свиты от комплексов нижележащей басинской свиты. Литологически эти две свиты очень похожи и в обнажениях, где конгломераты куккараукской свиты отсутствуют, различить их не представляется возможным. Возраст зиганской свиты определен по цирконам из туфового прослоя (район г. Усть-Катав) как 548.2±7.6 млн лет [Гражданкин и др., 2011] или 547.6±3.8 млн лет [Levashova et al., 2013]. Для басинской свиты по циркону из пепловых туфов разреза на участке автодороги с. Макарово – с. Кулгунино получен возраст 573.0±2.3 млн лет U-Pb методом ( SHRIMP-II) [Разумовский и др., 2020].

## Методика палеомагнитных исследований

Детально изученный фрагмент разреза (мощностью 74 м) красноцветов зиганской свиты верхнего венда расположен вдоль участка автодороги дороги с. Макарово – с. Кулгунино (N 53°34'20" и E 056°40'40") (рис. 1). Первый раз опробование проводилось в 2011 г. для палеомагнитного изучения [Levashova et al., 2013], отбор образцов был неравномерным по разрезу и недостаточным для построения детальной магнитостратиграфической колонки. В 2018 г. образцы для изучения режима полярности были отобраны, по возможности, через каждые 20 см. Лабораторные измерения, обработка и интерпретация результатов проводились в соответствии со стандартной современной методикой [Zijderveld, 1967; Храмов и др., 1982; McFadden, McElhinny, 1990]. Все образцы подвергались детальным ступенчатым чисткам температурой для надежного разделения компонент намагниченности (до 20 нагревов каждого образца) с последующим компонентным анализом результатов размагничивания. Измерения остаточной намагниченности проведены на спинмагнитометре JR-6 компании AGICO. Температурное размагничивание осуществлялось с использованием термоустановки ASC Model TD48 фирмы ASC Scienti c, США, для ступенчатого терморазмагничивания до 800°C. Обработка результатов измерений остаточной намагниченности проведена с помощью комплекса программ Enkin [Enkin, 1994] и PaleoMac для Macintosh [Cogne, 2003], использующих при выделении компонент намагниченности метод компонентного анализа [Kirschvink, 1980]. Такая методика отвечает современным требованиям к проведению палеомагнитных исследований и позволила получить данные высокой надежности.

## Результаты

Результаты предыдущих исследований зиганской свиты [Levashova et al., 2013] можно сформулировать следующим образом: 1) При температуре выше 200–300°C в большинстве образцов серо-бурых и бурых пород выделяется единственная высокотемпературная компонента намагниченности (ВТК), которая спадает в начало координат. 2) Большинство единичных векторов ВТК попадают в отдельные группы полярностей со склонениями восток-юго-восток или запад-северо-запад и, скорее всего, являются первичными. 3) Не выявлено заметного занижения наклонения. Кроме того, отмечено наличие довольно большого количества инверсий магнитного поля.

В целом результаты, полученные по образцам отбора 2018 г., хорошо согласуются с прежними. Низкотемпературная компонента намагниченности разрушается при нагреве до 200–250°C, и ее среднее

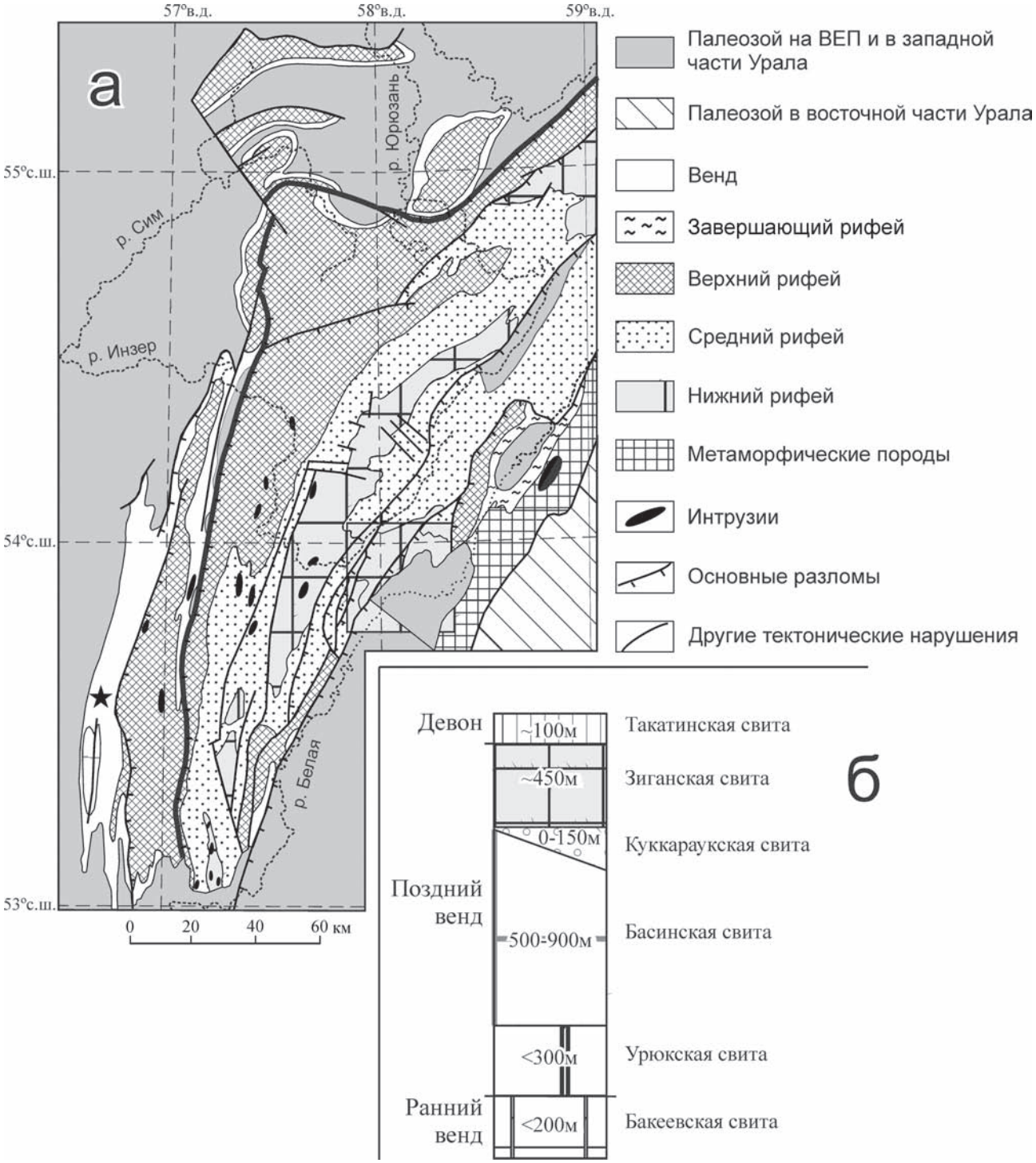


**Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южного Урала (а) (по [Геологическая…, 2002] с изменениями) и упрощенная стратиграфическая колонка венда Южного Урала (б)**

*Примечания:* Самая толстая линия обозначает зильмердакский разлом, к западу от которого вендские породы перекрыты палеозойскими без углового несогласия. Звездочкой обозначен изученный разрез зиганской свиты.

**Fig. 1. Schematic map of the Southern Urals (a) (simplified after [Kozlov, 2002]) and simplified stratigraphic column of the Ediacaran sequence of the Southern Urals (b)**

*Notes:* The thickest line denotes the Zilmerdak Fault, to the west of which Ediacaran rocks are overlain by Paleozoic rocks without angular unconformity. Star denotes the locality, where the Upper Ediacaran Zigan Formation was sampled.

направление соответствует направлению современного магнитного поля. В серо-бурых и бурых породах удается выделить высокотемпературную компоненту намагниченности (рис. 2), которая спадает в начало координат при 650–700°С, но в некоторых образцах это происходит при 580°С. Из этого следует, что основной носитель намагниченности — гематит, реже — магнетит.

Анализ новой коллекции показал следующее. Вариации залеганий слишком малы, поэтому тест складки для ВТК неинформативен. В коллекции выделяются направления как прямой, так и обратной полярностей, также присутствует ряд аномальных данных. Для исключения аномальных данных все направления были пересчитаны в виртуальные геомагнитные полюса (ВГП) и был рассчитан общий средний геомагнитный полюс. Полюсы, отличающиеся от общего среднего более чем на 45°, рассматривались как аномальные и были отбракованы. Часть из них находится между образцами с различными направлениями намагниченности и, скорее всего, соответствует переходным зонам при смене полярности магнитного поля. Остальные являются либо экскурсами или переходами между пропущенными магнитозонами, либо результатом каких-либо ошибок. Аномальные направления составляют 10–12% от общего числа. Рассчитанное среднее направление для оставшихся 180 образцов составляет в стратиграфической системе координат Ds = 285.8°, Is = 20.4°, k = 12.6, α95 = 3.1° (рис. 3).

Угол γ = 3.4° между средними векторами для двух групп из 112 и 68 векторов в стратиграфической системе координат меньше критического угла, $\gamma_{crit}$ = 6.3°. Поэтому тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990] на уровне выборки положительный (класс B). Отметим, что тест обращения также положителен и для всей коллекции, включающей и «аномальные» образцы, однако в этом случае при определении общего среднего направления получается довольно большой разброс и малая кучность. Положительный тест обращения является довольно сильным аргументом в пользу первичности выделенной намагниченности. На это же указывает и положительный тест (критерий) внешней сходимости. Вычисленный палеомагнитный полюс

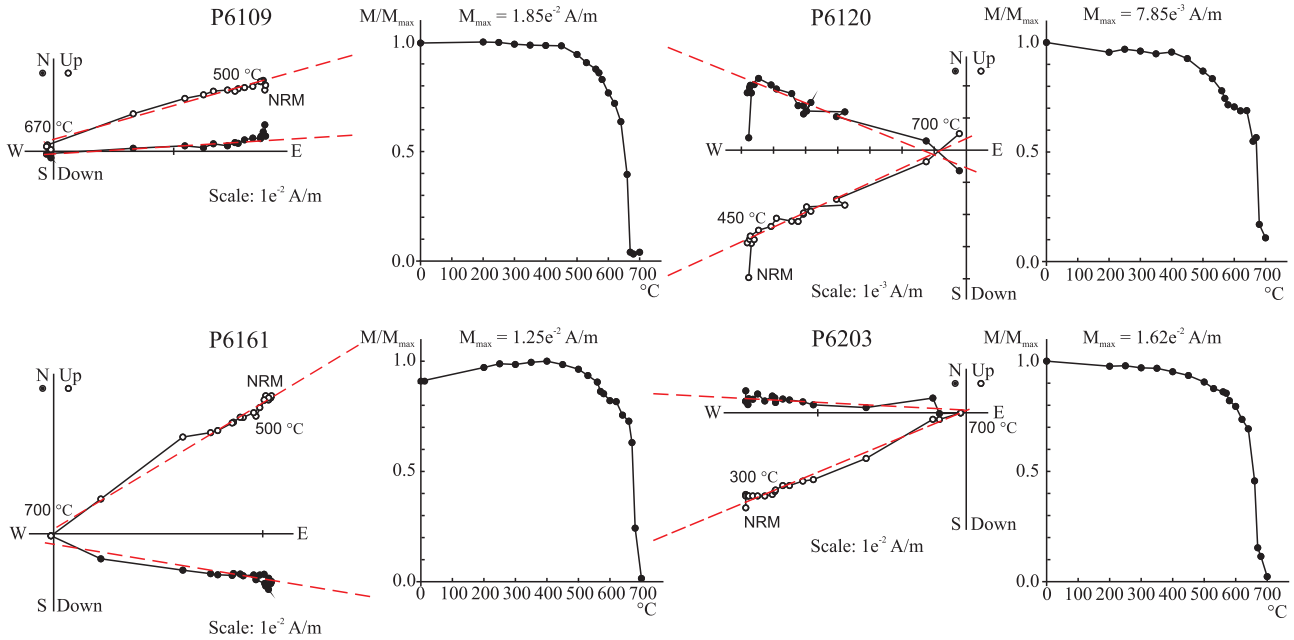


**Рис. 2. Примеры диаграмм Зийдервельда и кривых терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности красноцветных песчаников зиганской свиты в стратиграфической системе координат**

*Примечания:* Выделенные высокотемпературные компоненты обозначены красными пунктирными линиями. Температура приведена в градусах Цельсия. Залитые (пустые) кружки представляют собой проекции на горизонтальную (вертикальную) плоскость.

**Fig. 2. Representative thermal demagnetization plots of brown-gray and maroon sandstones of the Ediacaran Zigan Formation, in stratigraphic coordinates**

*Notes:* Isolated high-temperature components are denoted by red dashed lines. Temperature steps are in degrees Celsius. Full (open) circles represent vector endpoints projected onto the horizontal (vertical) plane.

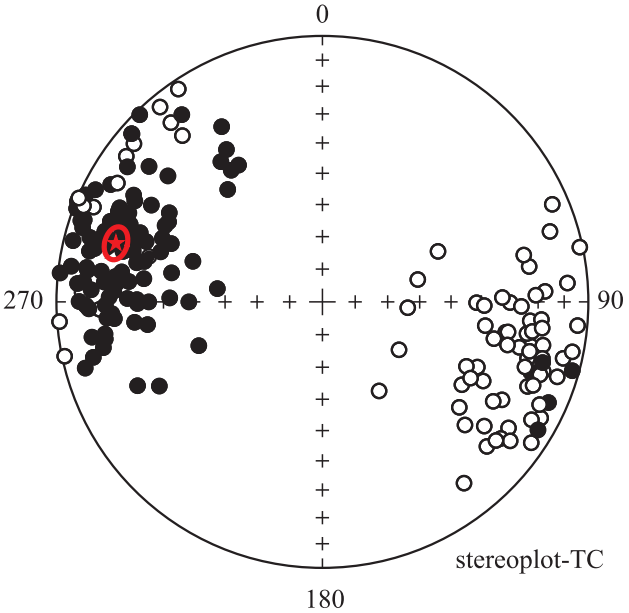


**Рис. 3. Стереограмма высокотемпературной составляющей намагниченности красноцветных песчаников зиганской свиты в стратиграфической системе координат**

*Примечания:* Общее среднее направление показано звездочкой с соответствующим кругом доверия. Залитые (полые) кружки проецируются на нижнюю (верхнюю) полусферу.

**Fig. 3. Stereoplot of high-temperature component of magnetization (HTC) of red-colored sandstones of the Zigan Formation in the stratigraphic coordinate system**

*Notes:* Star is overall mean direction with associated con dence circle. Full (open) circles are projected onto the lower (upper) hemisphere.

имеет координаты 17.8° с.ш., 320.2° в.д., полуоси эллипса доверия возле полюса dp = 1.7°, dm = 3.3°, что неплохо согласуется с опубликованными ранее результатами. Палеополюс, определенный по породам зиганской свиты находится далеко от кривой кажущейся миграции полюса для фанерозоя Балтики [Torsvik et al., 2012], но согласуется с данными по одновозрастным породам юго-восточного побережья Белого моря [Popov et al., 2005]. Таким образом, новые данные по зиганской свите подтверждают справедливость полученного ранее палеополюса и вопрос о первичности намагниченности и о палеопозиции кратона на данном этапе исследований можно считать решенным.

Ранее в изученном разрезе было выделено 20 различных магнитозон [Bazhenov et al., 2016]. Полученные новые результаты существенно дополнили имевшиеся данные по разрезу и позволили построить довольно детальную магнитостратиграфическую колонку. Несмотря на то, что остались отдельные интервалы, по которым не удалось получить палеомагнитные данные, в целом в разрезе красноцветов зиганской свиты мощностью 74 м на автодороге Стерлитамак – Магнитогорск наблюдается более 30 смен магнитной полярности (рис. 4).

Недавно выполненный циклостратиграфический анализ вариаций магнитной восприимчивости образцов из коллекции 2018 г. [Левашова и др., 2021] показал, что в изученном разрезе наблюдаются циклические вариации этого параметра с различными периодами, и их можно сопоставить с циклами Миланковича. Рассчитанная на основе выявленных циклов Миланковича длительность накопления опробованной толщи мощностью 74 м составила около 1.6 млн лет. По новым данным средняя частота инверсий геомагнитного поля за то время, когда накапливался изученный разрез, составляет 18–20 инверсий за миллион лет, что в два-три раза больше, чем максимальная известная ранее в фанерозое частота инверсий. Частота инверсий распределена по разрезу неравномерно. В верхней половине разреза, начиная примерно от середины, имеется участок мощностью 22 м, на котором наблюдается только одна полярность. На оставшейся части разреза обнаруживается довольно частая смена полярности. На отдельных участках разреза частота

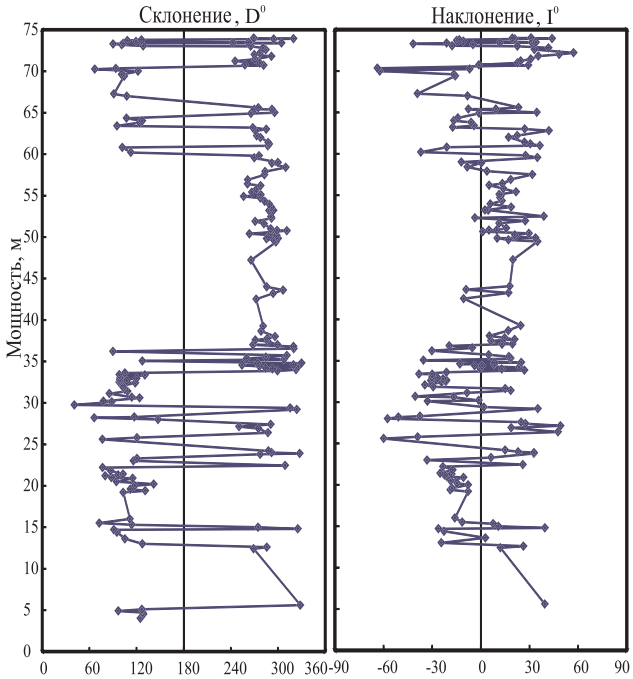


**Рис. 4. Палеомагнитный разрез красноцветной части зиганской свиты**

**Fig. 4. Paleomagnetic section of redstones of the Zigan Formation**

может достигать 30 и более инверсий за миллион лет. Такая частота инверсий оказывается намного выше порога гиперактивности. Таким образом, вывод о том, что в конце эдиакария, 548.2±7.6 млн лет назад, был период с аномально высокой частотой инверсий можно считать подтвержденным.

## Заключение

1. Для проверки предположения о существовании эпизода «гиперактивности» магнитного поля вблизи границы докембрия и фанерозоя получены новые достаточно надежные палеомагнитные данные по красноцветным породам зиганской свиты венда на Южном Урале. Палеомагнитные исследования позволили значительно детализировать полученные ранее результаты. Новые данные по зиганской свите подтверждают справедливость полученного ранее палеополюса, и вопрос о первичности намагниченности на данном этапе исследований можно считать решенным.

2. Новые результаты выявили в разрезе красноцветов зиганской свиты мощностью 74 м более 30 смен магнитной полярности. Выполненный ранее циклостратиграфический анализ вариаций магнитной восприимчивости образцов оценивает длительность накопления опробованной толщи в 1.6 млн лет. Средняя частота инверсий геомагнитного поля составляет 18–20 инверсий за миллион лет, а на отдельных участках разреза частота может достигать 30 и более инверсий за миллион лет. Такая частота инверсий считается аномально высокой, и вывод о том, что в конце эдиакария, 548.2±7.6 млн лет назад, существовал период «гиперактивности» магнитного поля, можно считать подтвержденным.

*Работы выполнялась при финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-05-0063. Окончательная обработка результатов и подготовка к печати выполнены в рамках темы государственного задания № 0246-2019-0087.*

Список литературы:

*Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 289 с.

Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист №-40(41) Уфа / *Отв. ред. В.И. Козлов*. СПб: ВСЕГЕИ. 2002.

*Голованова И.В., Данукалов К.Н., Козлов В.И., Пучков В.Н., Павлов В.Э., Галле И., Левашова Н.М., Сирота Г.С., Хайруллин Р.Р., Баженов М.Л.* Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория: результаты повторного исследования // Физика Земли. 2011. № 7. С. 67–79.

*Голованова И.В., Данукалов К.Н., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю., Шакуров Р.К., Левашова Н.М., Баженов М.Л.* Палеомагнетизм осадочных толщ и происхождение структур западного склона Южного Урала // Физика Земли. 2017. № 2. С. 148–156. DOI: 10.7868/S0002333717010057.

*Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В.* Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 201–206.

*Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д.* Новая схема расчленения параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. 60 с.

*Левашова Н.М., Голованова И.В., Рудько Д.В., Данукалов К.Н., Рудько С.В., Сальманова Р.Ю., Сергеева Н.Д.* Период гиперактивности магнитного поля в конце эдиакария: оценка частоты инверсий циклостратиграфическим методом // Физика Земли. 2021. № 2. С. 119–129.

*Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

*Разумовский А.А., Новиков И.А., Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В.* U-Pb изотопный возраст пепловых туфов поздневендской басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. 51-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 219–224.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / *Под ред. Б.М. Келлера, Н.М. Чумакова*. М.: Наука, 1983. 183 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).

*Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П.* Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

*Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В.* Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // Докл. РАН. 2015. Т. 465, № 4. С. 464–468. DOI: 10.7868/S0869565215340228.

*Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M.* Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? // Earth and Planetary Science Letters. 2016. Vol. 435. P. 124–135. DOI: 10.1016/j.epsl.2015.12.015.

*Cogné J.P.* PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4, No. 1. article No. 1007. DOI: 10.1029/2001GC000227.

*Enkin R.I.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Paci c Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.

*Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.

L*evashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M.* Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. 2013. Vol. 236. P. 16–30. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.06.006.

*Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M.* Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean // Gondwana Research. 2015. Vol. 28, Is. 1. P. 191–208. doi: 10.1016/j.gr.2014.04.012

*McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classi cation of reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 103. P. 725–729.

*Meert J.G., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Landing E.* Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // Gondwana Research. 2016. Vol. 34. P. 149–157. DOI: 10.1016/j.gr.2016.01.001.

*Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V.* Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. Vol. 7, Is. 2. P. 115–143. DOI: 10.2205/2005es000167.

*Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., MacNiocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeir M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks R.M.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth Science Reviews. 2012. Vol. 114, Is. 3–4. P. 325–368. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.06.007.

*Zijderveld J.D.A.* A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. // Methods in Palaeomagnetism / *D.W. Collinson (Ed.)*. Amsterdam, Elsevier. 1967. P. 254–286.

## References:

Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2016) Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? *Earth and Planetary Science Letters*, **435**, 124-135. DOI: 10.1016/j.epsl.2015.12.015.

Becker Yu.R. (1988) *Molassy dokembriya* [Precambrian molasses]. Leningrad, Nedra Publ., 289 p. (In Russian).

Cogné J.P. (2003) PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**(1), article No. 1007. DOI: 10.1029/2001GC000227.

Enkin R.I. (1994) A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Paci c Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 16 p.

Golovanova I.V., Danukalov K.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Pavlov V.E., Galle I., Levashova N.M., Sirota G.S., Khayrullin R.R., Bazhenov M.L. (2011) Paleomagnetism of the Upper Vendian Basin Formation of the Bashkir meganticlinorium: results of a repeated study, *Fizika Zemli – Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, (7), 67-79. (In Russian).

Golovanova I.V., Danukalov K.N., Kadyrov A.F., Khidiyatov M.M., Sal'manova R.YU., Shakurov R.K., Levashova N.M., Bazhenov M.L. (2017) Paleomagnetism of sedimentary strata and the origin of structures on the western slope of the Southern Urals. *Fizika Zemli – Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, (2), 148-156. DOI: 10.7868/S0002333717010057. (In Russian).

Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert J., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) The Kotlinsky horizon in the Southern Ural. *Dokl. Earth Sciences*, **440**(2), 201-206. (In Russian).

Keller B.M., Chumakov N.M. (Eds.) (1983) *Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya* [Stratotype of the Riphean. Stratigraphy. Geochronology]. Moscow: Nauka Publ., 183 p. (Tr. GIN AN USSR; Is. 377). (In Russian).

Khramov A.N., Goncharov G.I., Komissarova R.A., Pisarevskii S.A., Pogarskaia I.A., Rzhevskii Iu.S., Rodionov V.P., Slautsitais I.P. (1982) *Paleomagnitologiya*. [Paleomagnetology]. Leningrad, Nedra Publ., 312 p. (In Russian).

Kirschvink J.L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **62**, 699-718.

Kozlov V.I. (Ed.) (2002) *Geologicheskaya karta Rossiiskoi Federacii i sopredel'noi territorii respubliki Kazahstan. Masshtab 1:1 000 000 (novaya seriya). List №-40(41) Ufa* [Geological Map of the Russian Federation and Adjacent Territory of the Republic of Kazakhstan. Scale: 1:1 000 000 (New Series). Sheet N-40(41)-Ufa]. St. Petersburg, VSEGEI Publ. (In Russian).

Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeyeva N.D. (2011) *Novaya skhema raschleneniya parametricheskoy skvazhiny 1 Kulguninskaya (Yuzhnyy Ural)* [New partitioning scheme for parametric well 1 Kulguninskaya (Southern Urals)]. Ufa, DizaynPoligrafServis, 60 p. (In Russian).

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precambrian Research*, **236**. 16-30. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.06.006

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M. (2015) Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean. *Gondwana Research*, **28**(1), 191-208. DOI: 10.1016/j.gr.2014.04.012

Levashova N.M., Golovanova I.V., Rud'ko D.V., Danukalov K.N., Rud'ko S.V., Sal'manova R.YU., Sergeyeva N.D. (2021) Late Ediacaran hyperactivity period: quantifying the reversal frequency. *Fizika Zemli – Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, (2), 119-129. (In Russian).

McFadden P.L., McElhinny M.W. (1990) Classi cation of reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.*, **103**, 725-729.

Meert J.G., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Landing E. (2016) Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation. *Gondwana Research*, **34**, 149-157. DOI: 10.1016/j.gr.2016.01.001.

Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V. (2005) Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia. *Russian Journal of Earth Sciences*, **7**(2), 115-143. DOI: 10.2205/2005es000167.

Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nyye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and the Fore-Urals (actual issues of stratigraphy, techtonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizaynPoligrafServis, 280 p. (In Russian).

Razumovskiy A.A., Novikov I.A., Rud'ko S.V., Kuznetsov N.B., Yashunskiy Yu.V. (2020) U-Pb isotope age of ash tuffs of the Late Vendian Basin suite (Asha series, South Urals). *Fundamental'nyye problemy tektoniki i geodinamiki. Mater. LI Tektonicheskogo soveshchaniya. T. 2* [Fundamental problems of tectonics and geodynamics. Materials of the LI Tectonic meeting. Vol. 2]. Moscow: GEOS Publ., P. 219-224. (In Russian).

Shatsillo A.V., Kuznetsov N.B., Pavlov V.E., Fedonkin M.A., Priyatkina N.S., Serov S.G., Rudko S.V. (2015) The rst magnetostratigraphic data on the stratotype of the Lopata Formation, Northeastern Yenisei Ridge: Problems of its age and paleogeography of the Siberian Platform at the Proterozoic–Phanerozoic boundary. *Doklady Earth Sciences*, **465**(2), 1211-1214. DOI: 10.1134/S1028334X15120065.

Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., MacNiocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeir M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks R.M. (2012) Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth Science Reviews*, **114**(3-4), 325-368. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.06.007.

Zijderveld J.D.A. (1967) A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in Palaeomagnetism. D.W Collinson (Ed.).* Amsterdam, Elsevier. P. 254-286.

*Сведения об авторах:*

**Голованова Инесса Владимировна**, доктор физ.-мат. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, ИГ УФИЦ РАН, E-mail: golovanova@ufaras.ru

**Данукалов Константин Николаевич**, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, ИГ УФИЦ РАН, E-mail: danukalov@mail.ru

**Сальманова Раушания Юрисовна**, кандидат физ.-мат. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, ИГ УФИЦ РАН, E-mail: vrushana@mail.ru

**Парфирьев Никита Петрович**, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, ИГ УФИЦ РАН, E-mail: Par rjev.nikita@yandex.ru

**Левашова Наталья Михайловна**, кандидат геол.-мин. наук, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук, ГИН РАН, E-mail: namile2007@rambler.ru

*About the autors:*

**Golovanova Inessa Vladimirovna**, doctor of physical and mathematical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, IG UFRC RAS, E-mail: golovanova@ufaras.ru

**Danukalov Konstantin Nikolaevich**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, IG UFRC RAS, E-mail: danukalov@mail.ru

**Sal'manova Raushaniya Yurisovna**, candidate of physical and mathematical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, IG UFRC RAS, E-mail: vrushana@mail.ru

**Parfir'ev Nikita Petrovich**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, IG UFRC RAS, E-mail: Par rjev.nikita@yandex.ru

**Levashova Natalia Mikhailovna**, candidate of geological and mineralogical sciences, Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, GIN RAS, E-mail: namile2007@rambler.ru

*УДК 552.321.6+553.46* DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-6

# МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ МАССИВА НУРАЛИ

**Р.А. Гатауллин[1,2], Д.Е. Савельев[1]**

[1] *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: rusgatln97@gmail.com*
[2] *Башкирский государственный университет, 450076, г. Уфа, ул. Заки Валиди, 32*

В статье приводятся результаты изучения составов породообразующих и акцессорных минералов ультрамафитов южной части офиолитового массива Нурали. Показано, что в ряду лерцолит–гарцбургит–дунит увеличивается магнезиальность и содержание никеля в оливине, в хромшпинелидах увеличивается хромистость и снижается содержание ванадия, совместное увеличение содержаний железа и хрома образует тренд. Наиболее хромистые разновидности шпинелидов обнаруживаются в дуните. Показано, что ультрамафиты массива образованы в процессе частичного плавления исходного мантийного субстрата — примерно 20–30% для перидотитов, дуниты — при 30–40%. Закрытие обменных реакций в парах хромшпинелид–оливин из перидотитов происходило при температурах 580–830°С, в тех же парах из дунитов — при температурах 770–840°С. По расчетам двупироксеновых термометров закрытие обменных реакций в пироксенитовых жилах происходило при температурах 1000–1150°С. Полученные температуры достижения химических равновесий в минералах, а также степени плавления исходного мантийного вещества в ходе становления мантийных ультрамафитов Нурали согласуются с данными по другим офиолитовым ультрамафитам Урала.

*Ключевые слова:* ультрамафиты, Нурали, оливин-шпинелевая геотермометрия, двупироксеновая геотермометрия, перидотит, дунит, пироксенит

# MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF ULTRAMAFICS OF THE SOUTHERN PART OF THE NURALI MASSIF

**R.A. Gataullin[1,2], D.E. Saveliev[1]**

[1] *Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: rusgatln97@gmail.com*
[2] *Bashkir State University, 32, Zaki Validi St., Ufa, 450076, Russia,*

This article presents the results of studying the compositions of rock-forming and accessory ultrama c minerals of the southern part of the ophiolitic massif of Nurali. It is shown that the chemical composition of Nurali ultrama c minerals form stable relationships with the mineral composition of the rocks they form. Thus, in a series of lherzolite–garzburgite–dunite increases magnesia and nickel content in the olivine, in chromium spinelids increases chromium and decreases vanadium content, the joint increase in iron and chromium content forms a trend. The most chromium-rich varieties of spinelids are found in dunite. It was shown that ultrama tes of the massif were formed in the process of partial melting of the original mantle substrate — about 20–30% for peridotites, about 30–40% for dunite. Closing

**Для цитирования:** *Гатауллин Р.А., Савельев Д.Е.* Минералого-геохимические особенности мантийных ультрамафитов южной части массива Нурали // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 55–67. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-6.

**For citation:** *Gataullin R.A., Saveliev D.E.* (2021) Mineralogical and geochemical features of ultrama cs of the Southern part of the Nurali massif. *Geologicheskii vestnik*. No. 1. P. 55–67. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-6.

© Р.А. Гатауллин, Д.Е. Савельев, 2021

of exchange reactions in chromespinelide – olivine pairs from peridotites occured at temperatures 580–830°C, in the same pairs from dunites — at temperatures 770–840°C. According to the calculations of two-pyroxene thermometers, the closure of exchange reactions in pyroxenite veins occured at temperatures 1000–1150°C. The obtained temperatures of reaching chemical equilibria in the minerals, as well as the melting degrees of the initial mantle matter during the formation of mantle ultrama cs of Nuraly massifs are consistent with the data on other ophiolitic ultrama c rocks of the Urals.

*Keywords:* ultrama c rocks of Nurali, olivine-spinel geothermometry, double-pyroxene thermometry, peridotite, dunite, pyroxenite

## Введение

История исследований Нуралинского массива берет начало со второй половины XIX века, когда на его площади были выявлены первые проявления хромовых руд. Планомерное площадное изучение внутреннего строения территории начато В.С. Коптевым-Дворниковым в 1932 г. В дальнейшем массив был охвачен геологической съемкой различного масштаба [Муравьева, 1947ф; Садрисламов, 1960ф; Анисимов, 1983ф], комплексными геофизическими исследованиями [Вульфович, 1963ф; Чурсин, 1979ф]. В пределах массива неоднократно проводились тематические исследования, результаты которых отражены как в публикациях [Рудник, 1965 и др.], так и в производственных отчетах [Прокин, 1962ф; Эдельштейн, 1964ф и др.]. В 1978–1980 гг. здесь были проведены поисковые работы на вкрапленные хромовые руды, в результате которых были выявлены месторождения Нуралинское и Курманкульское [Шумихин, 1980ф].

Детальное структурно-петрологическое изучение ультрамафитов Нуралинского массива предпринято сотрудниками ГИН АН СССР (Г.Н. Савельева, Е.А. Денисова) в 1980-е годы. В результате проведенных исследований была составлена структурно-геологическая карта ультрамафитов мантийного разреза и переходного верлит-пироксенитового комплекса, охарактеризован состав породообразующих минералов, предложена новая интерпретация происхождения массива, рассматривающая его в качестве одного из типичных представителей офиолитовых комплексов лерцолитового типа на Южном Урале [Савельева, Денисова, 1983; Савельева, 1987]. Природе переходного дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса массива были посвящены исследования различных авторов [Перцев, Савельева, 1997; Pertsev et al., 1997 и др.]. Тем не менее в данных по минералогии и геохимии ультрамафитов массива остается довольно много «белых пятен», устранению которых и посвящено настоящее исследование.

Основной целью данной работы является изучение минералогических особенностей и определение температур минеральных равновесий в ультрамафитах мантийного разреза южной части Нуралинского массива и пироксенитовых жил, импрегнирующих эти породы.

## Методы исследований

Фактический материал для исследований был получен авторами при полевых работах в южной части Нуралинского массива в 2018–2019 гг. Изучение минерального состава пород, текстурных и структурных особенностей проводилось методами оптической и электронной микроскопии.

Определение химического состава минералов проводилось методом рентгеноспектрального микроанализа с использованием энергодисперсионного спектрометра Oxford X-Act, установленного на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 Sbh Tescan в Институте проблем сверхпластичности металлов РАН (г. Уфа), аналитики И.И. Мусабиров и С.Н. Сергеев. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1 нА, время накопления спектра в точке 60 сек в точечном режиме. Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTecOne с использованием методики TrueQ. Расчет элементного состава минеральных фаз в оксидной форме проводился с нормированием к 100%. Формулы минералов рассчитывались анионным методом на 4 (хромшпинелид, оливин) и 6 (пироксены) атомов кислорода.

В формуле хромшпинелидов количество двух- и трехвалентного железа определялось по стехиометрии минерала. По данным химического анализа хромшпинелидов рассчитывались атомные отношения и соответствующие числовые характеристики: хромистость $Cr\# = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ и магнезиальность $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$. По составам оливина и пироксенов определены содержания миналов: форстерита (Fo), энстатита (En), ферросилита (Fs), волластонита (Wo).

## Результаты исследований

### Геологический очерк

Нуралинский массив представляет собой линзовидное тело, вытянутое меридионально в соответствии с простиранием Уральских структур (рис. 1). Размеры главного блока примерно 10×3 км, на 90% по объему массив сложен «мантийным разрезом». На востоке в виде узкой полосы обнажается «коровый разрез», представленный различными пироксенитами и роговообманковым габбро. Далее на восток габброиды граничат с серпентинитовым меланжем. Специфической особенностью массива является то, что здесь на сравнительно небольшой территории представлены почти все структурно-вещественные комплексы офиолитов (рис. 2 а), и практически все они хорошо обнажены (рис. 2 б–д).

В строении мантийного разреза преобладают лерцолиты с акцессорным шпинелидом (0.n–5%), отличительная особенность массива — широкое распространение наряду со шпинелидом также плагиоклаза (иногда до 10%). Последний чаще всего пелитизирован, и почти всегда плагиоклаз ассоциирует со скелетными зернами шпинелида. Во многих случаях на выветрелой поверхности обнажений хорошо выражена первичная полосчатость (см. рис. 2 в). Она обусловлена неравномерным распределением в породе зерен пироксенов, которые обычно более устойчивы к выветриванию по сравнению с оливином и выступают в виде бугорков, образующих цепочки.

В лерцолитах встречаются пироксенитовые жилы (см. рис. 2 д) и небольшие по мощности тела дунитов. Между «мантийной» и «коровой» частями расположен наиболее мощный «горизонт» дунитов, с которым связаны сегрегации вкрапленных хромититов. В рассматриваемой нами южной части массива, к дунитам приурочено Майское рудопроявление [Шумихин, 1980ф].

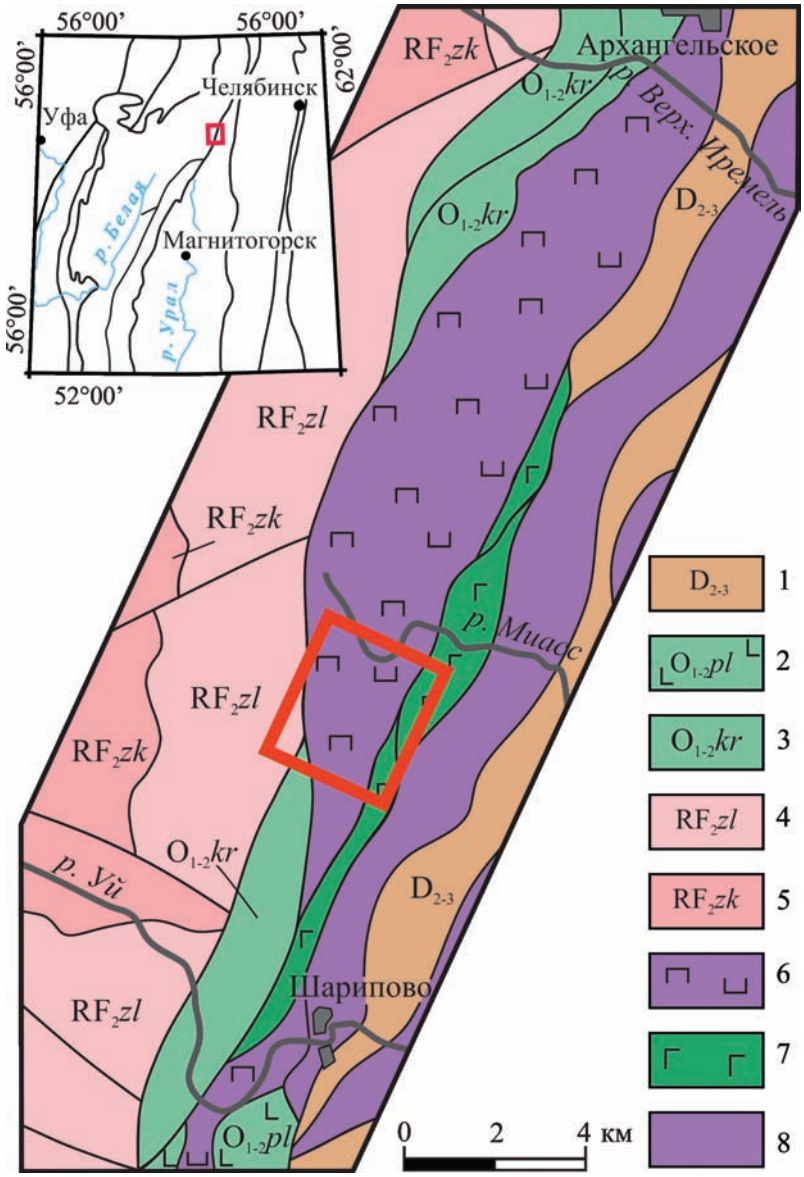


**Рис. 1. Геологическая схема основной части Нуралинского массива (по [Сначёв, 2019] с незначительными изменениями)**

*Условные обозначения:* 1 — вулканогенно-осадочные отложения Западно-Магнитогорской зоны; 2 — базальты поляковской свиты; 3 — углеродистые сланцы и метавулканиты курганской свиты; 4 — песчаники и кварциты зильмердакской свиты; 5 — углеродистые сланцы зигазино-комаровской свиты; 6–8 — Нуралинский офиолитовый комплекс: 6 — перидотиты, 7 — габбро, 8 — серпентинитовый меланж. В рамке — исследуемая площадь.

**Fig. 1. Geological diagram of the main part of the Nurali massif (according to [Snachyov 2019] with minor changes)**

*Legend:* 1 — volcanogenic-sedimentary deposits of the West Magnitogorsk zone; 2 — basalts of Polyakovka Formation; 3 — carbonaceous shales and metavolcanites of the Kuragan Formation; 4 — sandstones and quartzites of the Zilmerdak Formation; 5 — carbonaceous shales of the Zigazino-Komarov Formation; 6–8 — Nurali ophiolite complex: 6 — peridotites, 7 — gabbro, 8 — serpentinite melange. The box shows the investigated area.

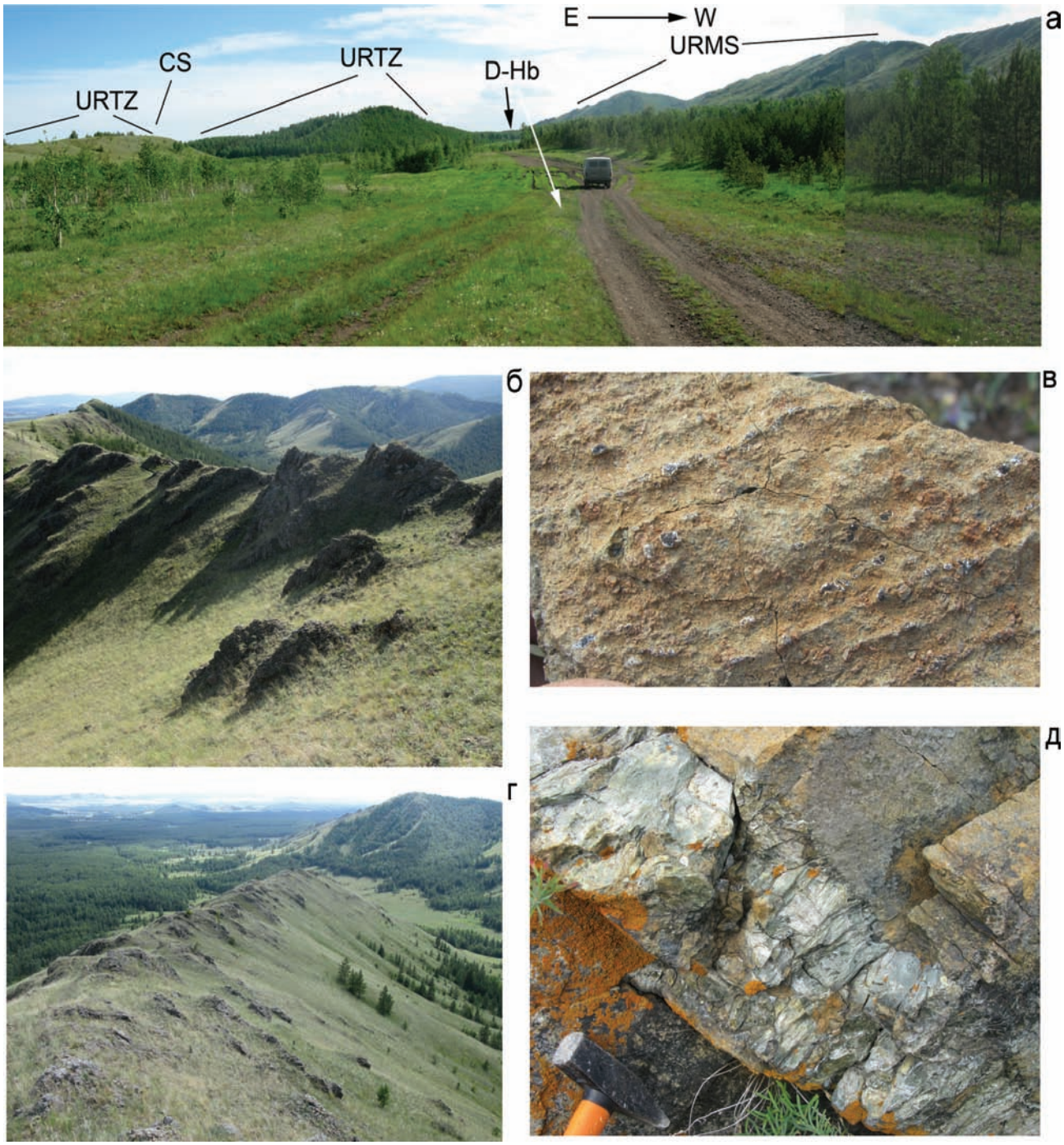


**Рис. 2. Особенности геологического строения мантийного разреза массива Нурали**

а — общий вид массива: URTZ — ультраосновные породы переходной зоны, CS — коровый разрез, D-Hb — дунит-гарцбургитовый комплекс, URMS — ультраосновные породы мантийного разреза; б — коренные выходы лерцолитов; в — обнажение лерцолита: положительные формы рельефа представлены 1) менее выветрелыми зонами, обогащенными пироксенами, 2) редкими вкраплениями шпинелидов с плагиоклазовыми каймами; г — коренные выходы лерцолитов вблизи перехода к дунит-гарцбургитовому комплексу (слева); д — пироксенитовая жила в лерцолите.

**Fig. 2. Features of the geological structure of the mantle section of the Nurali massif**

a — general view of the massif: URTZ — ultrabasic rocks of the transition zone, CS — crustal section, D-Hb — dunite-harzburgite complex, URMS — ultrama c rocks of the mantle section; б — outcrops of lherzolites; в — outcrop of lherzolite: positive relief forms are represented by 1) less weathered pyroxene-rich zones, 2) rare spinelide inclusions with plagioclase fringes; г — outcrops of lherzolites near the transition to the dunite-harzburgite complex (left); д — pyroxenite vein in lherzolite.

## Петрографическая характеристика ультрамафитов

Для большинства образцов перидотитов и дунита характерна петельчатая структура, массивная текстура. Некоторые образцы значительно затронуты вторичными изменениями, о чем свидетельствуют серпентинизация (до 60%) и буроватый цвет поверхности некоторых шлифов. Ультрамафиты мантийной части разреза являются «мантийными тектонитами», что следует из наличия деформационных структур в породообразующих минералах — оливине и ромбическом пироксене (рис. 3).

На рис. 3 а, б изображены пластически деформированные зерна (порфирокасты) ортопироксена. Большая часть крупных фрагментов зерен демонстрирует неоднородное погасание и наличие полос излома (кинк-бандов). Вдоль периферии таких фрагментов и на их границах наблюдаются множественные мелкие зерна. Часть из них отделена от крупных малоугловыми границами (субзерна), а часть — высокоугловыми границами (необласты). Образование мелких фрагментов связано с процессами синтектонической рекристаллизации. Пластическая деформация может также вызывать распад энстатита, который сопровождается образованием ламелей диопсида и/или паргасита, которые затем коалесцируют с образованием более изометричных зерен — необластов [Савельев и др., 2017].

В оливине наблюдается «клавишная структура», обусловленная наличием полос пластического излома, сетка серпентина наложена на первичный оливин в квазистатических условиях (см. рис. 3 в, г). Это следует из того, что полосы излома, сформированные при высокотемпературном мантийном течении, практически не смещены, хотя и пересекаются петлями серпентина. Таким образом, серпентин

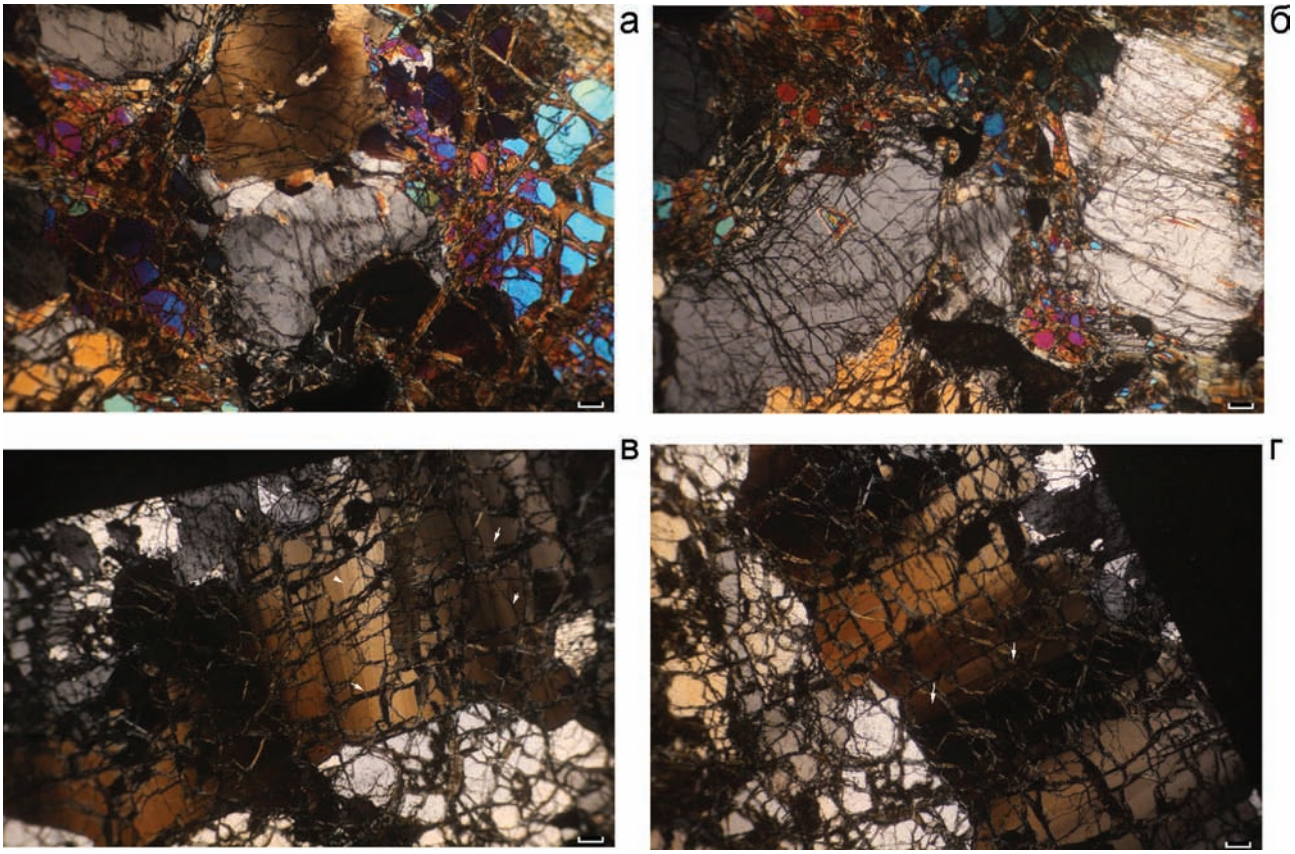


**Рис. 3. Петрографические особенности лерцолитов**

а–б — порфирокластическая структура: крупные порфирокласты энстатита с облачным погасанием и серпентинизированный оливин; в–г — зерна серпентинизированного оливина с «клавишной» структурой, стрелками обозначены полосы пластического излома.

**Fig. 3. Petrographic features of the lherzolites**

а–б — porphyroclastic structure: large porphyroclasts of enstatite with cloudy extinguishing and serpentinized olivine; в–г — grains of serpentinized olivine with a “keyboard” structure, arrows indicate bands of plastic fracture.

сформирован при остывании пород без значительного смещения в коровых условиях.

### Минералогические особенности ультрамафитов

*Ортопироксен* $(Mg,Fe)_2Si_2O_6$ слагает до 50% (в вебстеритах), в перидотитах содержится в количествах 5–30%. Постоянной примесью является алюминий, его содержание варьирует в пределах 1.08–2.78 мас. % $Al_2O_3$. В ортопироксене из пироксенитов значительно меньше алюминия, чем из перидотитов (табл. 1).

Таблица 1. Средние составы ортопироксенов ультрамафитов массива Нурали (мас. %)
Table 1. Average compositions of orthopyroxenes of ultramaficites of the Nurali (wt. %)

| n | 5 | 6 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| **MgO** | 34.96 | 34.64 | 34.71 | 33.31 |
| **$Al_2O_3$** | 2.78 | 1.55 | 1.64 | 1.08 |
| **$SiO_2$** | 55.45 | 56.10 | 56.22 | 56.24 |
| **CaO** | 0.96 | 0.97 | 0.86 | 3.08 |
| **$Cr_2O_3$** | 0.54 | 0.51 | 0.51 | 0.37 |
| **MnO** | – | 0.05 | – | 0.06 |
| **FeO** | 5.30 | 6.17 | 6.08 | 5.86 |
| **сумма** | 100 | 100 | 100 | 100 |
| *Формульные коэффициенты* | | | | |
| **Mg** | 1.811 | 1.786 | 1.792 | 1.717 |
| **Al** | 0.116 | 0.064 | 0.068 | 0.045 |
| **Si** | 1.929 | 1.942 | 1.950 | 1.947 |
| **Ca** | 0.036 | 0.036 | 0.032 | 0.114 |
| **Cr** | 0.015 | 0.014 | 0.014 | 0.010 |
| **Mn** | – | 0.001 | – | 0.002 |
| **Fe** | 0.154 | 0.178 | 0.176 | 0.169 |
| *Миналы* | | | | |
| ***En*** | 0.905 | 0.893 | 0.896 | 0.859 |
| ***Fs*** | 0.077 | 0.089 | 0.088 | 0.085 |
| ***Wo*** | 0.018 | 0.018 | 0.016 | 0.057 |

*Примечания:* столбцы: 1 — гарцбургит, 2 — лерцолит, 3–4 — пироксенит (3 — жила в лерцолите); n — количество анализов.

*Notes:* columns: 1 — harzburgite, 2 — lherzolite, 3–4 — pyroxenite (3 — vein in lherzolite); n — number of analyses.

Ортопироксены исследованных пород по химическому составу соответствуют энстатиту с малым содержанием волластонитового и ферросилитового миналов (рис. 4 а).

*Клинопироксен* $(Mg,Ca,Fe)_2Si_2O_6$ — породообразующий минерал лерцолитов и клинопироксенитов, в гарцбургитах его содержание составляет первые проценты. В виде примесей постоянно встречаются алюминий и хром, в минералах из пироксенитов и лерцолитов отмечается заметное содержание натрия. Клинопироксены соответствуют эндиопсиду и диопсиду, доля волластонитового минала варьирует между 0.24 и 0.47, формируя две кучно расположенные группы фигуративных точек (см. рис. 4 а). Диопсид гарцбургитов отличается несколько более высокими содержаниями кальция и пониженными концентрациями алюминия (табл. 2).

Таблица 2. Средние составы клинопироксенов ультрамафитов массива Нурали
Table 2. Average compositions of clinopyroxenes of ultramafites of the Nurali

| n | 7 | 2 | 3 | 10 |
|---|---|---|---|---|
| **$Na_2O$** | 0.65 | – | – | 1.25 |
| **MgO** | 19.44 | 18.21 | 18.14 | 19.71 |
| **$Al_2O_3$** | 4.54 | 1.81 | 2.14 | 3.57 |
| **$SiO_2$** | 53.08 | 54.20 | 53.78 | 53.84 |
| **CaO** | 18.90 | 22.75 | 22.57 | 18.86 |
| **$TiO_2$** | 0.26 | – | – | – |
| **$Cr_2O_3$** | 1.37 | 0.82 | 1.01 | 0.93 |
| **FeO** | 2.22 | 2.20 | 2.36 | 2.72 |
| **сумма** | 100 | 100 | 100 | 100 |
| *Формульные коэффициенты* | | | | |
| **Na** | 0.049 | – | – | 0.100 |
| **Mg** | 1.133 | 1.017 | 1.016 | 1.139 |
| **Al** | 0.213 | 0.082 | 0.097 | 0.170 |
| **Si** | 2.079 | 2.033 | 2.024 | 2.081 |
| **Ca** | 0.795 | 0.914 | 0.910 | 0.772 |
| **Ti** | 0.008 | – | – | – |
| **Cr** | 0.042 | 0.024 | 0.030 | 0.029 |
| **$Fe^{2+}$** | 0.073 | 0.069 | 0.074 | 0.088 |
| *Миналы* | | | | |
| ***En*** | 0.566 | 0.508 | 0.508 | 0.570 |
| ***Fs*** | 0.036 | 0.034 | 0.037 | 0.044 |
| ***Wo*** | 0.397 | 0.457 | 0.455 | 0.386 |

*Примечания:* столбцы: 1 — лерцолит, 2 —гарцбургит, 3–4 — пироксенит (3 — жила в лерцолите); n — количество анализов.

*Notes:* columns: 1 — harzburgite, 2 — lherzolite, 3–4 — pyroxenite (3 — vein in lherzolite); n — number of analyses.

*Оливин* $(Mg,Fe)_2SiO_4$ — главный минерал большинства пород массива Нурали, на его долю приходится от 10 до 100 объемных процентов пород (от пироксенитов до дунитов соответственно), обычно — 70–95% (в перидотитах). Оливин высокомагнезиален, доля форстеритового минала составляет 0.88–0.93, среднее значение — 0.904.

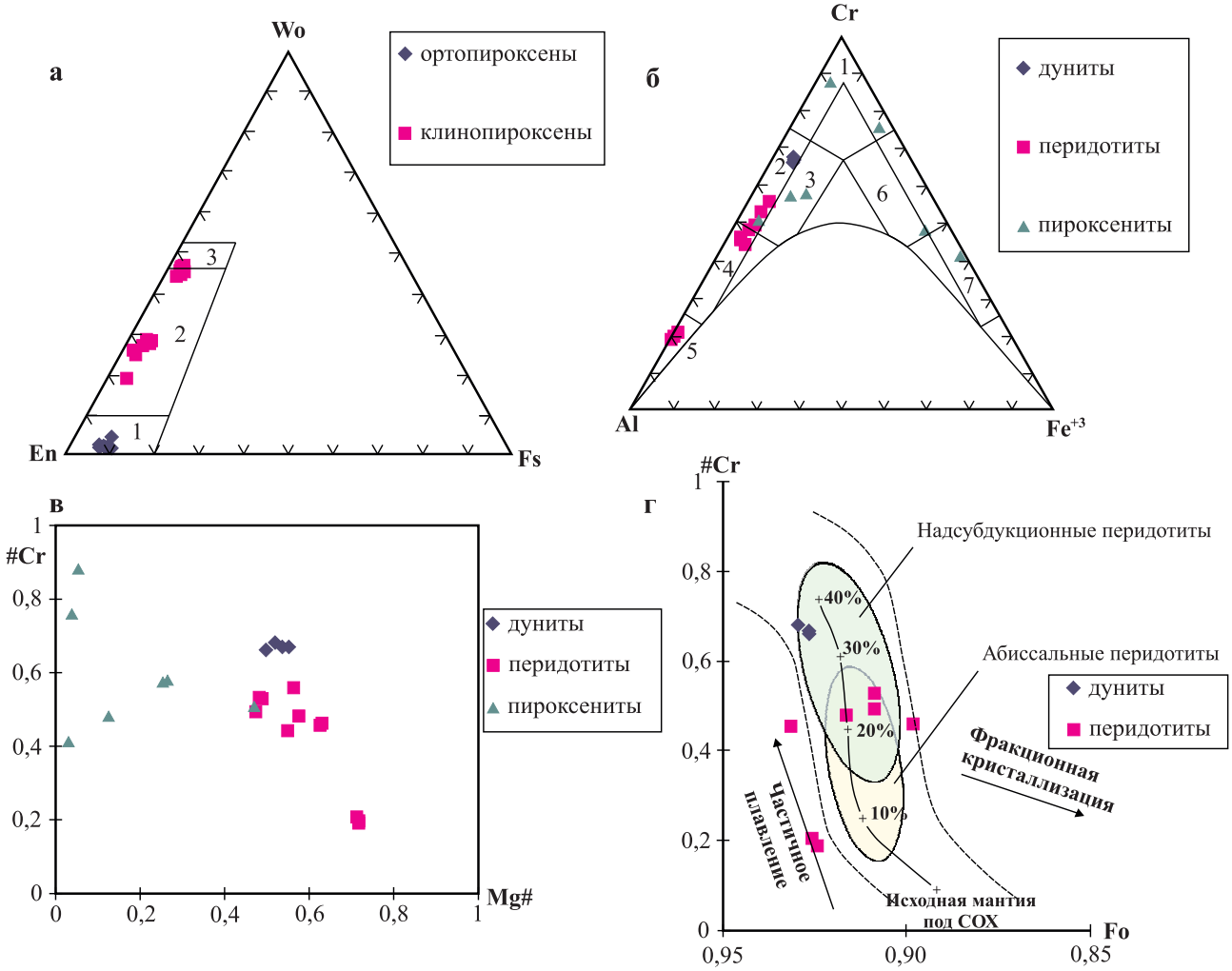


**Рис. 4. Диаграммы химических составов исследованных минералов**

а — состав пироксенов (миналы: En — $Mg_2Si_2O_6$; Wo — $Ca_2Si_2O_6$; Fs — $Fe_2Si_2O_6$); поля минералов [Добрецов и др., 1971]: 1 — энстатит, 2 — энстатит-диопсид, 3 — диопсид; б — положение хромшпинелидов из дунитов, перидотитов и пироксенитов массива Нурали на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [1949] по составу трехвалентных катионов: 1 — хромит, 2 — алюмохромит, 3 — субферриалюмохромит, 4 — хромпикотит, 5 — пикотит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — хроммагнетит; в — состав хромшпинелидов в координатах #Cr–#Mg, ат. кол-ва); г — диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации [Arai, 1994] (пунктир — границы тренда частичного плавления мантийного субстрата; стрелка — направление тренда, которое наблюдалось бы при кристаллизации вещества из расплава).

**Fig. 4. Diagrams of chemical compositions of the studied minerals**

a — pyroxene composition (minals: En — $Mg_2Si_2O_6$; Wo — $Ca_2Si_2O_6$; Fs — $Fe_2Si_2O_6$); mineral elds [Dobretsov et al., 1971]: 1 — enstatite, 2 — enstatite-diopside, 3 — diopside; б — location of chromospinelides from dunites, peridotites and pyroxenites of the Nurali massif on the classification diagram N.V. Pavlov [1949] on the composition of trivalent cations: 1 — chromite, 2 — aluminochromite, 3 — subferrialumochromite, 4 — chrompycotite, 5 — picotite, 6 — subalumoferrichromite, 7 — chromagnetite; в — chromspinelide composition in coordinates #Cr–#Mg, at. amounts); г — diagram of the olivine spinel mantle association [Arai, 1994] (dotted line — boundary of the mantle substrate partial melting trend; arrow — trend direction, which would be observed during crystallization of the substance from the melt).

Магнезиальность оливина падает в ряду дунит–гарцбургит–лерцолит–пироксенит, а железистость, соответственно, возрастает. Содержание никеля в ряду также падает, хотя в перидотитах и жиле на границе с перидотитом оно одинаково — 0.37% NiO (табл. 3).

Одна из типичных примесей, встречающаяся почти во всех изученных зернах оливина (кроме части зерен оливина в пироксенитах) — никель. Содержания его в оливине, так же как и железистость, варьируют в зависимости от породы. Наибольшие его содержания в оливине дунитов в среднем

0.44% NiO, в перидотитах — 0.37%, в пироксенитах — 0.15%. В пироксенитах иногда никель содержится в количествах ниже предела обнаружения, среднее значение содержаний выше этого предела — 0.35%.

Таблица 3. Средние составы оливина из изученных образцов ультрамафитов массива Нурали
Table 3. Average compositions of olivine from the studied samples of ultramafites of the Nurali massif

| n | 3 | 7 | 1 | 4 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|
| **MgO** | 51.64 | 50.65 | 50.31 | 49.69 | 48.12 |
| **$SiO_2$** | 40.72 | 40.85 | 40.30 | 40.51 | 40.02 |
| **$Cr_2O_3$** | – | 0.42 | – | – | 0.29 |
| **MnO** | – | 0.21 | – | – | 0.26 |
| **FeO** | 7.19 | 7.98 | 9.02 | 9.43 | 11.59 |
| **NiO** | 0.44 | 0.37 | 0.37 | 0.37 | 0.28 |
| Формульные коэффициенты | | | | | |
| **Mg** | 1.855 | 1.837 | 1.818 | 1.808 | 1.762 |
| **Si** | 0.983 | 0.997 | 0.978 | 0.990 | 0.984 |
| **Cr** | – | 0.008 | – | – | 0.006 |
| **Mn** | – | 0.004 | – | – | 0.005 |
| **Fe** | 0.145 | 0.163 | 0.182 | 0.192 | 0.238 |
| **Ni** | 0.009 | 0.007 | 0.007 | 0.007 | 0.006 |
| Миналы | | | | | |
| ***Fo*** | 0.928 | 0.919 | 0.909 | 0.904 | 0.881 |
| ***Fa*** | 0.072 | 0.081 | 0.091 | 0.096 | 0.119 |

*Примечания:* столбцы: 1 — дунит, 2 — гарцбургит, 3 — лерцолит, 4–5 — пироксенит (4 — жила в лерцолите); n — количество анализов.
*Notes:* columns: 1 — dunite, 2 — harzburgite, 3 — lherzolite, 4–5 — pyroxenite (4 — vein in lherzolite); n — number of analyses.

*Хромшпинелид* $(Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$ — акцессорный минерал, встречающийся в ультраосновных породах массива Нурали повсеместно в количествах менее 3%, в бедной хромовой руде его содержание достигает 30%. С точки зрения классификации по химическому составу хромшпинелиды из дунитов соответствуют алюмохромиту, из перидотитов — алюмохромиту, хромпикотиту и пикотиту. Составы хромшпинели из пироксенитов принадлежат более широкому спектру составов — хромиту, субферриалюмохромиту, хроммагнетиту. Состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов и перидотитов характеризуется значительными вариациями содержаний $Al_2O_3$ и $Cr_2O_3$ и низкими концентрациями $Fe_2O_3$. Довольно часто встречающиеся примеси — ванадий и титан. Содержание ванадия в хромшпинелидах увеличивается от дунита к пироксениту (табл. 4). От лерцолитов к дунитам составы шпинелидов образуют тренд, выраженный в одновременном увеличении концентрации $Cr_2O_3$ и $Fe_2O_3$ (см. рис. 4 б).

Наиболее близкие к перидотитовым фигуративные точки на диаграмме (см. рис. 4 б) принадлежат хромшпинелидам из тонкой пироксенитовой жилы в лерцолите. Возможно, изменение состава связано с взаимодействием вмещающего перидотита и расплава, сформировавшего пироксенит.

Таблица 4. Средние составы хромшпинелидов из ультрамафитов массива Нурали
Table 4. Average compositions of Cr-spinel grains from ultramafic rocks of the Nurali massif

| n | 4 | 7 | 4 | 2 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|
| **MgO** | 11.01 | 15.39 | 10.90 | 10.20 | 2.88 |
| **$Al_2O_3$** | 14.43 | 37.28 | 22.85 | 23.78 | 6.19 |
| **CaO** | – | – | – | – | 0.05 |
| **$TiO_2$** | 0.20 | – | – | – | 0.65 |
| **$V_2O_5$** | – | 0.05 | 0.08 | 0.20 | 0.47 |
| **$Cr_2O_3$** | 52.82 | 30.38 | 43.22 | 41.42 | 31.96 |
| **MnO** | – | – | – | – | 0.73 |
| **FeO** | 21.54 | 16.83 | 22.95 | 24.40 | 57.08 |
| **ZnO** | – | 0.07 | – | – | – |
| Формульные коэффициенты | | | | | |
| **Mg** | 0.527 | 0.648 | 0.502 | 0.471 | 0.149 |
| **Al** | 0.557 | 1.258 | 0.849 | 0.885 | 0.252 |
| **Ca** | – | – | – | – | 0.002 |
| **Ti** | 0.005 | – | – | – | 0.018 |
| **V** | – | 0.001 | 0.002 | 0.004 | 0.011 |
| **Cr** | 1.340 | 0.693 | 1.057 | 1.014 | 0.888 |
| **Mn** | – | – | – | – | 0.022 |
| **$Fe^{2+}$** | 0.474 | 0.352 | 0.498 | 0.529 | 1.352 |
| **$Fe^{3+}$** | 0.103 | 0.049 | 0.094 | 0.102 | 0.360 |
| **Zn** | – | 0.001 | – | – | – |
| **#Cr** | 0.670 | 0.348 | 0.528 | 0.507 | 0.615 |
| **#Mg** | 0.527 | 0.647 | 0.502 | 0.471 | 0.128 |

*Примечания:* столбцы: 1 — дунит, 2 — гарцбургит, 3 — лерцолит, 4–5 — пироксенит (4 — жила в лерцолите); n — количество анализов; #Cr — доля хрома среди трехвалентных катионов — $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$; #Mg — доля магния среди двухвалентных катионов — $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ в хромшпинелиде.

*Notes:* columns: 1 — dunite, 2 — harzburgite, 3 — lherzolite, 4–5 — pyroxenite (4 — vein in lherzolite); n — number of analyses; #Cr — chromium share among trivalent cations — $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$; #Mg — magnesium share among divalent cations — $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ in chromospinelide.

На бинарной диаграмме отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости для дунитов и перидотитов. Вариации содержаний магния и двухвалентного железа не столь значительны (0.5–0.7 #Mg для реститовых ультрамафитов), в хром-

шпинелидах из пироксенитов заметные тренды #Cr–#Mg не обнаруживаются (см. рис. 4 в).

Для количественного отображения влияния процесса частичного плавления при образовании породы принято использовать диаграмму оливин-шпинелевой мантийной ассоциации — OSMA [Arai, 1994]. При ее построении используются данные по химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида. Большинство фигуративных точек сосуществующих оливинов и хромшпинелидов на диаграмме OSMA попадает в поля, оконтуренные с использованием данным экспериментов по частичному плавлению мантийных лерцолитов. При этом составы пар оливин – хромшпинелид в изученных перидотитах соответствуют 20–30% частичному плавлению, в дунитах же — значительно большим степеням — до 30–40% (см. рис. 4 г).

## Определение температур минеральных равновесий

Одним из широко применяемых методов оценки термодинамических условий образования глубинных горных пород является сравнение химизма сосуществующих минералов переменного состава в конкретном образце с экспериментально определенными фазовыми соответствиями в данной минеральной системе. При этом предполагается, что при данных значениях температуры и давления выполняется условие равенства химических потенциалов компонентов во всех минералах (фазах) кристаллической породы [Перчук, Рябчиков, 1976].

Для шпинелевых перидотитов мантийного происхождения наиболее часто используемыми для получения термодинамической информации являются пары оливин – хромшпинелид и ортопироксен – клинопироксен. В оливин-хромшпинелевых геотермометрах определяются коэффициенты распределения Mg и Fe, а в двупироксеновых версиях геотермометров оценки температур проводятся по распределению Ca и Mg. На основе высокотемпературных экспериментов с данными минералами, начиная с 1970–х годов, разработаны различные версии геотермометров, геобарометров и оксибарометров.

Для определения температур минеральных равновесий в изученных ультрамафитах были использованы оливин-шпинелевые геотермометры Редера-Кемпбэлла-Джемисона, Оно, Фабри, а также двупироксеновые термометры Вуда-Банно и Веллса. Расчет температур минеральных равновесий в пироксеновых парах из пироксенитовых жил показал более высокие значения — в основном 1000–1150°C (табл. 5).

При помощи данных химического состава сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида были вычислены температуры установления химических равновесий в этих минералах. Температура закрытия обменных реакций между оливином и шпинелидами перидотитов по большинству пар находится в пределах 580–830°C. Соответствующая температура для оливина и шпинели дунитов выше — примерно 770–840°C (табл. 6).

Таблица 5. Оценка температуры образования пироксенитовых жил по пироксеновым геотермометрам
Table 5. Estimation of pyroxenite vein formation temperature with two-pyroxene geothermometers

| № образца | 21 | | | 26 | | 20 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Opx (№ ан.) | 169 | 170 | 172 | 205 | 201 | 162 |
| Mg | 1.770 | 1.764 | 1.775 | 1.776 | 1.777 | 1.549 |
| Al (IV) | 0.044 | 0.042 | 0.051 | 0.067 | 0.067 | 0.041 |
| Al (VI) | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.002 | 0.000 |
| Si | 1.956 | 1.951 | 1.938 | 1.933 | 1.933 | 1.936 |
| Ca | 0.018 | 0.025 | 0.033 | 0.028 | 0.036 | 0.382 |
| Cr | 0.015 | 0.012 | 0.013 | 0.016 | 0.013 | 0.000 |
| Mn | 0.000 | 0.007 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe | 0.196 | 0.197 | 0.190 | 0.176 | 0.173 | 0.092 |
| Fe-M1 | 0.098 | 0.099 | 0.095 | 0.088 | 0.087 | 0.056 |
| Mg-M1 | 0.886 | 0.889 | 0.891 | 0.892 | 0.898 | 0.944 |
| Fe-M2 | 0.098 | 0.097 | 0.093 | 0.088 | 0.085 | 0.035 |
| Mg-M2 | 0.884 | 0.870 | 0.873 | 0.884 | 0.879 | 0.584 |
| aMg(Opx) | 0.784 | 0.773 | 0.778 | 0.788 | 0.789 | 0.551 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| xFe(Opx) | 0.100 | 0.100 | 0.097 | 0.090 | 0.089 | 0.056 |
| cpx (№ ан.) | 168 | 171 | 173 | 206 | 202 | 161 |
| Na | 0.089 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 1.147 | 0.971 | 0.959 | 0.979 | 0.968 | 0.957 |
| Al (IV) | 0.159 | 0.022 | 0.013 | 0.047 | 0.052 | 0.060 |
| Al (VI) | 0.146 | 0.035 | 0.054 | 0.045 | 0.041 | 0.050 |
| Si | 1.841 | 1.978 | 1.987 | 1.953 | 1.948 | 1.940 |
| Ca | 0.468 | 0.899 | 0.900 | 0.877 | 0.895 | 0.900 |
| Cr | 0.047 | 0.021 | 0.019 | 0.031 | 0.027 | 0.021 |
| Fe2+ | 0.103 | 0.074 | 0.068 | 0.068 | 0.068 | 0.072 |
| Fe-M1 | 0.066 | 0.067 | 0.061 | 0.060 | 0.061 | 0.065 |
| Mg-M1 | 0.740 | 0.877 | 0.865 | 0.864 | 0.870 | 0.864 |
| Fe-M2 | 0.036 | 0.007 | 0.007 | 0.008 | 0.007 | 0.007 |
| Mg-M2 | 0.407 | 0.094 | 0.093 | 0.115 | 0.098 | 0.093 |
| aMg(Cpx) | 0.301 | 0.083 | 0.081 | 0.099 | 0.085 | 0.081 |
| xFe(Cpx) | 0.082 | 0.071 | 0.066 | 0.065 | 0.066 | 0.070 |
| K | 0.384 | 0.107 | 0.104 | 0.126 | 0.108 | 0.146 |
| lnK | –0.957 | –2.236 | –2.264 | –2.070 | –2.229 | –1.923 |
| Вэллс | 1339 | 985 | 981 | 1027 | 993 | 1083 |
| Вуд-Банно | 1351 | 1076 | 1075 | 1119 | 1092 | 1197 |
| среднее | 1345 | 1030 | 1028 | 1073 | 1042 | 1140 |

*Примечание:* в нижней части таблицы приведены оценки температур по данным геотермометров Вэллса, Вуда-Банно [Wells, 1977; Wood, Banno, 1973] и среднему значению между ними, °C с основными расчетными коэффициентами.

*Note:* the lower part of the table shows temperature estimates according to Wells, Wood-Banno geothermometers [Wells, 1977; Wood, Banno, 1973] and the average value between them, °C with the main calculation coef cients.

## Обсуждение результатов и выводы

Особенности химического состава минералов ультрамафитов Нурали образуют устойчивые взаимосвязи с минеральным составом образуемых ими пород. В ряду лерцолит – гарцбургит – дунит увеличивается магнезиальность и содержание никеля в оливине, в хромшпинелидах увеличивается хромистость и снижается содержание ванадия. Так, наиболее хромистые разновидности шпинелидов обнаруживаются в дуните. В ряду лерцолит – гарцбургит в зернах клинопироксена уменьшается содержание кальция и увеличивается содержание Mg, Al, Cr, Ti.

По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии образование перидотитов происходило при температурах 580–830 °C. Дуниты, которые претерпели бóльшие степени частичного плавления, чем перидотиты, образовались при температурах 770–840 °C. По расчетам двупироксеновых термометров внедрение материала пироксенитовых жил происходило при температурах 1000–1150 °C. Систематическое расхождение измеренных температур по двум парам минералов в ультрамафтах является хорошо известным фактом и обычно объясняется тем, что измеренные температуры «характеризуют не определенный изотермический эпизод метаморфизма, как это имеет место в случае регионально метаморфизованных пород, а фактически являются температурами закрытия соответствующих обменных реакций между минералами» [Базылев, 2003]. Кроме того, даже при использовании одной и той же пары минералов в одном и том же образце получаются различные температуры для зерен различного размера [Базылев, Силантьев, 2000], что объясняют обычно кинетическими особенностями разных обменных реакций, среди которых чаще всего учитываются характер остывания пород и взаимодействие с просачивающимися флюидами [Базылев, Каменецкий, 1998; Базылев, Силантьев, 2000; Ozawa, 1986 и др.].

Анализ диаграммы Fo – #Cr (см. рис. 4) показывает, что составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида из перидотитов и дунитов соответствуют таковым, образующимся в экспериментах по частичному плавлению мантийных перидотитов. Но если степени плавления от 10 до 25% обычно считаются реалистичными и могут осуществляться в природных условиях верхней мантии [Рингвуд, 1981], то степени плавления 40%

Таблица 6. Оценка температуры образования ультрамафитов Нурали по оливин-шпинелевым геотермометрам
Table 6. Estimation of the temperature of formation of Nurali ultramafics with olivine-spinel geothermometers

| № | 18 | | | 22 | | 23 | | 27 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ол анализ | 145 | 147 | 152 | 178 | 178 | 192 | 191 | 214 |
| Mg | 1.864 | 1.796 | 1.833 | 1.852 | 1.852 | 1.860 | 1.854 | 1.818 |
| Fe | 0.136 | 0.204 | 0.167 | 0.148 | 0.148 | 0.140 | 0.146 | 0.182 |
| шп анализ | 146 | 148 | 151 | 183 | 177 | 190 | 189 | 211 |
| Mg | 0.626 | 0.629 | 0.577 | 0.717 | 0.717 | 0.521 | 0.537 | 0.488 |
| Al | 1.018 | 1.014 | 0.953 | 1.597 | 1.597 | 0.547 | 0.551 | 0.851 |
| Cr | 0.912 | 0.923 | 0.965 | 0.393 | 0.393 | 1.361 | 1.337 | 1.056 |
| $Fe^{2+}$ | 0.373 | 0.371 | 0.423 | 0.283 | 0.283 | 0.480 | 0.464 | 0.512 |
| $Fe^{3+}$ | 0.070 | 0.063 | 0.082 | 0.010 | 0.010 | 0.091 | 0.112 | 0.092 |
| α | 0.456 | 0.461 | 0.482 | 0.197 | 0.197 | 0.681 | 0.669 | 0.528 |
| β | 0.509 | 0.507 | 0.477 | 0.798 | 0.798 | 0.274 | 0.275 | 0.426 |
| γ | 0.035 | 0.031 | 0.041 | 0.005 | 0.005 | 0.046 | 0.056 | 0.046 |
| $X^{ol}_{Mg}$ | 0.932 | 0.898 | 0.916 | 0.926 | 0.926 | 0.930 | 0.927 | 0.909 |
| $X^{sp}_{Mg}$ | 0.626 | 0.629 | 0.577 | 0.717 | 0.717 | 0.520 | 0.537 | 0.488 |
| f' | 0.374 | 0.371 | 0.423 | 0.283 | 0.283 | 0.480 | 0.463 | 0.512 |
| Fa | 0.068 | 0.102 | 0.084 | 0.074 | 0.074 | 0.070 | 0.073 | 0.091 |
| *ln* Kd | 2.101 | 1.647 | 2.086 | 1.599 | 1.599 | 2.504 | 2.394 | 2.347 |
| РКД | 631 | 835 | 654 | 658 | 658 | 767 | 776 | 590 |
| Оно | 619 | 827 | 656 | 465 | 465 | 816 | 828 | 615 |
| Фабри | 663 | 807 | 686 | 588 | 588 | 843 | 839 | 651 |
| среднее | 638 | 823 | 666 | 571 | 571 | 809 | 814 | 619 |

*Примечания:* в нижней части таблицы приведены оценки температур по геотермометрам Редера-Кембелла-Джемисона (РКД), Оно, Фабри [Ono, 1983; Fabries, 1979; Roeder et al., 1979] и среднему значению между ними, °С. Номера образцов: 18, 22 — гарцбургит; 23 — дунит; 27 — лерцолит.

*Notes:* the lower part of the table contains temperature estimates from the Roeder-Campbell-Jamieson (РКД), Ono, and Fabries geothermometers [Ono, 1983; Fabries, 1979; Roeder et al., 1979] and the average value between them, °C. Sample numbers: 18, 22 — harzburgite; 23 — dunite; 27 — lherzolite.

и более, по мнению многих исследователей, вряд ли могли быть реализованы при существующих значениях геотерм в океанической мантии [Kelemen et al., 1995]. Из полученных нами данных следует, что лерцолиты и гарцбургиты сформировались при умеренных степенях частичного плавления, тогда как для образования дунитов необходимы слишком высокие доли расплава.

Среди альтернативных возможностей, которые могли способствовать образованию дунитов, обычно рассматриваются взаимодействие с просачивающимися расплавами базальтового или бонинитового состава [Kelemen et al., 1995 и др.], проработка восстановленными флюидами [Чащухин и др., 2007 и др.] либо твердофазное перераспределение минеральных частиц перидотитов внутри восходящего мантийного потока [Савельев, Федосеев, 2019]. На данном этапе исследований пока нельзя дать однозначный ответ о причинах выявленных минералого-геохимических закономерностей, так как для обоснованного выбора между всеми перечисленными вариантами образования дунитов недостаточно фактических данных.

*Исследования выполнены в рамках темы № 0246-2019-0078 Госзадания Минобрнауки РФ, электронно-микроскопическое изучение минералов проведено в ЦКП «Структурные и физико-механические исследования материалов» (ИПСМ РАН, г. Уфа).*

Список литературы:

*Базылев Б.А.* Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов: Дис… д-ра геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 2003. 371 с.

*Базылев Б.А., Каменецкий В.С.* Происхождение перидотитов офиолитового комплекса о-ва Маккуори, юго-западная часть Тихого океана // Петрология. 1998. Т. 6, № 4. С. 363–380.

*Базылев Б.А., Силантьев С.А.* Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов: 2. Офиолиты и ксенолиты // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 347–369.

*Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А., Соболев В.С.* Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

*Павлов Н.В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов: Труды ГИН АН СССР. 1949. Вып. 103. № 3. 91 с.)

*Перцев А.Н. Савельева Г.Н.* Расслоенная дунит-клинопироксенитовая серия в офиолитах массива Нурали, Южный Урал // Петрология. 1997. № 5. С. 541–551.

*Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

*Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.

*Рудник Г.Б.* Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68–100.

*Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.* Твердофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 1. С. 31–46. DOI: 10.18599/grs.2019.1.31-46

*Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабиров И.И.* О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования // ДАН. 2017. Т. 476, № 2. С. 200–204. DOI: 10.7868/S0869565217260176

*Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

*Савельева Г.Н., Денисова Е.А.* Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 2. С. 42–57.

*Сначёв А.В.* Геология и условия накопления углеродистых отложений Сиратурского рудного поля // Вестник АН РБ. 2019. Т. 32, № 3. С. 15–25. DOI: 10.24411/1728-5283-2019-10302

*Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В.* Кристаллохимия хромшпинели и окси-термобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. 310 с.

*Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.

*Fabries J.* Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultrama c complexes // Contrib. Miner. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 329–336.

*Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M.* Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused ow of melt in dunite channels // Nature. 1995. Vol. 375. P. 747–753.

*Ono A.* Fe-Mg partioning between spinel and olivine // J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 1983. Vol. 78. P. 115–122.

*Ozawa K.* Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from the Miyamori ultrama c complex, northeast Japan: Estimation of P-T-condition and igneous composition of minerals // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II. 1986. Vol. 21. P. 115–137.

*Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Gaggero L.* Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, Southern Urals // Tectonophys. 1997. Vol. 276. P. 163–180.

*Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E.* A Re-Evaluation of the Olivine-Spinel Geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 68. P. 325–334.

*Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib.Miner. Petrol. 1977. Vol. 62. P. 129–139.

*Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contr. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 42. P. 109–124.

## References:

Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, **113**, 191-204.

Bazylev B.A. (2003) *Petrologo-geokhimicheskaya evolyutsiya mantijnogo veshchestva v litosfere: sravnitel'noe izuchenie okeanicheskikh i al'pinotipnykh shpinelevykh peridotitov.* Dis. d-ra geol.-min. nauk. [Petrologic and geochemical evolution of mantle matter in the lithosphere: a comparative study of oceanic and alpinetype spinel peridotites. Cand. geol. and min. sci. diss.] Moscow, GEOKHI, 371 p. (In Russian).

Bazylev B.A., Kamenetskii V.S. (1998) Origin of peridotites from the ophiolitic complex of Macquarie Island, Southwest Paci c. *Petrologiya*, **6**(4), 363-380. (In Russian).

Bazylev B.A., Silant'ev S.A. (2000) Geodynamic interpretation of subsolidus recrystallization of mantle spinel peridotites: 2. Ophiolites and xenoliths. *Petrologiya*, **8**(4), 347-369. (In Russian).

Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V. (2007) *Kristallokhimiya khromshpineli i oksi-termobarometriya ul'tramafitov skladchatykh oblastei* [Crystallochemistry of chromospinel and oxy-thermobarometry of ultrama c folded regions]. Ekaterinburg, IGiG UrO RAN, 310 p. (In Russian).

Dobretsov N.L., Kochkin Yu.N., Krivenko A.P., Kutolin V.A., Sobolev V.S. (1971) *Porodoobrazuyuschie pirokseny* [Rock-forming pyroxenes]. Moscow, Nauka Publ., 454 p. (In Russian).

Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultrama c complexes. *Contrib. Miner. Petrol.*, **69**, 329-336.

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. (1995) Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused ow of melt in dunite channels. *Nature*, **375**, 747-753.

Ono A. (1983) Fe-Mg partioning between spinel and olivine. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **78**, 115-122.

Ozawa K. (1986) Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from the Miyamori ultrama c complex, northeast Japan: Estimation of P-T-condition and igneous composition of minerals. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*. Sec. 2, **21**, 115-137.

Pavlov N.V. (1949) *Himicheskii sostav hromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod ultraosnovnih intruzivov: Tr. In-ta geol. nauk AN SSSR* [Chemical composition of chromium spinelids due to petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusions: Proceedings of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences]. Series «Ore Deposits», Issue 103, (13), 91 p. (In Russian).

Perchuk L.L., Ryabchikov I.D. (1976) *Fazovoe sootvetstvie v mineral'nykh sistemakh* [Phase correspondence in mineral systems]. Moscow, Nedra Publ., 287 p. (In Russian).

Pertsev A.N. Savel'eva G.N. (1997) Strati ed dunite-clinopyroxenite series in ophiolites of the Nuraly massif, Southern Urals. *Petrologiya*, (5), 541-551. (In Russian).

Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Gaggero L. (1997) Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, southern Urals. *Tectonophys.*, **276**, 163-180.

Ringvud A.E. (1981) *Sostav i petrologiya mantii Zemli* [Composition and Petrology of the Earth's Mantle]. Moscow, Nedra Publ., 585 p. (In Russian).

Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. (1979) A Re-Evaluation of the Olivine-Spinel Geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 325-334.

Rudnik G.B. (1965) Ultrama c rocks petrogenesis in the Nurali massif, the South Urals. *Sootnoshenie magmatizma i metamorfizma v genezise ul'trabazitov* [Interrelation of magmatism and metamorphism in genesis of ultrabasic rocks]. Moscow, Nauka Publ., 68-100. (In Russian).

Savel'ev D.E., Fedoseev V.B. (2019) Solid-phase redistribution of mineral particles in the ascending mantle ow as a mechanism of chromite concentration in ophiolitic ultrama c rocks (by the example of Kraka ophiolites, Southern Urals). *Georesursy*, **21**(1), 31-46. DOI: 10.18599/grs.2019.1.31-46 (In Russian).

Savel'ev D.E., Puchkov V.N., Sergeev S.N., Musabirov I.I. (2017) On the deformation-induced decomposition of enstatite in mantle peridotites and its signi cance for partial melting and chromite formation processes. *Dokl. Akad. Nauk*, **476**(2), 200-204. (In Russian).

Savel'eva G.N. (1987) *Gabbro-ul'trabazitovye kompleksy ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoi okeanicheskoi kore* [Gabbro-ultrabasite complexes of the Ural ophiolites and their analogs in the modern oceanic crust]. Moscow, Nauka Publ., 230 p. (In Russian).

Savel'eva G.N., Denisova E.A. (1983) Structure and petrology of the Nurali ultrama c massif in the Southern Urals. *Geotektonika*, (2), 42-57. (In Russian).

Snachyov A.V. (2019) Geology and conditions of accumulation of carbonaceous deposits of the Siratur ore eld. *Vestnik Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan – Bulletin of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, **32**(3), 15-25. (in Russian).

Wells P.R.A. (1977) Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Miner. Petrol.*, **62**, 129-139.

Wood B.J., Banno S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, **42**, 109-124.

*Сведения об авторах:*

**Гатауллин Руслан Азатович**, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН); Кафедра геологии, гидрометеорологии и геоэкологии, Башкирский Государственный университет, г. Уфа. E-mail: rusgatln97@gmail.com

**Савельев Дмитрий Евгеньевич**, доктор геолого-минералогических 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: savl71@mail.ru

*About the authors:*

**Gataullin Ruslan Azatovich**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS): Bashkir State university, Ufa. E-mail: rusgatln97@gmail.com

**Saveliev Dmitrii 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: savl71@mail.ru

*УДК 552.13, 551.2* DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-7

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТАЛКАССКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ХУДОЛАЗОВСКИЙ КОМПЛЕКС)

**И. Р. Рахимов**

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: rigel92@mail.ru*

Проведены геологические исследования Талкасского габбрового массива, локализованного в зоне Талкасско-Сосновского разлома взбросо-сдвигового типа. Уточнены морфология и структурная позиция массива, выполнена минералого-петрографическая и петрогеохимическая характеристика пород. Установлено, что породы претерпели интенсивную метасоматическую переработку. Определено, что один из главных минералов пород — роговая обманка — кристаллизовался на позднемагматической и раннегидротермальной стадиях при температурах 432–511°С. Один из основных минералов гидротермального этапа — хлорит — формировался при температурах 56–115°С. Установлено, что состав апатита (низкая хлористость и почти полное отсутствие серы) свидетельствует о низком потенциале Талкасского массива на сульфидное оруденение.

Исходя из сходства геологического строения и вещественного состава, Талкасский массив соотнесен с продуктами III магматической фазы худолазовского комплекса, локализованными в Худолазовской мульде. Изотопный состав Sr и Nd пробы Талкасского массива (ISr(325) = 0.7032, $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 6.7$) укладывается в диапазон изотопных значений пород худолазовского комплекса: ISr(325) = 0.7032–0.7041, $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 5.3–10.3$. Но породы Талкасского массива имеют различия в геохимических характеристиках, выраженных в отсутствии негативной Nb-аномалии и заметного фракционирования редкоземельных элементов, в сравнении с габброидами массивов Худолазовской мульды.

*Ключевые слова:* худолазовский комплекс, Талкасский массив, габбро, минералогия, геохимия

# GEOLOGY, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF TALKAS GABBRO MASSIF (KHUDOLAZ COMPLEX)

**I. R. Rakhimov**

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Ufa, K. Marx st., 16/2, E-mail: rigel92@mail.ru*

Geological studies of the Talkas gabbro massif, localized at the Talkassko-Sosnovskiy fault of the reverse-strike-slip type were carried out. The morphology and structural position of the massif was clari ed, the mineralogical, petrographic and petrogeochemical characteristics of the rocks were described. The rocks have undergone intensive metasomatic alteration. It was determined that one of the main minerals of the rocks is hornblende, crystallized at the late magmatic and early hydrothermal stages at temperature of 432–511°C. One of the main minerals of hydrothermal stage, chlorite, was formed at temperature of 56–115°C. It was de ned that the apatite composition (low chlorine and very low sulfur contents) indicates a weak potential of Talkas massif for the sul de mineralization.

Based on the similarity of the geological structure and material composition, the Talkas massif was correlated with the intrusions of the III-d magmatic phase of the Khudolaz differentiated complex,

**Для цитирования:** *Рахимов И.Р.* Геологическое строение и вещественный состав Талкасского габбрового массива (худолазовский комплекс) // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 68–79. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-7.

**For citation:** *Rakhimov I.R.* (2021) Geology, mineralogy and geochemistry of Talkas gabbro massif (Khudolaz complex). *Geologicheskii vestnik*. No. 1. P. 68–79. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-7.

© И. Р. Рахимов, 2021

localized in the Khudolaz trough. The Sr and Nd isotopic composition of a sample of the Talkas massif (ISr(325) = 0.7032, $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 6.7$) ts into the range of isotopic values of the rocks of Khudolaz complex: ISr(325) = 0.7032–0.7041, $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 5.3–10.3$. However, it was revealed that the Talkas massif rocks have differences in geochemical characteristics — the absence of negative Nb-anomaly and noticeable fractionation of rare-earth elements in comparison with Khudolaz trough gabbro massifs.

*Keywords:* Khudolaz complex, Talkas massif, gabbro, mineralogy, geochemistry

## Введение

Худолазовский дифференцированный комплекс, специализированный на сульфидное Cu-Ni оруденение, развит в центральной части Южного Урала и объединяет более 50 массивов ультрамафит-мафитового состава, большая часть которых располагается в Худолазовской мульде. За пределами мульды известно лишь несколько интрузий комплекса [Сопко, Салихов, 1969], и все они изучены довольно слабо. К таковым можно отнести габбровый массив, расположенный у северо-западного берега озера Талкас. Сведения о нем приведены в отчете по результатам геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 [Цабадзе и др., 1982ф]. Автором настоящей статьи предлагается называть его *Талкасским габбровым массивом*. В 0.3–0.5 км к западу от массива в толщах улутауской свиты отмечаются пункты медной минерализации [Цабадзе и др., 1982ф]. Ввиду отсутствия специальных исследований структурно-геологической позиции и вещественного состава Талкасского массива автором проведено изучение его внутреннего строения, выполнено минералого-геохимическое описание габброидов. Проведено сопоставление массива с продуктами магматизма худолазовского комплекса, локализованными в Худолазовской мульде.

## Методы исследований

Полевые геологические исследования Талкасского массива проведены в 2020 г. Всего отобрано 5 образцов из краевых и центральной частей интрузии. Микроскопические исследования (6 шлифов) выполнены на оптическом поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40 A.

Определение состава силикатных и сульфидных минералов выполнено при помощи электронно-зондового микроанализатора Cameca SX100 в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.А. Замятин).

Химический состав пород определялся рентгенофлуоресцентным (петрогенные оксиды) и масс-спектрометрическим (микроэлементы) методами. XRF-анализ проведен на спектрометре Carl Zeiss VRA-30 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик В.Ф. Юлдашбаева). Анализ ICP-AES выполнен на спектрометре Shimadzu ICPE-9000 (АО «ИНХП», г. Уфа, аналитик З.Р. Биктимерова), ICP-MS — на квадрупольном масс-спектрометре Perkin Elmer ELAN 9000 (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики Д.В. Киселева и Н.В. Чередниченко).

## Результаты исследований и их обсуждение

### Структурная геология

Вмещающими породами Талкасского габбрового массива являются интенсивно трещиноватые буроцветные кремнистые отложения предположительно средне- или позднедевонского возраста. Замеры элементов их залегания автором не проводились, однако прослеживается общее восточное падение кремнистых толщ. Силициты пронизаны многочисленными кварцевыми и кварц-гетитовыми жилами. Предполагается, что с ними может быть связана и марганцевая минерализация. На геологических картах [Цабадзе и др., 1982ф] в качестве вмещающих пород изучаемой габбровой интрузии показаны терригенные и глинистые отложения зилаирской свиты (рис. 1а). Автором данной работы это не подтвердилось. Непосредственные контакты интрузии с вмещающими породами задернованы, однако нет ни единого признака конкордантности массива.

Талкасский массив приурочен к Талкасско-Сосновскому разлому (рис. 1а), разграничивающему Вознесенско-Присакмарскую зону и Ирендыкскую антиклиналь [Цабадзе и др., 1982ф; Серавкин и др., 2001]. Породы интрузии интенсивно трещиноваты, даже в крупных глыбах и валунах отмечается сеть тонких неровных трещин. С.Е. Знаменским разлом был диагностирован как левый взбросо-сдвиг с неустановленной амплитудой смещения. Автором данной статьи слева от автодороги «Исяново – Тубинский» в скальном обнажении Талкасского массива

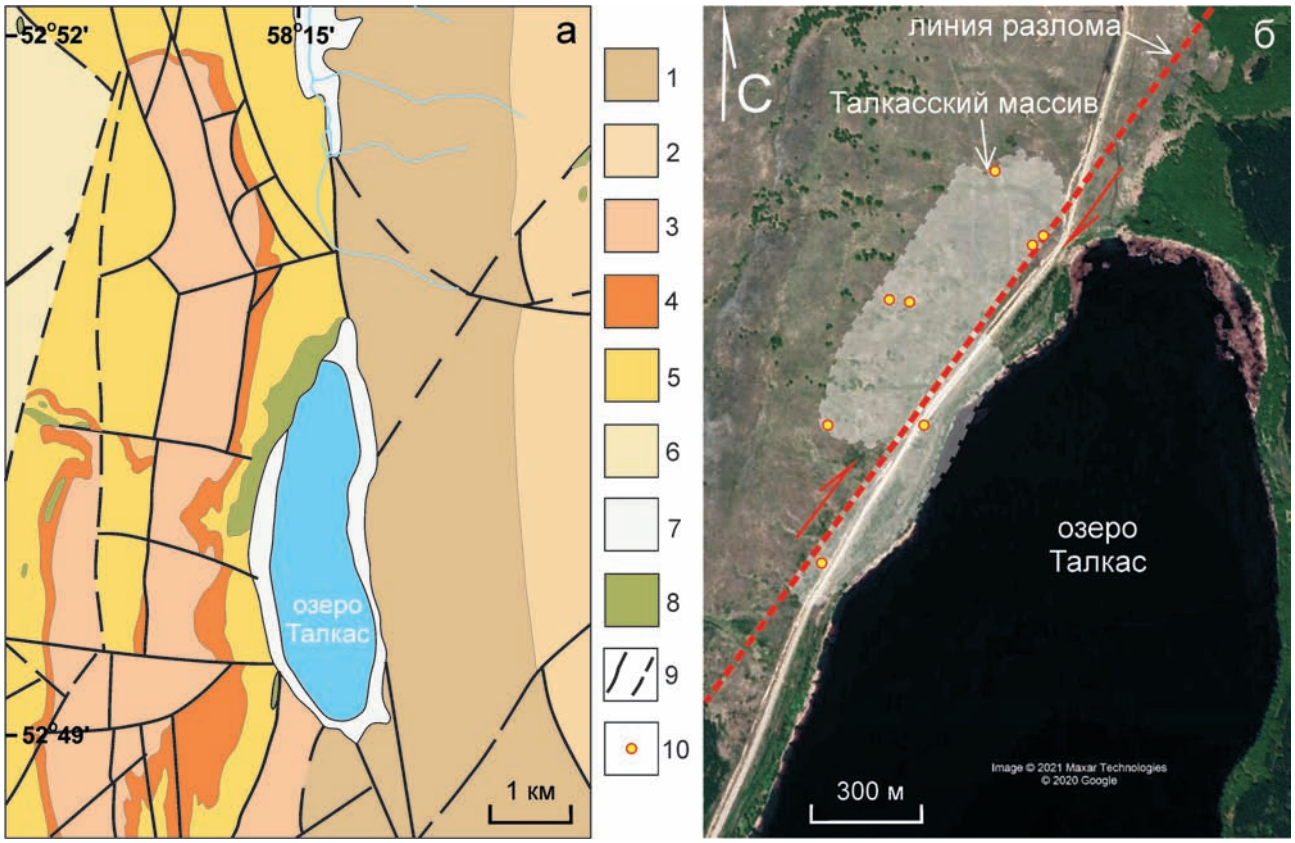


**Рис. 1. Фрагмент геологической карты Талкасской площади по [Цабадзе и др., 1982ф] (а) и морфология Талкасского массива в плане на спутниковой карте Google (б)**

*Условные обозначения:* 1 — туфы основного–среднего состава с прослоями кремней первой толщи ирендыкской свиты ($D_2ef$), 2 — туфы основного–среднего состава второй толщи ирендыкской свиты ($D_2ef$), 3 — туфы смешанного состава улутауской свиты ($D_{2-3}gv$), 4 — силициты мукасовской свиты ($D_3f$), 5 — терригенные породы первой подсвиты зилаирской свиты ($D_3f$), 6 — терригенные породы второй подсвиты зилаирской свиты ($D_3fm$–$C_1t_1$), 7 — четвертичные отложения, 8 — габброиды раннего карбона, 9 — установленные и предполагаемые разломы, 10 — точки наблюдения.

**Fig. 1. Talkas area geological map's fragment after [Tsabadze et al., 1982ф] (a) and Talkas massif morphology in plan on the Google satellite map (б)**

*Legend:* 1 — basic–intermediate composition tuffs with cherts interlayers of the First Unit of Irendyk Formation ($D_2ef$), 2 — basic–intermediate composition tuffs of the Second Unit of Irendyk Formation ($D_2ef$), 3 — mixed composition tuffs of Ulutau Formation ($D_{2-3}gv$), 4 — silicites of Mukas Formation ($D_3f$), 5 — terrigenous rocks of the First Subformation of Zilair Formation ($D_3f$), 6 — terrigenous rocks of the Second Subformation of Zilair Formation ($D_3fm$–$C_1t_1$), 7 — Quaternary sediments, 8 — Early Carboniferous gabbro, 9 — con rmed and assumed faults, 10 — observation points.

были обнаружены зеркала скольжения (рис. 2а, б), по скульптуре которых (уступы отрыва) в целом действительно можно предполагать левостороннюю кинематику разрыва. Зеркала скольжения выражены тонкой штриховкой и сопровождаются минерализацией, представленной тонкими корочками серпентина и более позднего кальцита. Измеренный азимут простирания сместителя СВ 60–65° не согласуется с общей субмеридиональной ориентацией Талкасско-Сосновского разлома [Цабадзе и др., 1982ф; Серавкин и др., 2001]. По мнению автора, это может быть связано с локализацией наблюдаемых зеркал скольжения на поверхности отдельного блока массива, испытавшего пост- или синсдвиговый поворот вокруг своей оси. Сместитель имеет близвертикальный уклон, а угол падения борозд в разных точках наблюдения меняется от 10° до 45°, что свидетельствует в пользу сбросового/взбросового характера сдвига. Простирание сдвига, судя по всему, примерно совпадает с направлением автодороги в месте нахождения массива. Однако, согласно проведенным наблюдениям, южнее параллели 52.85° находится только перемещенный блок массива (рис. 1б), выраженный в виде узкой зоны скоплений глыб

**Рис. 2. Коренные обнажения пород Талкасского массива: а и б — глыбово-трещиноватые выходы габбро с зеркалами скольжения, в — валунчатые выходы порфировидных габбро, г — альбититовые жилы в габбро**

**Fig. 2. Bedrock outcrops of Talkas gabbro massif rocks: a and б — block-fractured gabbro outcrops with slickenslides, в — boulder outcrops of porphyry gabbro, г — albitite veins in gabbro**

габбро слева от автодороги. Исходя из этого наблюдения, можно заключить, что разлом все же имеет правостороннюю кинематику (рис. 1б). Наиболее дальние глыбы находятся примерно в 0.6 км от основного тела массива, на основании чего предполагается, что амплитуда смещения крыльев по Талкасско-Сосновскому сдвигу-разлому составляет около 0.6 км. Таким образом, ввиду характера разрывного нарушения, формирование интрузии было связано непосредственно не с этим разломом, а с каким-то более древним, возможно, совпадавшим по простиранию.

Согласно полученным данным, массив вероятно представляет собой хонолит, длина основной части которого составляет около 900 м, ширина — около 300 м, мощность — не менее 40 м.

## Петрография

Петрографическое изучение образцов показало относительную однородность внутреннего строения Талкасского массива. Породы представлены метасоматизированными роговообманковыми габбро с пойкилоофитовой структурой (рис. 3а, б), типичной для габброидов худолазовского комплекса [Рахимов, 2017]. Самым распространенным минералом (~40–45 об.%) первично был плагиоклаз (в настоящее время полностью замещен вторичными образованиями) в виде таблитчатых кристаллов длиной до 2 мм. Кроме того, плагиоклаз был представлен и крупными вкрапленниками размером до 2–3 см (в порфировидных разновидностях габбро), иногда образующих сростки. Порфировидные габбро

(рис. 2в, 3а) выявлены в центральной части массива. В восточной части массива, в обнажении пород у дороги, наблюдаются альбититовые жилы (рис. 2г). Второй по распространенности первичный минерал — клинопироксен (~25–30 об. %), чаще всего представленный ксеноморфными ойкокристаллами размером до 1–2 мм. Весьма распространенным минералом также является роговая обманка (~20–30 об. %), которая часто псевдоморфно замещает пироксен, но иногда образует агрегаты, нарастающие на зерна пироксена без замещения. Главным рудным минералом (~5 об. %) являлся титаномагнетит, структуры распада которого широко распространены в породах. Из вторичных минералов широко распространены хлорит, пумпеллиит, альбит и глинистые минералы (типа смектита, гидромусковита). Они образуют сплошные массы, жилы, а также псевдоморфозы по первичным силикатам.

По внутреннему строению, петрографическим и минералогическим особенностям (в том числе составу минералов) породы Талкасского массива абсолютно идентичны габброидам из массивов Худолазовской мульды, отнесенных к III фазе магматизма худолазовского комплекса [Рахимов, 2017].

## Минералогия

Из первично магматических минералов сохранились клинопироксен, роговая обманка и некоторые акцессорные минералы. Плагиоклаз не был обнаружен даже в реликтовом виде. Судя по структуре пород, он являлся самым ранним минералом, выделившимся из силикатного расплава, а часть кристаллов (вкрапленники) формировалась еще на глубинном уровне — до места консолидации интрузии. Предположительно, плагиоклаз отвечал по составу лабрадору (по аналогии со схожими по минеральному составу породами массивов Худолазовской мульды — Улугуртауского, Бускунского, Султанкульского). Чаще всего он замещен соссюритом (мелкодисперсным агрегатом из серицита, хлорита, каолинита и других минералов) и **альбитом**. Последний образует полные или частичные (по краям) псевдоморфозы (рис. 3в, ж) и по составу (табл. 1) отвечает $An_{2.4–6.1}Ab_{93.7–97.6}Or_{0.1–0.2}$.

**Клинопироксен** представлен бесцветными трещиноватыми зернами, часто по краям (иногда и в центральной части) замещенными роговой обманкой (рис. 3г). Нередко пироксен частично замещен хлоритом, пумпеллиитом и амфиболами актинолит-тремолитового ряда. Кроме ксеноморфных интерстиционных зерен иногда встречаются и частично ограненные кристаллы, обычно изометричные. По химическому составу (табл. 1) пироксен весьма однороден и отвечает высококальциевому авгиту (рис. 4). Отмечается умеренно высокий уровень примесей (мас. %): Na ($Na_2O$ 0.5–0.6), Ti ($TiO_2$ 1.2–1.7) и Al ($Al_2O_3$ 2.5–3.4). В составе отдельных зерен не было выявлено зональности. Кристаллизация пироксена происходила из силикатного расплава после выделения плагиоклаза и позднее, либо одновременно с титаномагнетитом.

**Роговая обманка** образует частичные и полные псевдоморфозы по клинопироксену, а также самостоятельные зерна субидиоморфных и ксеноморфных очертаний (рис. 3а, б, д). Цвет минерала варьирует от бледно-бурого до насыщенно-коричневого. По химическому составу (табл. 1) она отвечает титанистому магнезиогастингситу. Кристаллизация

**Рис. 3. Микрофотографии пород Талкасского массива (проходящий свет): а — порфировидное измененное габбро, б — пойкилоофитовая структура в измененном габбро, в — зерно соссюритизированного плагиоклаза с альбитовой каймой, г — ойкокристалл клинопироксена с частичным замещением роговой обманкой, д — псевдоморфоза или «структура дорастания» роговой обманки по пироксену, е — зерно биотита в срастании с апатитом в интерстиции, ж — разбитый на блоки кристалл апатита в пумпеллиитовой матрице, з — структура распада титаномагнетита**

*Примечания:* на снимках а и б светлое — измененный плагиоклаз, бледно-бурое — пироксен, коричневое — роговая обманка, темно-серое — измененный титаномагнетит, желтовато-зеленое — хлорит с пумпеллиитом; *Alb* — альбит, *Ap* — апатит, *Bt* — биотит, *Chl* — хлорит, *Cpx* — клинопироксен, *Hbl* — роговая обманка, *Ilm* — ильменит, *Lcx* — лейкоксен, *Pmp* — пумпеллиит, *Sau* — соссюрит.

**Fig. 3. Photomicrographs of Talkas massif rocks (transmitted light): a — altered porphyry gabbro, б — poikiloophitic texture of altered gabbro, в — saussuritized plagioclase grain with albite rim, г — poikilitic clinopyroxene crystal partially replaced by hornblende, д — pseudomorph or “grow-up structure” of hornblende after pyroxene, e — biotite grain intergrowing with apatite in interstitial space, ж — fractured apatite crystal in pumpellyite matrix, з — titanomagnetite exsolution structure**

*Notes:* in gures a and б light-colored — altered plagioclase, pale brown — pyroxene, brown — hornblende, dark gray — altered titanomagnetite, yellowish-green — chlorite with pumpellyite; *Alb* — albite, *Ap* — apatite, *Bt* — biotite, *Chl* — chlorite, *Cpx* — clinopyroxene, *Hbl* — hornblende, *Ilm* — ilmenite, *Lcx* — leucoxene, *Pmp* — pumpellyite, *Sau* — saussurite.

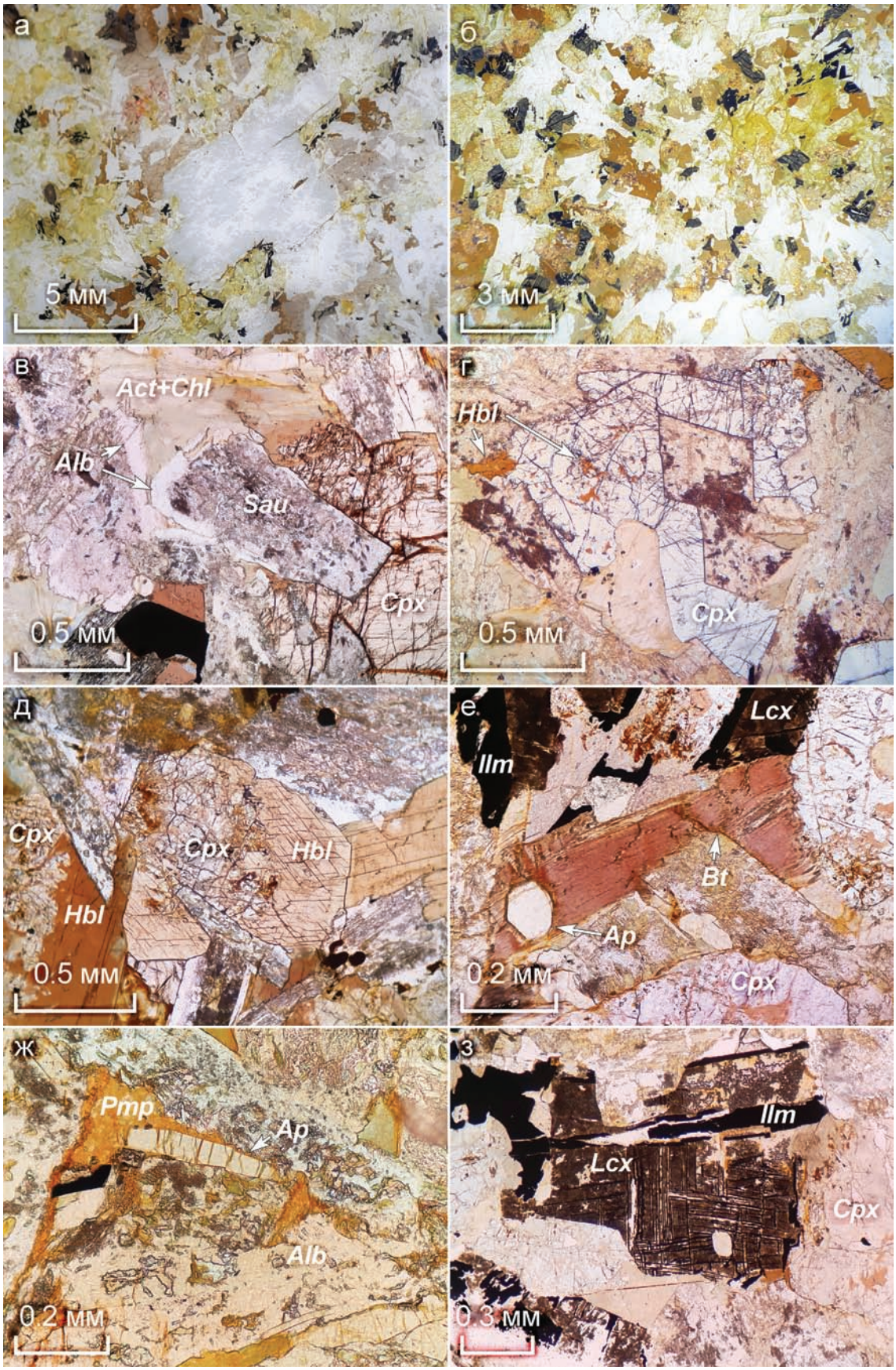
а
5 мм
б
3 мм
в
Act+Chl
Alb
Sau
Cpx
0.5 мм
г
Hbl
Cpx
0.5 мм
д
Cpx
Cpx
Hbl
Hbl
0.5 мм
е
Lcx
Ilm
Bt
Ap
Cpx
0.2 мм
ж
Pmp
Ap
Alb
0.2 мм
з
Ilm
Lcx
Cpx
0.3 мм

Таблица 1. Микрозондовые анализы силикатных минералов из пород Талкасского массива (здесь и далее в мас. %)

Table 1. Microprobe analyzes of silicate minerals from Talkas gabbro massif rocks (here and after in wt. %)

| №№ п/п | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Cr_2O_3$ | $Al_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 67.29 | 0.03 | 0 | 20.52 | 0.26 | 0.01 | 0.11 | 0.52 | 11.79 | 0.01 | 100.54 |
| 2 | 66.71 | 0.05 | 0 | 20.66 | 0.29 | 0 | 0.01 | 1.35 | 11.49 | 0.04 | 100.59 |
| 3 | 50.17 | 1.42 | 0.02 | 3.09 | 8.88 | 0.28 | 14.04 | 21.76 | 0.51 | 0 | 100.17 |
| 4 | 49.89 | 1.68 | 0 | 3.37 | 8.95 | 0.25 | 13.81 | 21.71 | 0.55 | 0 | 100.22 |
| 5 | 50.26 | 1.19 | 0 | 3 | 9.28 | 0.34 | 13.8 | 21.67 | 0.55 | 0.01 | 100.08 |
| 6 | 50.09 | 1.25 | 0.07 | 2.99 | 9.23 | 0.32 | 13.68 | 21.59 | 0.58 | 0.01 | 99.8 |
| 7 | 50.04 | 1.56 | 0.03 | 3.3 | 8.89 | 0.26 | 13.86 | 21.68 | 0.54 | 0 | 100.18 |
| 8 | 50.15 | 1.3 | 0 | 3.03 | 8.99 | 0.33 | 13.68 | 21.61 | 0.55 | 0 | 99.62 |
| 9 | 50.22 | 1.16 | 0 | 2.47 | 8.72 | 0.28 | 14.53 | 21.35 | 0.48 | 0 | 99.21 |
| 10 | 43.32 | 3.19 | 0 | 9.42 | 13.44 | 0.25 | 13.16 | 11.13 | 3.06 | 0.57 | 97.54 |
| 11 | 43.84 | 3.09 | 0 | 9.5 | 13.48 | 0.29 | 13.11 | 11.2 | 2.97 | 0.57 | 98.05 |
| 12 | 30.18 | 4.65 | 0 | 13.85 | 20.28 | 0.11 | 16.39 | 3.4 | 0.04 | 0.18 | 89.09 |
| 13 | 30.86 | 0 | 0.37 | 15.11 | 22.21 | 0.11 | 16.91 | 0.68 | 0.04 | 0.06 | 86.34 |

*Примечания:* 1, 2 — альбит, 3–9 — клинопироксен, 10, 11 — роговая обманка, 12, 13 — хлорит.
*Notes:* 1, 2 — albite, 3–9 — clinopyroxene, 10, 11 — hornblende, 12, 13 — chlorite.

роговой обманки, судя по ее взаимоотношениям с другими минералами, происходила на позднемагматической и пневматолитово-гидротермальной стадии, когда содержание воды в системе достигло значений, удовлетворяющих условиям стабильности минерала. Согласно экспериментальным данным,

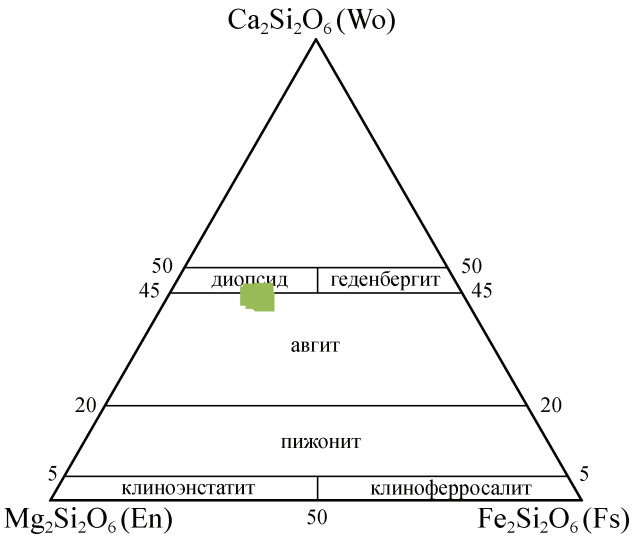


**Рис. 4. Классификационная диаграмма для пироксена из пород Талкасского габбрового массива [Morimoto, Kitamura, 1983]**

**Fig. 4. Ternary diagram for pyroxene from Talkas gabbro massif rocks after [Morimoto, Kitamura, 1983]**

для кристаллизации роговой обманки необходимо не менее 3–3.5 мас. % воды в расплаве [Naney, 1983; Bonechi et al., 2017]. Температура кристаллизации минерального парагенезиса «роговая обманка – альбит» (рассчитано по данным табл. 1) по методу итерации различных геотермометров Дж. Андерсона [Anderson, 1996] оценена в интервале 432–511 °C, давление — в диапазоне 4.5–5.6 кбар.

**Биотит** встречается редко в виде ксеноморфных зерен насыщенной бурой окраски в интерстициях (рис. 3е). Он часто псевдоморфно замещен хлоритом. Исходя из взаимоотношений биотита с другими минералами, предполагается, что он, как и роговая обманка, кристаллизовался в поздне- и постмагматических условиях.

**Хлорит** широко распространен в исследуемых породах, образуя сплошные массы совместно с другими постмагматическими силикатами — пумпеллиитом, актинолитом, соссюритом, а также частичные или полные псевдоморфозы по плагиоклазу и пироксену (рис. 3а–в). По химическому составу (табл. 1) диагностированы титанистый пикнохлорит (ан. 12, предположительно продукт замещения биотита) и диабантин (ан. 13). Исходя из этих данных, PT-условия кристаллизации хлорита по методу, описанному в работе [Lanari et al., 2014], оценены в 56–115 °C и 3.1–4.8 кбар.

**Магнетит** обнаружен в виде мелких реликтовых и новообразованных зерен в ассоциации

с вторичными силикатами. В первом случае магнетит является продуктом распада титаномагнетита, который не сохранился даже в виде реликтов. Обычно титаномагнетит полностью замещен лейкоксеном (рис. 3е, з). В химическом составе магнетита установлены примеси (мас.%): Ti ($TiO_2$ 3.8), Cr ($Cr_2O_3$ 0.3), V ($V_2O_3$ 0.5) и других сидерофильных элементов (табл. 2). Состав вторичного магнетита, представленного очень мелкими (<0.1 мм) зернами, не изучался.

**Ильменит** обычно слагает пластинчатые зерна в структурах распада титаномагнетита (рис. 3е, з), но иногда образует довольно крупные (>1 мм в длину) самостоятельные субидиоморфные кристаллы (рис. 5а). Последние, вероятно, кристаллизовались из силикатного расплава в позднемагматическую стадию. В химическом составе ильменита выявлены примеси V ($V_2O_3$ 0.1–0.2 мас.%), Al ($Al_2O_3$ 0.2 мас.%), Mn (MnO 2.0–2.3 мас.%), Mg (MgO до 0.07 мас.%).

Таблица 2. Микрозондовые анализы магнетита и ильменита из пород Талкасского массива

Table 2. Microprobe analyzes of magnetite and ilmenite from Talkas gabbro massif rocks

| №№ | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Cr_2O_3$ | $V_2O_3$ | $Al_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | NiO | ZnO | CoO | $Na_2O$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1.22 | 3.81 | 0.32 | 0.51 | 1.33 | 86.72 | 0.05 | 0.21 | 0.51 | 0.02 | 0.06 | 0 | 0.05 | 94.81 |
| 2 | 0.05 | 49.45 | 0.02 | 0.13 | 0.15 | 47.25 | 2.16 | 0.07 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0 | 0 | 99.37 |
| 3 | 0.01 | 49.66 | 0.04 | 0.16 | 0.21 | 47.58 | 2.25 | 0.03 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 99.95 |
| 4 | 0 | 48.04 | 0 | 0.17 | 0.17 | 48.79 | 2.15 | 0.07 | 0.01 | 0 | 0 | 0.03 | 0 | 99.43 |
| 5 | 0.02 | 47.55 | 0.01 | 0.23 | 0.23 | 48.96 | 2.01 | 0.05 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 99.06 |

*Примечания:* 1 — магнетит, 2–5 — ильменит.

*Notes:* 1 — magnetite, 2–5 — ilmenite.

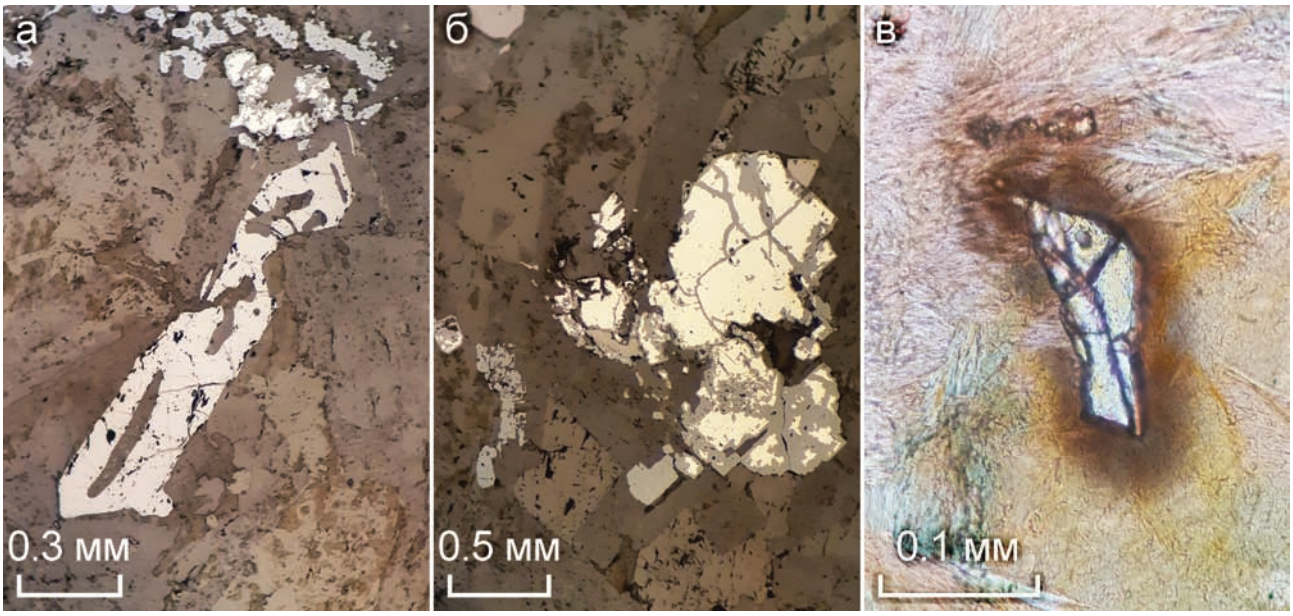


**Рис. 5. Микрофотографии пород Талкасского габбрового массива: а — скелетный кристалл ильменита, б — гематитизированный агрегат пирита, в — зерно циркона, образующее гало во вторичной силикатной матрице**

*Примечания:* а и б — отраженный свет, в — проходящий свет.

**Fig. 5. Photomicrographs of Talkas gabbro massif rocks: a — skeletal ilmenite crystal, б — hematitized pyrite, в — zircon crystal forms halo in secondary silicate matrix**

*Notes:* a and б — re ected light, в — transmitted light.

**Апатит** является характерным акцессорным минералом изучаемых пород, встречаясь в виде идиоморфных дипирамидальных кристаллов в срастании с роговой обманкой и биотитом (рис. 3е). Во вторичной силикатной матрице наблюдаются интенсивно трещиноватые зерна апатита (рис. 3ж). Апатит кристаллизовался на позднемагматической стадии, однако предполагается, что часть мелких зерен, ассоциирующих с хлоритом и актинолитом, формировалась в гидротермальную стадию. По химическому составу (табл. 3) он может быть отнесен к фторапатиту (рис. 6). В нем отмечаются низкие концентрации Cl (0.11–0.24 мас.%) и S ($SO_3$ <0.1 мас.%), что в условиях интенсивной гидротермальной переработки пород свидетельствует о низком потенциале Талкасского массива на сульфидное оруденение [Рахимов и др., в печати].

По данным табл. 3 были рассчитаны кристаллохимические формулы апатита (содержание воды вычислено по стехиометрии):

**Пирит** встречается достаточно редко в виде ксеноморфных изометричных зерен в промежутках кристаллов плагиоклаза. Обычно пирит частично или полностью гематитизирован (рис. 5б). Судя по его взаимоотношениям с другими минералами и крайне низкой сернистости апатита [Рахимов и др., в печати], пирит, вероятно, является первичномагматическим. Предполагается, что он кристаллизовался из сульфидной жидкости, выделившейся из силикатного расплава на позднемагматической стадии. Низкая концентрация серы в породах указывает на то, что сульфидное насыщение могло быть достигнуто лишь при значительной степени закристаллизованности магмы. В пирите установлено низкое количество примесей — Ni до 0.1 мас.%, Cu и As — на уровне предела обнаружения (табл. 4).

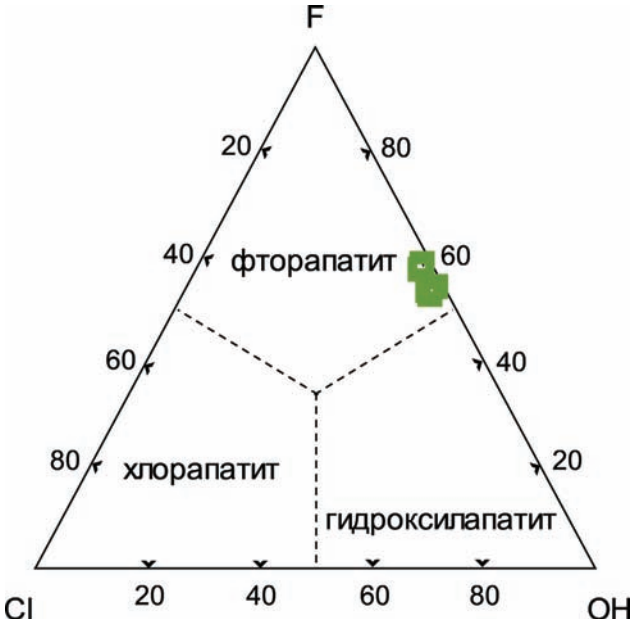


**Рис. 6. Треугольная диаграмма F–Cl–OH для апатита из пород Талкасского габбрового массива**

**Fig. 6. Ternary diagram F–Cl–OH for apatite from Talkas gabbro massif rocks**

**Циркон** встречается очень редко в ассоциации с роговой обманкой и биотитом, а также вторичными силикатами (рис. 5в). Наблюдаются как хорошо ограненные призматические кристаллы циркона, так и ксеноморфные. Кристаллизация минерала, судя по всему, происходила на позднемагматической и гидротермальной стадиях. Вокруг зерен циркона наблюдаются плеохроические гало —

Таблица 3. Микрозондовые анализы апатита из пород Талкасского габбрового массива

Table 3. Microprobe analyzes of apatite from Talkas gabbro massif rocks

| №№ | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | F | $P_2O_5$ | Cl | $SO_3$ | SrO | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 0.24 | 0 | 0.23 | 0.08 | 0.14 | 53.68 | 0.08 | 1.99 | 42.08 | 0.24 | 0 | 0.08 | 98.84 |
| 2 | 0.24 | 0 | 0.26 | 0.22 | 0.11 | 54.3 | 0.07 | 1.96 | 42.34 | 0.23 | 0 | 0.09 | 99.82 |
| 3 | 0.18 | 0.01 | 0.26 | 0 | 0.27 | 55.02 | 0 | 2.17 | 40.56 | 0.11 | 0 | 0.03 | 98.62 |
| 4 | 0.15 | 0 | 0.35 | 0.05 | 0.25 | 55.11 | 0.02 | 2.15 | 41.1 | 0.13 | 0.01 | 0.12 | 99.43 |
| 5 | 0.15 | 0.02 | 0.33 | 0.03 | 0.21 | 55.2 | 0.05 | 2.03 | 41.32 | 0.14 | 0.06 | 0.13 | 99.68 |
| 6 | 0.17 | 0 | 0.33 | 0.06 | 0.26 | 55.11 | 0 | 2.17 | 41.59 | 0.14 | 0.04 | 0.03 | 99.9 |

1. $(Ca_{4.90}, Na_{0.01}, Mn_{0.01}, Fe_{0.02}, Mg_{0.02})_{4.96} (P_{3.04}, Si_{0.02})_{3.06} (Cl_{0.03}, F_{0.54}, (OH)_{0.43})$,
2. $(Ca_{4.96} Na_{0.01} Mn_{0.02} Fe_{0.02} Mg_{0.01})_{5.02} (P_{3.05}, Si_{0.02})_{3.08} (Cl_{0.03}, F_{0.53}, (OH)_{0.44})$,
3. $(Ca_{5.02}, Na_{0.01}, Fe_{0.02}, Mg_{0.03})_{5.08} (P_{2.93}, Si_{0.02})_{2.94} (Cl_{0.02}, F_{0.58}, (OH)_{0.40})$,
4. $(Ca_{5.03}, Sr_{0.01}, Fe_{0.02}, Mg_{0.03})_{5.1} (P_{2.97}, Si_{0.01})_{2.98} (Cl_{0.02}, F_{0.58}, (OH)_{0.40})$,
5. $(Ca_{5.04}, Sr_{0.01}, Na_{0.01}, Fe_{0.02}, Mg_{0.03})_{5.11} (P_{2.98}, Si_{0.01})_{3.00} (Cl_{0.02}, F_{0.55}, (OH)_{0.43})$,
6. $(Ca_{5.03}, Fe_{0.02}, Mg_{0.03})_{5.09} (P_{3.00}, Si_{0.01})_{3.02} (Cl_{0.02}, F_{0.58}, (OH)_{0.39})$.

Таблица 4. Микрозондовые анализы пирита из пород Талкасского массива

Table 4. Microprobe analyzes of pyrite from Talkas gabbro massif rocks

| №№ | Fe | Ni | Zn | Co | Cu | As | S | Cd | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 46.89 | 0.1 | 0.03 | 0 | 0.03 | 0.01 | 52.37 | 0 | 99.43 |
| 2 | 47.69 | 0.03 | 0.01 | 0 | 0.05 | 0 | 52.63 | 0 | 100.41 |
| 3 | 47.25 | 0.02 | 0.02 | 0 | 0.03 | 0 | 52.96 | 0 | 100.28 |

радиоореолы в силикатах, указывающие на достаточно высокое содержание радиоактивных элементов (например, U, Th) [Henderson, Bateson, 1934].

## Петрогеохимия

Породы Талкасского массива довольно однородны по химическому составу (табл. 5). Габбро характеризуются высокой титанистостью ($TiO_2$ 1.7–2.6 мас.%) и умеренными содержаниями Ca, Na и K. Индекс магнезиальности Mg# составляет 0.3–0.4. Породы характеризуются нормальной щелочностью ($Na_2O+K_2O=3.1–3.7$), отношение Na/K >10 отвечает натровому ряду щелочности. Наиболее вариативны содержания Al и Fe, обратно коррелирующие между собой. Индекс глиноземистости al' варьирует в широком диапазоне — от 0.64 до 1.16, но индекс железистости $f=0.56–0.62$ — слабо вариативен.

Изотопный состав стронция и неодима (ISr = 0.7032; $\varepsilon Nd_{CHUR}(325)=6.70$, $Nd^{143}/Nd^{144}=0.5129$) в пробе $D_3$-1 из Талкасского массива укладывается в диапазон изотопных значений пород всего худолазовского комплекса — ISr(325) = 0.7032–0.7041; $\varepsilon Nd_{CHUR}(325)=5.3–10.3$, $Nd^{143}/Nd^{144}=0.5128–0.5132$ (неопубликованные данные автора), характеризуя умеренно деплетированный источник родоначальной магмы. Время 325 млн лет принято исходя из U-Pb возраста худолазовского комплекса [Рахимов, 2017].

Изучаемые габброиды Талкасского массива характеризуются умеренной обогащенностью крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. На мультиэлементной диаграмме, нормированной на состав примитивной мантии, наблюдается четкая позитивная Sr-аномалия (рис. 7), характерная и для габброидов из массивов Худолазовской мульды, образование которых связывается с III фазой магматизма худолазовского комплекса [Рахимов, 2017]. Однако, в отличие от этих габброидов, в пробе Талкасского массива не проявлена негативная Nb-аномалия.

Таблица 5. Химический состав пород Талкасского габбрового массива (оксиды в мас.%, микроэлементы — в г/т)

Table 5. Chemical composition of Talkas gabbro massif rocks (oxides in wt.%, trace elements in ppm)

| №№ обр. | $D_3$-1 | $T_{20}$-2 | $T_{20}$-4 |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 47.66 | 47.35 | 47.42 |
| $TiO_2$ | 1.71 | 2.04 | 2.56 |
| $Al_2O_3$ | 17.82 | 15.48 | 13.05 |
| $FeO_t$ | 9.59 | 12.88 | 14.32 |
| MnO | 0.15 | 0.21 | 0.2 |
| MgO | 5.72 | 6.68 | 6.12 |
| CaO | 9.87 | 9.02 | 10.39 |
| $Na_2O$ | 3.41 | 2.98 | 2.85 |
| $K_2O$ | 0.25 | 0.25 | 0.24 |
| $P_2O_5$ | 0.25 | 0.27 | 0.17 |
| S | 0.02 | 0.01 | 0.03 |
| ППП | 4.11 | 3.47 | 3.32 |
| Σ | 100.54 | 100.63 | 100.67 |
| Ba | 66 | 126 | 74 |
| Ce | 18 | 23 | 20 |
| Co | 31 | 46 | 71 |
| Cr | 59 | 77 | 101 |
| Cu | 37 | 93 | 219 |
| La | 7 | 9 | 7 |
| Li | 14 | 13 | 11 |
| Ni | 68 | 72 | 80 |
| Pb | <1 | 1 | <1 |
| Sc | 35 | 54 | 99 |
| Sr | 386 | 400 | 317 |
| V | 190 | 223 | 655 |
| Y | 29 | 35 | 32 |
| Zn | 55 | 88 | 74 |
| Zr | 152 | 156 | 146 |

Уровень концентраций редкоземельных элементов во всех пробах габброидов близок, но в Талкасском массиве нормированный спектр распределения РЗЭ заметно отличается, характеризуясь близгоризонтальным расположением с небольшим доминированием средних РЗЭ. В пробе $D_3$-1 отношение $(La/Gd)_N=0.8$ и $(La/Yb)_N=1.3$, в то время как

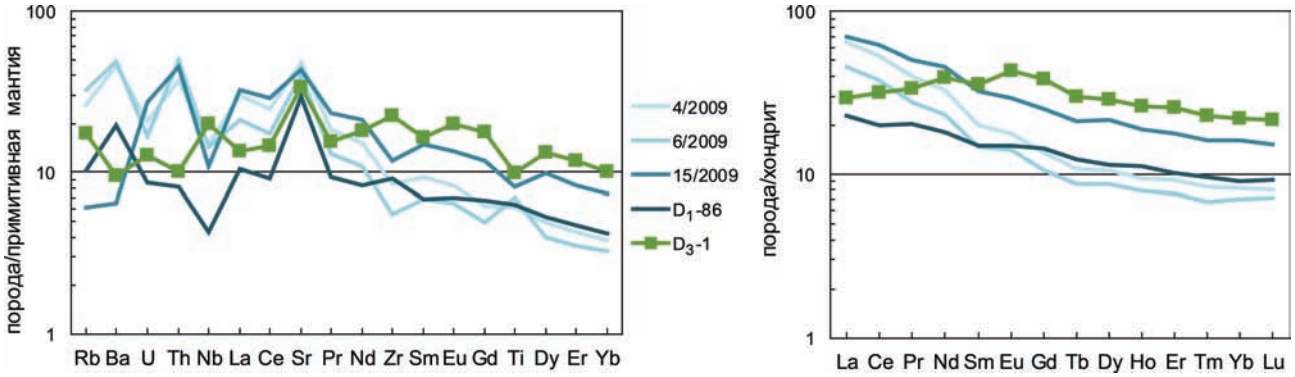


**Рис. 7. Мультиэлементные спайдер-диаграммы для габброидов III петрогенетической фазы худолазовского дифференцированного комплекса**

*Примечания:* 4/2009 и 6/2009 — массив Северный Бускун-III, 15/2009 — массив Восточный Карасаз-III, $D_1$-86 — Улугуртауский массив [Рахимов, 2017], $D_3$-1 — Талкасский массив. Составы примитивной мантии и хондрита взяты из [Lyubetskaya, Korenaga, 2007].

**Fig. 7. Multielement spider-diagrams for III petrogenetic phase gabbro of Khudolaz differentiated complex**

*Notes:* 4/2009 and 6/2009 — Severnyi Buskun-III massif, 15/2009 — Vostochnyi Karasaz-III massif, $D_1$-86 — Ulugurtau massif [Rakhimov, 2017], $D_3$-1 — Talkas massif. Primitive mantle and chondrite compositions taken from [Lyubetskaya, Korenaga, 2007]

в габброидах из аналогичных по составу и строению массивов Худолазовской мульды $(La/Gd)_N = 1.6–4.8$ и $(La/Yb)_N = 2.5–7.9$. По мнению автора, такие геохимические различия могли быть обусловлены различной степенью дифференциации магматического расплава, связанной со значительной удаленностью Талкасского массива от группы интрузий Худолазовской мульды. Также свою роль мог сыграть иной состав вмещающих пород, потенциально ассимилированных магматическим расплавом.

Следует отметить, что формирование худолазовского комплекса связывается с деятельностью мантийного плюма, а в образовании магм существенная роль отводится процессам мантийно-корового взаимодействия [Салихов и др., 2019].

## Заключение

Талкасский габбровый массив представляет собой хонолит и приурочен к Талкасско-Сосновскому разлому сдвиго-взбросового типа, который разграничивает Вознесенско-Присакмарскую зону и Ирендыкскую антиклиналь. Результаты проведенных исследований позволили установить, что Талкасский массив разорван на два неравнозначных блока, а разлом имеет правостороннюю кинематику с амплитудой смещения крыльев около 0.6 км. Длина основной части массива составляет около 900 м, ширина — около 300 м, мощность — не менее 40 м.

Талкасский массив имеет довольно однородное внутреннее строение и сложен метасоматизированными роговообманковыми габбро. Главными первичными минералами являются плагиоклаз (полностью изменен) и клинопироксен (высококальциевый авгит), а роговая обманка имеет позднемагматическое и раннегидротермальное происхождение. Температура образования роговой обманки и альбита, замещающего плагиоклаз, оценена в диапазоне 432–511 °C. Химический состав акцессорного апатита свидетельствует о низком потенциале пород Талкасского массива на сульфидное оруденение. Температура образования хлорита — одного из главных вторичных минералов — оценена в 56–115 °C.

По геологическому строению и вещественному составу Талкасский массив совершенно аналогичен другим массивам, локализованным в Худолазовской мульде и формирование которых связывается с III петрогенетической фазой худолазовского дифференцированного комплекса. Изотопный состав стронция и неодима пробы Талкасского массива укладывается в диапазон изотопных значений пород худолазовского комплекса: ISr(325) = 0.7032–0.7041; $\varepsilon Nd_{CHUR}(325) = 5.3–10.3$. Однако геохимические особенности пород Талкасского массива отличаются более высоким уровнем концентраций высокозарядных элементов при отсутствии негативной Nb-аномалии и характеризуются иным типом распределения редкоземельных элементов.

*Работа выполнена в рамках Госзадания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0080).*

## Список литературы:

*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., Вишневский А.В., Савельев Д.Е., Салихов Д.Н., Владимиров А.Г.* Полигенная (магматогенно-гидротермальная) сульфидно-платинометальная минерализация худолазовского комплекса (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 2021. № 4. (В печати).

*Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р.* Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М: Наука, 2019. 392 с.

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

*Сопко П.Ф., Салихов Д.Н.* Интрузивный магматизм Башкирской части Магнитогорского мегасинклинория // Известия вузов. Геология и разведка. 1969. № 6. С. 3–15.

*Anderson J.L.* Status of thermobarometry in granitic batholiths // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 1996. Vol. 87. P. 125–138.

*Bonechi B., Perinelli C., Gaeta M., Tecchiato V., Granati S.F.* Experimental constraints on amphibole stability in primitive alkaline and calc-alkaline magmas // Periodico di Mineralogia. 2017. Vol. 86. P. 231–245.

*Henderson G.H., Bateson S.* A Quantitative Study of Pleochroic Haloes, I // Proceedings of the Royal Society of London A. 1934. Vol. 145 (855). P. 563–581.

*Lanari P., Wagner T., Vidal O.* A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system $MgO–FeO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$: applications to P–T sections and geothermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. Vol. 167. P. 268–287.

*Lyubetskaya T., Korenaga J.* Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance // Journal of geophysical research. 2007. Vol. 112. P. 1–21.

*Morimoto N., Kitamura M.* Q-J diagram for classi cation of pyroxenes // J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol. 1983. Vol. 78. P. 141.

*Naney M.T.* Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems // American Journal of Science. 1983. Vol. 283. P. 993–1033.

## References:

Anderson J.L. (1996) Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Trans. of the Royal Soc. Edinburgh*, **87**, 125-138.

Bonechi B., Perinelli C., Gaeta M., Tecchiato V., Granati S.F. (2017) Experimental constraints on amphibole stability in primitive alkaline and calc-alkaline magmas. *Periodico di Mineralogia*, **86**, 231-245.

Henderson G.H., Bateson, S. (1934) A Quantitative Study of Pleochroic Haloes, I. *Proceedings of the Royal Society of London A*, **145**(855), 563-581.

Lanari P., Wagner T., Vidal O. (2014) A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system $MgO–FeO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$: applications to P–T sections and geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **167**, 268-287.

Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results. *Journal of geophysical research*, **112**, 1-21.

Morimoto N., Kitamura M. (1983) Q-J diagram for classi cation of pyroxenes. *J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **78**, 141.

Naney M.T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, **283**, 993-1033.

Rakhimov I.R. (2017) *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' pozdnedevonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala. Dis. cand. geol.-min. nauk* [Geology, petrology and ore-mineralization of Late Devonian – Carbon intrusive magmatism of the Western Magnitogorsk zone of the Southern Urals. Candidate's dissertation in Geology and Mineralogy]. Ufa, 181 p. (In Russian).

Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E., Salikhov D.N., Vladimirov A.G. (2021) Multi-stage magmatic-hydrothermal sul de-PGE mineralization of Khudolaz Complex (South Urals). *Geology of Ore Deposits*. (4). (In print).

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) *Magnitogorskaya zona Yuzhnogo Urala v pozdnem paleozoe: magmatism, flyuidnyi rezhim, metallogeniya, geodinamika* [Magnitogorsk zone of the South Urals at the Late Paleozoic: magmatism, uid regime, metallogeny, geodynamics]. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (in Russian).

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

Sopko P.F., Salikhov D.N. (1969) Intrusive magmatism of Magnitogorsk megasynclinorium Bashkir Part. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka – News of universities. Geology and exploration*, (6), 3-15. (In Russian).

*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 550.42* DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-8

# МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НИЖНЕЙ ПОДСВИТЫ ИНЗЕРСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ В РАЙОНЕ Д. ТОЛПАРОВО (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**С. В. Мичурин, З. Р. Биктимерова, Г. М. Казбулатова, В. М. Горожанин, А. Г. Султанова, А. М. Карамова, З. А. Войкина, А. А. Шарипова**

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: s_michurin@mail.ru*

Изучены минералогические и геохимические особенности карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты верхнего рифея в двух обнажениях по р. Зилим в центральной части Алатауского антиклинория. Породы разрезов представлены доломитоносными, низкодоломитовыми и доломитовыми известняками. Доломитизация известняков в обоих обнажениях закономерно увеличивается от подошвы к кровле подсвиты и вместе с тем с запада на восток по направлению к субмеридиональному региональному разрывному нарушению. В породах, по-видимому, проявлена как раннедиагенетическая доломитизация, так и эпигенетическая с образованием средне-, крупнокристаллического доломита, развитого по синтектоническим трещинам. Содержания в породах фтора варьируют от менее 50 до 649 г/т (среднее 161 г/т), хлора — от 58 до 166 г/т (среднее 103 г/т). Фтор обнаруживает наиболее сильные геохимические связи с $SiO_2$, $Al_2O_3$, $K_2O$, $TiO_2$, $P_2O_5$, хлор — с MgO, MnO, $Fe_2O_3$. Главными минералами-концентраторами F являются мусковит и апатит, Cl — эпигенетический доломит. В отдельных интервалах одного из изученных разрезов выявлено обогащение пород F (444–649 г/т) и Sr (1221 г/т), содержания которых превышают кларковые в 1.5–2 раза. Локальное накопление фтора и стронция или могло быть связано с кратковременными эпизодами седиментации, близкой к эвапоритовой, или являться результатом воздействия флюидов эвапоритовой природы.

*Ключевые слова:* фтор, хлор, известняк, инзерская свита, верхний рифей, Башкирский мегантиклинорий

# MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF CARBONATE ROCKS OF THE LOWER SUBFORMATION OF INZER FORMATION OF THE UPPER RIPHEAN IN THE AREA OF TOLPAROVO VILLAGE (SOUTH URALS)

**S. V. Michurin, Z. R. Biktimerova, G. M. Kazbulatova, V. M. Gorozhanin, A. G. Sultanova, A. M. Karamova, Z. A. Voikina, A. A. Sharipova**

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: s_michurin@mail.ru*

The mineralogical and geochemical features of carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation of the Upper Riphean were studied in two outcrops along the river Zilim in the central part of the Alatau anticlinorium. The rocks of the sections are represented by dolomite-bearing, low dolomitic

**Для цитирования:** *Мичурин С.В., Биктимерова З.Р., Казбулатова Г.М., Горожанин В.М., Султанова А.Г., Карамова А.М., Войкина З.А., Шарипова А.А.* Минералогические и геохимические особенности карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты верхнего рифея в районе д. Толпарово (Южный Урал) // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 80–97. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-8.

**For citation:** *Michurin S.V., Biktimerova Z.R., Kazbulatova G.M., Gorozhanin V.M., Sultanova A.G., Karamova A.M., Voikina Z.A., Sharipova A.A.* (2021) Mineralogical and geochemical features of carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation of the Upper Riphean in the area of Tolparovo village (South Urals). *Geologicheskii vestnik.* No. 1. P. 80–97. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-8.

© Коллектив авторов, 2021

and dolomitic limestones. Dolomitization of limestones in both outcrops naturally increases with the growth of the stratigraphic column towards the top of the subformation and at the same time, from west to east towards the submeridional regional fault. In the rocks apparently both early diagenetic dolomitization and epigenetic with the formation of medium- and coarse-crystalline dolomite developed along syntectonic fractures are manifested. The content of uorine in rocks varies from less than 50 to 649 g/t (average 161 g/t), chlorine from 58 to 166 g/t (average 103 g/t). Fluorine reveals the strongest geochemical bonds with $SiO_2$, $Al_2O_3$, $K_2O$, $TiO_2$, $P_2O_5$, chlorine with MgO, MnO, $Fe_2O_3$. The main mineral concentrators of F are muscovite and apatite and Cl is epigenetic dolomite. In some intervals of one of the studied sections the enrichment of rocks in F (444–649 ppm) and Sr (1221 ppm) was revealed, which exceeds the clarke by 1.5–2 times. The local accumulation of uorine and strontium could be associated either with short-term episodes of sedimentation close to evaporite, or be the result of the action of evaporite uids.

*Keywords:* uorine, chlorine, limestone, Inzer Formation, Upper Riphean, Bashkir meganticlinorium

## Введение

В настоящей статье приводятся результаты продолжающихся исследований литологических, минералогических и геохимических особенностей карбонатных пород в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория. Как и в предыдущих публикациях [Мичурин и др., 2018а, 2019, 2020а, 2020б; Казбулатова и др., 2019; Султанова и др., 2019], главное внимание в ней уделяется закономерностям поведения элементов-галогенов — фтора и хлора. В осадочных терригенных и карбонатных породах в ряде разрезов Башкирского мегантиклинория ранее установлены их сравнительно высокие содержания, иногда превышающие кларковые в несколько раз, что объясняется эвапоритовым типом осадконакопления в определенные промежутки рифейского времени [Анфимов, Ковальчук, 1980; Парначев, 1987; Анфимов и др., 1987; Широбокова, 1989, 1992]. По современным представлениям с циркуляцией метасоматических флюидов эвапоритового происхождения связывается формирование в нижне- и среднерифейских отложениях Башкирского мегантиклинория многих полезных ископаемых, в частности, залежей железисто-магнезиальных карбонатов — магнезитов, сидеритов, анкеритов [Крупенин, Прохаска, 2005; Крупенин, Мичурин, 2018; Крупенин и др., 2019].

Выбор в качестве объекта изучения карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты верхнего рифея в районе д. Толпарово обусловлен, с одной стороны, слабой степенью их катагенетических изменений, с другой стороны, тем, что они представляют собой известняки с очень низким содержанием силикокластической примеси, не превышающей, как правило, 4–5 мас.% [Кузнецов и др., 2006].

## Геологическое положение изученных разрезов

Исследования проводились в Алатауском антиклинории, в юго-западной части Башкирского мегантиклинория. Антиклинорий имеет сложное строение. В нем обнажаются породы верхнего рифея и венда [Стратотип рифея, 1983]. Разрезы подинзерских известняков в бассейне р. Зилим хорошо обнажены. Их мощность в районе д. Толпарово составляет около 250 м [Маслов, 1988].

Инзерская свита фациально неоднородна и ее разрезы в восточных и западных частях Башкирского мегантиклинория существенно различаются. В восточных разрезах она представлена пачками переслаивания полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников, алевролитов, часто с глауконитом, и аргиллитов. В западных разрезах свита сложена преимущественно известняками и доломитами, нередко содержащими строматолиты и микрофитолиты. Почти во всех разрезах Алатауского и Каратауского антиклинориев в низах инзерской свиты выделяют подинзерские слои (нижняя подсвита инзерской свиты), которые представлены преимущественно карбонатными породами, и только в некоторых разрезах в основании их обособляется алевропелитовая пачка мощностью от 20 до 100 м [Маслов, 1988].

Нами изучено два разреза нижней подсвиты инзерской свиты, один из которых располагается по левому берегу р. Зилим («южный» разрез) примерно в 3.5–4 км выше по течению от д. Толпарово (рис. 1), другой — по правому берегу р. Зилим («северный» разрез) приблизительно в 0.5 км ниже по течению. Терригенные породы (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы), залегающие в основании типового разреза инзерской свиты на р. Малый Инзер, здесь отсутствуют.

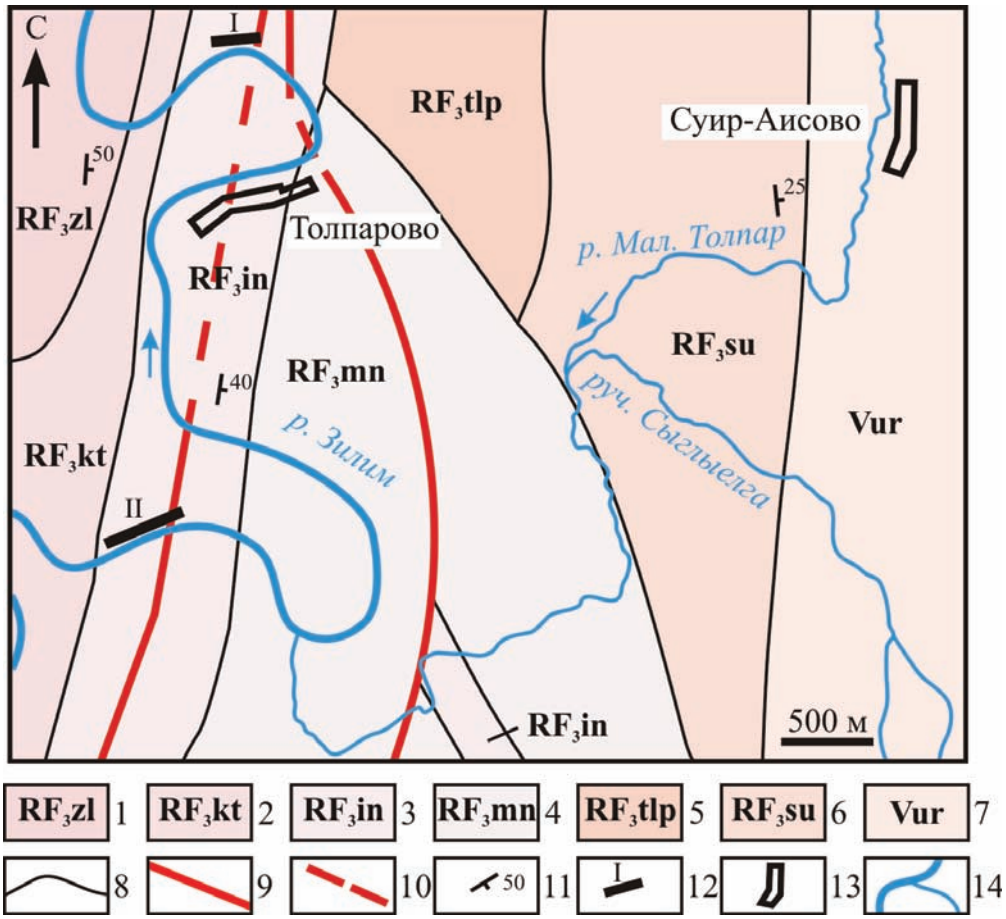


**Рис. 1. Фрагмент геологической карты центральной части Алатауского антиклинория (по Г.Б. Яковлеву [1961ф]) и положение изученных разрезов нижней подсвиты инзерской свиты**

*Условные обозначения:* 1–6 — свиты верхнего рифея: 1 — зильмердакская, 2 — катавская, 3 — инзерская, 4 — миньярская, 5 — толпаровская, 6 — суировская; 7 — урюкская свита венда; 8 — границы свит; 9–10 — разрывные нарушения: 9 — достоверные, 10 — предполагаемые; 11 — элементы залегания горных пород; 12 — изученные разрезы нижней подсвиты инзерской свиты: I — «северный» разрез по правому берегу р. Зилим в ~0.5 км ниже по течению от д. Толпарово, II — «южный» разрез по левому берегу р. Зилим в 3.5–4 км выше по течению от д. Толпарово; 13 — населенные пункты; 14 — реки.

**Fig. 1. Fragment of the geological map of the central part of the Alatau anticlinorium (according to G.B. Yakovlev [1961ф]) and the position of the studied sections of the lower subformation of Inzer formation**

*Legend:* 1–6 — Upper Riphean formations: 1 — Zilmerdak, 2 — Katav, 3 — Inzer, 4 — Minyar, 5 — Tolparovo, 6 — Suirovo, 7 — Vendian Uryuk Formation; 8 — the boundaries of the formations; 9–10 — breaking violations: 9 — reliable, 10 — suspected; 11 — dip and strike of rocks; 12 — studied sections of the lower subformation of Inzer Formation: I — “northern” section along the right bank of the Zilim river ~0.5 km downstream from the Tolparovo village, II — “southern” section along the left bank of the Zilim river, 3.5–4 km upstream of the Tolparovo village; 13 — settlements; 14 — rivers.

Описание литологических особенностей карбонатных пород «северного» разреза приводится по [Маслов и др., 2001]. Породы разделяются на несколько пачек (рис. 3). Пачка 1 представлена тонко- и среднеплитчатыми массивными и/или тонкослоистыми темно-серыми пелитоморфно-тонкокристаллическими известняками, преимущественно с ровными поверхностями напластования. В пачке 2 появляются редкие прослои плоскообломочных карбонатных брекчий с субпараллельной и иногда веерообразной ориентировкой обломков. Пачки 3 и 4 также слагаются преимущественно тонкоплитчатыми темноокрашенными известняками. Пачка 5 объединяет темно-серые и буровато-серые неотчетливо полосчатые пелитоморфно-тонкокристаллические известняки с интенсивно развитыми molar tooth текстурами. Особенностью разрезов в районе д. Толпарово являются многочисленные знаки ряби различного размера и формы. Согласно наблюдениям указанных исследователей,

в породах «северного» разреза (пачки 3 и 4, см. рис. 3) на поверхностях напластования наряду с обычной по размерам рябью присутствует микрорябь, покрывающая участки площадью в несколько дм$^2$. В перпендикулярном к напластованию сечении знаки ряби дают хорошо выраженную волнистую слоистость, подчеркнутую тончайшими глинистыми и глинисто-карбонатными пленками, выше и ниже которых не отмечается изменения зернистости известняков.

Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 803–836 млн лет [Горохов и др., 2019]. Время раннего диагенеза в известняках нижней подсвиты инзерской свиты (Pb-Pb метод) оценивается в 836±25 млн лет [Овчинникова и др., 1998].

## Методы исследования

В разрезах пошагово отобрано 33 образца (см. рис. 2 и 3): 1) по левому берегу р. Зилим в 3.5–4 км выше по течению от д. Толпарово («южный» разрез) — 20 образцов (полевые исследования 2012 г.); 2) по правому берегу р. Зилим в ~0.5 км ниже по течению («северный» разрез) — 13 образцов (полевые исследования 2015 г.). Расстояние между точками отбора варьировало от 0.5–1 до 50 м, в большинстве случаев составляя примерно 10–20 м.

Содержание фтора определяли как среднее из 2–6 измерений фотометрическим методом посредством образования ализаринкомплексоната фторида лантана на фотометре КФК-3-01 с использованием в каждом единичном измерении двух стандартных образцов с известным содержанием фтора, аналитик Г.М. Казбулатова. Предел обнаружения составлял 0.005 мас.%. Детально ход выполнения анализа с некоторыми усовершенствованиями известной методики [Хализова и др., 1976] приводится в работе [Карамова и др., 2019].

Содержание в пробах петрогенных оксидов и редких элементов ($SiO_2$, $TiO_2$, $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, MnO, MgO, CaO, $K_2O$, $SO_2$, Cl, V, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Pb) определяли рентгенофлуоресцентным анализом (РФА), аналитики А.М. Карамова, З.Р. Биктимерова. Анализ проводился на спектрометре VRA-30 (Германия) (Cr- и W-анод, 40 кВ, 30 mA). Пробы весом 5 г со связующим веществом (5 капель поливинилового спирта) прессовались при давлении 25–27 т/см$^2$ на подложке из борной кислоты. Предел обнаружения при измерении $SiO_2$, $Al_2O_3$ составлял

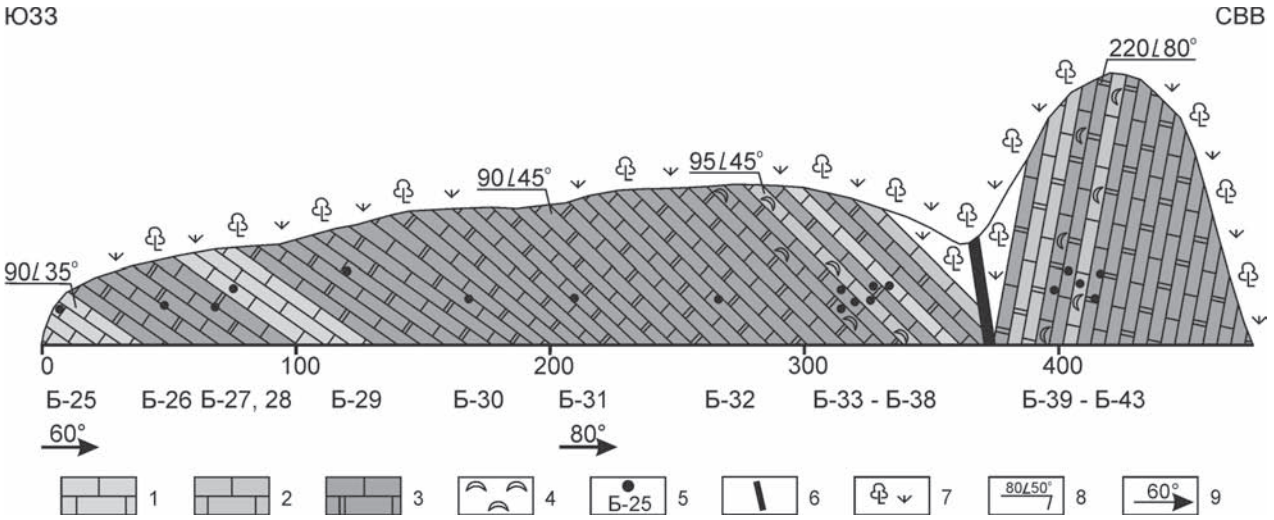


**Рис. 2. Разрез нижней подсвиты инзерской свиты по левому берегу р. Зилим выше по течению от д. Толпарово («южный» разрез) и положение точек отбора проб**

*Условные обозначения:* 1 — известняки доломитоносные с содержанием доломита менее 5%; 2 — известняки низкодоломитовые с содержанием доломита 5–10%; 3 — известняки доломитовые с содержанием доломита 10–43%; 4 — строматолиты; 5 — места отбора проб и их номера; 6 — разрывное нарушение; 7 — задернованные участки; 8 — элементы залегания пород; 9 — направление линии разреза.

**Fig. 2. Section of the lower subformation of Inzer Formation along the left bank of Zilim river upstream of Tolparovo village («southern» section) and the location of sampling points**

*Legend:* 1 — limestones with a dolomite content of less than 5%; 2 — dolomitic limestones with a dolomite content of 5–10%; 3 — dolomitic limestone with a dolomite content of 10–43%; 4 — stromatolites; 5 — sampling sites and their numbers; 6 — fault; 7 — turf areas; 8 — elements of bedding of rocks; 9 — the direction of the section.

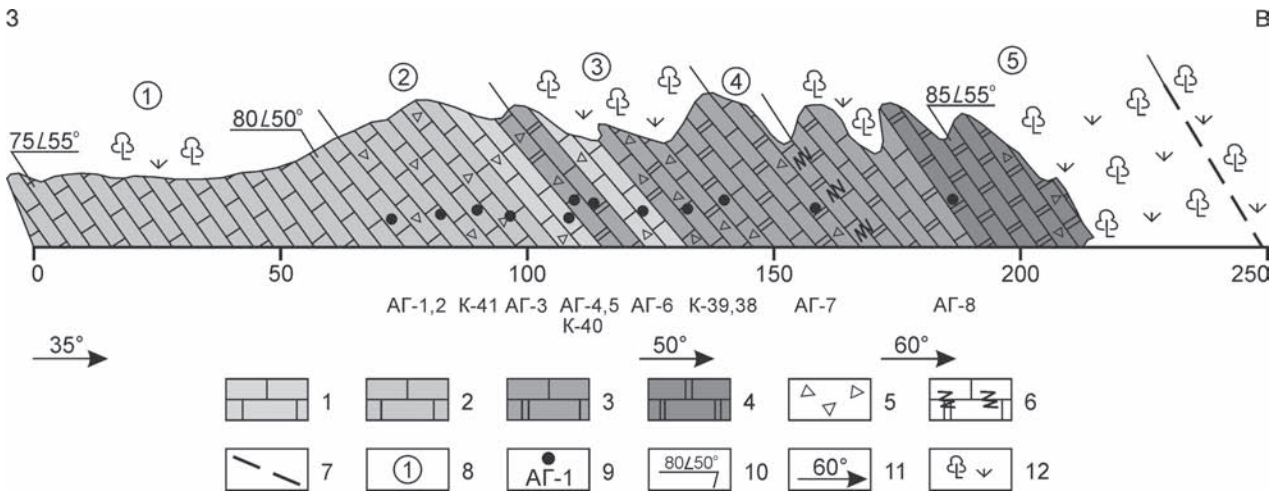


**Рис. 3. Разрез нижней подсвиты инзерской свиты (по [Маслов и др., 2001]) по правому берегу р. Зилим ниже по течению от д. Толпарово («северный» разрез) и положение точек отбора проб**

*Условные обозначения:* 1 — известняки с содержанием доломита менее 5%; 2 — известняки доломитоносные с содержанием доломита 5–10%; 3 — известняки доломитовые с содержанием доломита 10–35%; 4 — доломиты кальцитовые с содержанием кальцита 10–50%; 5 — синседиментационные плоскообломочные брекчии; 6 — известняки доломитовые с molar tooth текстурами; 7 — разрывное нарушение; 8 — номер пачки по [Маслов и др., 2001]; 9 — места отбора проб и их номера; 10 — элементы залегания пород; 11 — направление линии разреза; 12 — задернованные участки.

**Fig. 3. Section of the lower subformation of Inzer Formation (according to [Maslov et al., 2001]) along the right bank of Zilim river downstream of Tolparovo village (the «northern» section) and the location of sampling points**

*Legend:* 1 — limestones with a dolomite content of less than 5%; 2 — dolomitic limestones with a dolomite content of 5–10%; 3 — dolomitic limestone with a dolomite content of 10–35%; 4 — calcite dolomites with a calcite content of 10–50%; 5 — synsedimentary at-clastic breccias; 6 — dolomitic limestones with molar tooth structures; 7 — fault; 8 — pack number according to [Maslov et al., 2001]; 9 — sampling sites and their numbers; 10 — elements of bedding of rocks; 11 — the direction of the section line; 12 — turf areas.

0.1 мас.%; MgO — 0.3 мас.%; $TiO_2$, $Fe_2O_3$, MnO, CaO, $K_2O$ — 0.01 мас.%; $SO_2$ — 0.005 мас.%; Cl — 20 г/т; V, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr — 5–10 г/т.

Параллельно рентгенофлуоресцентному анализу содержания в пробах MgO определяли титриметрическим методом, $Na_2O$ — методом пламенной фотометрии, аналитик С.А. Ягудина. Предел обнаружения при измерении этих оксидов составлял 0.1 мас.%.

Атомно-эмиссионный анализ с индуктивно связанной плазмой (ИСП АЭС) с определением петрогенных (Na, Mg, Al, P, Ca, Ti, Mn, Fe) и редких (Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Y, Zr, Pb) элементов проводили в АО «ИНХП» (Уфа) на спектрометре ICPE-9000 (Shimadzu, Япония), аналитики А.М. Карамова, З.Р. Биктимерова. Предел обнаружения составлял 0.1–1 г/т. Навеска пробы — 0.1 г. Подробно методика проведения анализа описана в работе [Мусина, Мичурин, 2016].

Дифференциальный термический анализ (ДТА) проводился на дериватографе Q-1500 (MOM, Венгрия) с нагревом в воздушной среде от 20 до 1000°С со скоростью 10°С/мин, аналитик Т.И. Черникова. Навеска пробы составляла около 500 мг.

Кроме того, в 10 образцах (разрез по левому берегу р. Зилим в ~4 км выше по течению от д. Толпарово) проведен рентгенофазовый анализ на дифрактометре ДРОН-4 в порошковых пробах навеской 0.5–1 г, аналитик Г.С. Ситдикова. Съемка выполнялась в Cu K$\alpha$ излучении с шагом 0.02° и временем счета, равным 10 с. Для расчетов использовалась длина волны K$\alpha$1 = 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).

## Результаты исследования

### Петрография

Петрографические исследования проведены по образцам карбонатных пород, обнажающихся в разрезе по правому берегу р. Зилим в ~0,5 км

ниже по течению от д. Толпарово. Здесь известняки западной части обнажения (см. рис. 3, обр. АГ-1), микро-, тонкокристаллические. Кальцит в них спаритовый, размер зерен 0,01–0,15 мм. Зерна инкорпорационные, плотно упакованные. Цемент базальный. Отмечаются тонкие линзовидные, червеобразные прослои, сложенные микритовым кальцитом.

Далее в обнажении по направлению на восток встречаются известняки массивные микро-, тонкокристаллические (см. рис. 3, обр. К-41, К-42), размер зерен кальцита 0.001–0.06 мм, а также тонкокристаллические волнистостолоистые (обр. АГ-4) за счет чередования сплошных с раздувами, пережимами и линзовидных микритовых прослоев. В породах (обр. К-41, К-42) отмечаются средне- и высокоамплитудные стилолитовые швы, ориентированные параллельно слоистости. Перпендикулярно им расположены секущие трещины шириной от 0.2 до 1–2 мм, залеченные крупнокристаллическим доломитом (размер зерен до 0.7–1.3 мм). Изредка встречаются корродированные зерна доломита ромбической формы размером до 0.25 мм (обр. АГ-4).

В средней части разреза (см. рис. 3, обр. К-38, К-39, К-40) в микро-, тонкокристаллических, участками мелкокристаллических известняках наблюдается большое количество трещин, образующих перпендикулярную сеть. Трещины открытые с неровными краями, извилистые, залечены (иногда частично) мелко-, среднекристаллическим доломитом с корродированными краями. В обр. К-40 отмечаются «узорчатые» текстуры, возможно, отражающие первичную тромболитовую структуру бактериального обрастания.

В восточной части обнажения известняки тонко-, мелкокристаллические (см. рис. 3, обр. АГ-7) и мелко-среднекристаллические доломитизированные (обр. АГ-8) перекристаллизованные. В слабоперекристаллизованных разностях кальцит микрокристаллический микритовый размером от 0,01 до 0,03 мм. В перекристаллизованных — размер кристаллов достигает 0,1–0,15 мм. Известняки волнистослоистые за счет линзовидных, округлых и червеобразных разнонаправленных прослоев, сложенных микритовым кальцитом. Известняки перекристаллизованы и доломитизированы. Доломит встречается в виде корродированных зерен ромбической формы размером до 0,25 мм.

Во всех шлифах из пород разреза отмечаются единичные зерна кварца округлой и овальной форм, бесформенные, корродированные, размером до 0.05–0.2 мм, количество их составляет около 1%.

## Минералогия

По результатам ДТА (табл. 1) в пробах пород нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово фиксируются преимущественно два эндотермических эффекта в температурных интервалах 770–820°С и 920–950°С, обусловленных термической диссоциацией доломита и кальцита. В трех образцах (АГ-5, К-39, К-40) были проявлены еще

Таблица 1. Температуры эндотермических эффектов и содержание кальцита и доломита в карбонатных породах нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово по результатам ДТА

Table 1. Temperature of endothermic effects and the content of calcite and dolomite in carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation in the area of Tolparovo village based on the results of DTA

| № обр. | Кальцит | | | Доломит | | | Другие термические эффекты | | Общая потеря веса |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Т, °С | П. в. | Сод., % | Т, °С | П. в. | Сод., % | Т, °С | П. в. | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Б-24 | 920 | 43.3 | **98** | – | – | – | – | – | 43.3 |
| Б-25 | 950 | 44.0 | **100** | – | – | – | – | – | 44.0 |
| Б-26 | 930 | 33.1 | **75** | 805, 930 | 11.6 | **24** | – | – | 44.7 |
| Б-27 | 935 | 33.8 | **77** | 800, 935 | 9.0 | **19** | – | – | 42.8 |
| Б-28 | 930 | 43.2 | **98** | – | – | – | – | – | 43.2 |
| Б-29 | 930 | 33.2 | **76** | 800, 930 | 9.7 | **20** | – | – | 42.9 |
| Б-31 | 920 | 36.7 | **83** | 720 | 5.8 | **12** | – | – | 42.5 |
| Б-32 | 945 | 35.3 | **80** | 790, 945 | 8.1 | **17** | – | – | 43.4 |
| Б-33 | 950 | 34.2 | **78** | 820, 950 | 8.3 | **17** | – | – | 42.5 |
| Б-34 | 920 | 32.3 | **73** | 780, 920 | 6.5 | **14** | – | – | 38.8 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Б-35 | 930 | 32.5 | **74** | 810, 930 | 11.3 | **24** | – | – | 43.8 |
| Б-36 | 940 | 39.6 | **90** | 800, 940 | 3.6 | **8** | – | – | 43.2 |
| Б-37 | 930 | 30.2 | **69** | 800, 930 | 11.1 | **23** | – | – | 41.3 |
| Б-38 | 940 | 43.7 | **99** | – | – | – | – | – | 43.7 |
| Б-39 | 940 | 28.9 | **66** | 800, 940 | 14.9 | **31** | – | – | 43.8 |
| Б-40 | 940 | 31.9 | **73** | 820, 940 | 12.4 | **26** | – | – | 44.3 |
| Б-41 | 940 | 40.9 | **93** | 780 | 2.8 | **6** | – | – | 43,7 |
| Б-42 | 935 | 23.9 | **54** | 800, 935 | 20.4 | **43** | – | – | 44.3 |
| Б-43 | 930 | 25.0 | **57** | 800, 930 | 19.4 | **41** | – | – | 44.4 |
| АГ-1 | 950 | 40.6 | **92** | 815 | 3.9 | **8** | – | – | 44.5 |
| АГ-2 | 950 | 39.5 | **90** | 815, 950 | 4.1 | **9** | – | – | 43.6 |
| АГ-3 | 940 | 39.1 | **89** | 815 | 3.7 | **8** | – | – | 42.8 |
| АГ-4 | 950 | 42.7 | **97** | – | – | – | – | – | 42.7 |
| АГ-5 | 940 | 26.5 | **60** | 790, 940 | 15.0 | **31** | 100, 420 | 1,7 | 43.2 |
| АГ-6 | 950 | 42.7 | **97** | – | – | – | – | – | 42.7 |
| АГ-7 | 930 | 26.9 | **61** | 790, 930 | 16.5 | **35** | – | – | 43.4 |
| АГ-8 | 935 | 16.3 | **37** | 770, 930 | 29.6 | **62** | – | – | 45.9 |
| К-38 | 940 | 30.8 | **70** | 800, 940 | 12.3 | **26** | – | – | 43.1 |
| К-39 | 940 | 28.3 | **64** | 795, 940 | 12.4 | **26** | 105 | 1,4 | 42.1 |
| К-40 | 940 | 31.5 | **72** | 810, 940 | 11.2 | **24** | 90 | 0,9 | 43.6 |
| К-41 | 950 | 38.7 | **88** | 815 | 4.6 | **10** | – | – | 43.3 |

*Примечания:* прочерк — эффект отсутствует. П. в. — потеря веса, мас. %; Сод. — содержание минерала в пробе. Общая потеря веса в мас. %.

*Notes:* Dash — no effect. П. в. — weight loss, wt. %; Сод. — mineral content in the sample. Total weight loss in wt. %.

плавные эндотермические эффекты в широком температурном интервале — приблизительно от 60 до 300°С, с максимумом при 90–105°С, связанные, вероятно, с потерей межслоевой или адсорбированной воды из слюдистых минералов. В одном из этих образцов (АГ-5) был также зафиксирован экзотермический эффект при 420°С, обусловленный, возможно, окислением пирита. В образце Б-31 температура первого эффекта доломита проявилась при 720°С. Рассчитанное по потере веса содержание доломита в образцах составляет 0–62%, кальцита — 37–100%.

В минералогическом составе карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты в разрезе по левому берегу р. Зилим выше по течению от д. Толпарово по результатам рентгенофазового анализа установлены (в %): кальцит (72–98), доломит (<1–49), кварц (<1–3), мусковит (1–3) (табл. 2). Содержание минералов рассчитано по интенсивностям их главных рентгеновских отражений: кальцит — 3.032–3.038 Å; доломит — 2.884–2.892 Å; кварц — 3.339–3.349 Å и 4.246–4.262 Å. Мусковит представлен двумя разновидностями: мусковит-1 с основным рефлексом 9.936–10.026 Å, проявлен-

Таблица 2. Минералогический состав карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты (разрез по левому берегу р. Зилим выше по течению от д. Толпарово) по результатам рентгенофазового анализа (%)

Table 2. Mineralogical composition of carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation (section along the left bank of Zilim river upstream of Tolparovo village) according to the results of X-ray phase analysis (%)

| | Кальцит | Доломит | Кварц | Мусковит | | Кальцит | Доломит | Кварц | Мусковит |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Б-24 | 98 | <1 | <1 | 1 | Б-31 | 78 | 19 | <1 | 1.5 |
| Б-25 | 98 | <1 | <1 | 1.5 | Б-34 | 83 | 12 | 3 | 2 |
| Б-28 | 93 | 5 | <1 | 1 | Б-37 | 72 | 21 | 3 | 3 |
| Б-29 | 81 | 16 | 1 | 1 | Б-41 | 93 | 6 | <1 | 1 |
| Б-30 | 85 | 13 | <1 | 1.5 | Б-42 | 49 | 49 | <1 | 1.5 |

ным во всех изученных пробах на уровне 1%, и мусковит-2, у которого главное отражение 3.189–3.196 Å зафиксировано в трех пробах (в Б-31 и Б-34 на уровне 0.5–1%, в Б-37 — около 2%). В следовых количествах во всех пробах отмечаются калиевый полевой шпат (основной рефлекс 3.242–3.249 Å) и альбит (4.022–4.032 Å). Их наибольшие содержания около 0.5–0.8% отмечены в пробах Б-31, Б-34, Б-37 (кпш) и Б-29, Б-31, Б-37, Б-42 (альбит).

## Геохимия

Химический состав карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово и содержание в них редких элементов по данным рентгенофлуоресцентного анализа приводятся в таблицах 3 и 4. В них же указаны концентрации F. Содержание $Na_2O$ в таблицах не приводится, поскольку во всех пробах оно оказалось ниже предела обнаружения (<0.1 мас. %).

Содержание некоторых петрогенных оксидов и редких элементов в 10 параллельных пробах определены также атомно-эмиссионным анализом с индуктивно связанной плазмой, результаты которого приводятся в таблице 5. Сопоставление результатов рентгенофлуоресцентного и атомно-эмиссионного анализов (см. табл. 3–5) показывает их хорошую сходимость при определении большинства петрогенных оксидов, за исключением $P_2O_5$, содержания которого в пробах по данным РФА, по-видимому, несколько завышены. Точному определению фосфора в карбонатах при рентгенофлуоресцентном анализе мешают высокие содержания в них кальция.

Содержания фтора (n = 7) в карбонатных породах «северного» разреза варьируют от менее 50 до 149 г/т (среднее 79 г/т), хлора (n = 12) — от 58 до 157 г/т (среднее 93 г/т). В «южном» разрезе (n = 19) концентрации F и Cl составляют соответственно <50–649 г/т (среднее 191 г/т) и 70–166 г/т (среднее 110 г/т).

## Обсуждение результатов

Как видно из приведенных результатов, средние содержания фтора и хлора в карбонатных породах нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово примерно в 1.5 раза ниже кларковых

Таблица 3. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в карбонатных породах нижней подсвиты инзерской свиты в разрезе по левому берегу р. Зилим выше по течению от д. Толпарово по результатам РФА

Table 3. Content of petrogenic oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation in the section along the left bank the Zilim river upstream from Tolparovo village based on the results of X-ray fluorescence analysis

| | Б-24 | Б-25 | Б-26 | Б-27 | Б-28 | Б-29 | Б-30 | Б-31 | Б-32 | Б-33 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 1.085 | 0.539 | 1.549 | 2.460 | 1.309 | 1.683 | 1.232 | 1.796 | 1.686 | 1.501 |
| $TiO_2$ | 0.030 | 0.021 | 0.038 | 0.043 | 0.028 | 0.047 | 0.033 | 0.041 | 0.043 | 0.030 |
| $Al_2O_3$ | 0.350 | 0.162 | 0.502 | 0.783 | 0.514 | 0.611 | 0.526 | 0.750 | 0.750 | 0.521 |
| $Fe_2O_3$ общ | 0.108 | 0.050 | 0.195 | 0.204 | 0.101 | 0.233 | 0.137 | 0.243 | 0.232 | 0.228 |
| MnO | 0.014 | <ПО | 0.019 | 0.010 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 0.011 | 0.014 |
| MgO | 0.395 | 0.202 | 3.288 | 3.532 | 0.940 | 4.097 | 2.876 | 4.110 | 3.858 | 3.908 |
| CaO | 54.743 | 55.462 | 50.866 | 49.748 | 53.122 | 49.438 | 50.943 | 49.563 | 49.090 | 50.504 |
| $K_2O$ | 0.093 | 0.017 | 0.098 | 0.277 | 0.088 | 0.217 | 0.136 | 0.204 | 0.185 | 0.111 |
| $P_2O_5$ | 0.075 | 0.039 | 0.042 | 0.035 | 0.052 | 0.023 | 0.069 | 0.067 | 0.127 | 0.164 |
| $SO_2$ | 0.025 | 0.021 | 0.020 | 0.032 | 0.023 | 0.028 | 0.041 | 0.037 | 0.028 | 0.023 |
| ППП | 43.162 | 43.165 | 43.898 | 42.627 | 43.047 | 42.879 | 43.177 | 42.628 | 43.300 | 42.574 |
| F | 444 | 225 | 140 | 162 | 335 | 95 | 365 | 649 | 89 | 53 |
| Cl | 151 | 78 | 124 | 109 | 95 | 108 | 125 | 82 | 71 | 87 |
| V | 9 | <ПО | <ПО | 12 | 6 | <ПО | <ПО | 5 | 7 | <ПО |
| Ni | <ПО | 6 | <ПО | 25 | <ПО | 5 | <ПО | <ПО | 11 | 25 |
| Cu | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| Zn | 7 | 14 | 13 | 8 | 11 | <ПО | 29 | 6 | 8 | <ПО |
| Rb | 11 | 13 | 18 | <ПО | 8 | 8 | 14 | 12 | 6 | 10 |
| Sr | 498 | 1221 | 278 | 176 | 269 | 266 | 323 | 509 | 516 | 318 |
| Zr | 27 | 62 | 23 | 35 | 26 | 16 | 19 | 23 | 33 | 40 |
| Σ | 100.191 | 99.839 | 100.574 | 99.804 | 99.306 | 99.309 | 99.256 | 99.565 | 99.382 | 99.631 |

| | Б-34 | Б-35 | Б-37 | Б-38 | Б-39 | Б-40 | Б-41 | Б-42 | Б-43 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 4.756 | 1.196 | 5.219 | 0.451 | 1.643 | 0.779 | 1.003 | 1.040 | 1.393 |
| $TiO_2$ | 0.086 | 0.037 | 0.109 | 0.024 | 0.045 | 0.026 | 0.037 | 0.035 | 0.031 |
| $Al_2O_3$ | 1.415 | 0.401 | 1.186 | 0.263 | 0.446 | 0.311 | 0.480 | 0.275 | 0.338 |
| $Fe_2O_3$ общ | 0.355 | 0.176 | 0.357 | 0.021 | 0.272 | 0.172 | 0.183 | 0.501 | 0.614 |
| MnO | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 0.016 | 0.014 | <ПО | 0.031 | 0.040 |
| MgO | 2.993 | 4.595 | 4.298 | 0.240 | 5.047 | 4.389 | 1.600 | 8.556 | 8.377 |
| CaO | 48.271 | 49.948 | 46.411 | 54.514 | 48.154 | 50.986 | 52.259 | 45.834 | 45.143 |
| $K_2O$ | 0.665 | 0.087 | 0.529 | 0.019 | 0.105 | 0.026 | 0.108 | 0.053 | 0.080 |
| $P_2O_5$ | 0.187 | 0.165 | 0.264 | 0.063 | 0.173 | 0.053 | 0.092 | 0.083 | 0.094 |
| $SO_2$ | 0.051 | 0.024 | 0.047 | 0.022 | 0.022 | 0.028 | 0.029 | 0.024 | 0.020 |
| ППП | 39.454 | 43.234 | 41.064 | 43.308 | 43.775 | 43.820 | 43.386 | 44.335 | 44.400 |
| F | 178 | <ПО | 327 | 59 | 122 | 122 | 160 | 57 | <ПО |
| Cl | 89 | 70 | 149 | 80 | 135 | 117 | 130 | 166 | 128 |
| V | 6 | 16 | 11 | <ПО | 12 | 6 | 7 | <ПО | <ПО |
| Ni | <ПО | <ПО | 18 | <ПО | <ПО | <ПО | 6 | 20 | <ПО |
| Cu | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 13 | <ПО | <ПО | <ПО |
| Zn | 21 | <ПО | <ПО | <ПО | 20 | 12 | <ПО | 16 | 17 |
| Rb | 17 | <ПО | 11 | 8 | 12 | 13 | <ПО | 19 | 9 |
| Sr | 454 | 258 | 264 | 368 | 240 | 200 | 117 | 173 | 156 |
| Zr | 45 | 41 | 47 | 25 | 23 | 9 | 22 | 37 | 33 |
| Σ | 98.318 | 99.910 | 99.575 | 98.985 | 99.754 | 100.653 | 99.227 | 100.815 | 100.564 |

*Примечание:* здесь и в таблицах 4–5 <ПО — содержание ниже предела обнаружения.

*Note:* here and in Tables 4–5 <ПО is the content below the detection limit.

Таблица 4. Содержания петрогенных оксидов (мас.%) и редких элементов (г/т) в карбонатных породах нижней подсвиты инзерской свиты в разрезе по правому берегу р. Зилим ниже по течению от д. Толпарово по результатам РФА

Table 4. Content of petrogenic oxides (wt.%) and trace elements (ppm) in carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation in the section along the right bank of Zilim river downstream of Tolparovo village based on the results of X-ray fluorescence analysis

| | АГ-1 | АГ-2 | АГ-3 | АГ-4 | АГ-5 | АГ-6 | АГ-7 | АГ-8 | К-38 | К-39 | К-40 | К-41 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 0.517 | 0.554 | 0.511 | 1.253 | 2.494 | 0.525 | 1.533 | 0.638 | 1.594 | 2.019 | 1.110 | 0.482 |
| $TiO_2$ | 0.015 | 0.030 | 0.010 | 0.045 | 0.093 | 0.011 | 0.046 | 0.014 | 0.052 | 0.068 | 0.038 | 0.010 |
| $Al_2O_3$ | <ПО | <ПО | <ПО | 0.342 | 0.602 | <ПО | 0.235 | <ПО | 0.426 | 0.613 | 0.380 | <ПО |
| $Fe_2O_3$ общ | 0.079 | 0.124 | 0.099 | 0.142 | 0.360 | 0.629 | 0.532 | 0.333 | 0.256 | 0.282 | 0.204 | 0.094 |
| MnO | 0.010 | <ПО | <ПО | <ПО | 0.010 | <ПО | <ПО | 0.015 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| MgO | 1.293 | 1.642 | 1.683 | 0.652 | 5.283 | 0.424 | 7.271 | 13.313 | 5.477 | 5.548 | 5.273 | 2.116 |
| CaO | 53.077 | 52.888 | 53.377 | 53.308 | 47.915 | 54.242 | 45.854 | 40.463 | 48.092 | 47.119 | 48.801 | 53.156 |
| $K_2O$ | 0.016 | 0.054 | 0.025 | 0.137 | 0.307 | 0.012 | 0.160 | 0.015 | 0.178 | 0.285 | 0.109 | 0.026 |
| $P_2O_5$ | 0.041 | <ПО | 0.032 | 0.101 | 0.270 | 0.016 | 0.149 | <ПО | 0.034 | 0.099 | <ПО | 0.026 |
| $SO_2$ | 0.017 | 0.017 | 0.017 | 0.022 | 0.051 | 0.011 | 0.024 | 0.013 | 0.022 | 0.398 | 0.016 | 0.013 |
| ППП | 43.995 | 43.644 | 43.533 | 43.137 | 42.815 | 43.140 | 43.395 | 45.596 | 42.940 | 42.645 | 43.219 | 42.855 |
| F | 51 | <ПО | – | 132 | 149 | – | – | <ПО | 70 | – | – | 89 |
| Cl | 137 | 119 | 98 | 77 | 82 | 80 | 97 | 157 | 58 | 67 | 62 | 79 |
| V | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| Ni | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО |
| Cu | 14 | 5 | 10 | <ПО | <ПО | <ПО | <ПО | 8 | <ПО | 9 | <ПО | <ПО |
| Zn | <ПО | <ПО | 5 | 6 | 6 | 5 | <ПО | <ПО | <ПО | 7 | <ПО | 5 |
| Rb | 20 | 17 | 21 | <ПО | 9 | 12 | 19 | 18 | 10 | 14 | 17 | 11 |
| Sr | 475 | 522 | 855 | 619 | 479 | 185 | 320 | 310 | 281 | 228 | 292 | 471 |
| Zr | 41 | 36 | 52 | 46 | 40 | 12 | 35 | 24 | 20 | 22 | 25 | 36 |
| Σ | 99.167 | 99.119 | 99.412 | 99.234 | 100.277 | 99.049 | 99.255 | 100.454 | 99.119 | 99.118 | 99.198 | 98.899 |

*Примечание:* прочерк — измерение не проводили.

*Note:* dash — measurement was not performed.

Таблица 5. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в карбонатных породах нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово по результатам ИСП АЭС

Table 5. Content of petrogenic oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in in carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation in the area of Tolparovo village based on the results of ICP AES

| | Б-24 | Б-27 | Б-37 | Б-40 | АГ-1 | АГ-2 | АГ-4 | АГ-5 | АГ-8 | 38-К |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $TiO_2$ | 0.007 | 0.037 | 0.085 | 0.073 | 0.007 | 0.030 | 0.052 | 0.088 | 0.014 | 0.057 |
| $Al_2O_3$ | 0.189 | 0.481 | 1.184 | 0.377 | 0.036 | 0.130 | 0.321 | 0.681 | 0.040 | 0.322 |
| $Fe_2O_3$ общ | 0.114 | 0.207 | 0.338 | 0.178 | 0.094 | 0.106 | 0.147 | 0.387 | 0.310 | 0.250 |
| MnO | 0.002 | 0.004 | 0.004 | 0.013 | 0.005 | 0.006 | 0.004 | 0.009 | 0.016 | 0.009 |
| MgO | 0.307 | 3.285 | 3.522 | 4.473 | 0.784 | 1.412 | 0.521 | 5.565 | 11.964 | 5.001 |
| CaO | 55.079 | 46.903 | 47.034 | 49.509 | 52.420 | 52.108 | 53.358 | 46.170 | 38.669 | 47.576 |
| $Na_2O$ | 0.018 | 0.029 | 0.059 | 0.024 | 0.020 | 0.016 | 0.025 | 0.047 | 0.025 | 0.026 |
| $P_2O_5$ | 0.057 | 0.055 | 0.163 | 0.044 | 0.041 | 0.042 | 0.065 | 0.134 | 0.029 | 0.044 |
| Li | 0.3 | 0.5 | 1.0 | 0.3 | <ПО | <ПО | 1.0 | 1.1 | <ПО | <ПО |
| Sc | 0.1 | 0.5 | 1.3 | 0.1 | <ПО | <ПО | 0.1 | 0.6 | <ПО | <ПО |
| V | 1.3 | 2.0 | 4.9 | 5.8 | 0.2 | 0.5 | 1.0 | 7.3 | <ПО | 1.1 |
| Cr | 11.8 | 12.3 | 14.5 | 14.6 | 9.8 | 2.6 | 2.6 | 16.7 | 11.9 | 12.1 |
| Co | 3.0 | 2.3 | 2.5 | 1.9 | 3.0 | 3.0 | 3.0 | 1.8 | 0.9 | 2.1 |
| Ni | 2.8 | 3.5 | 4.1 | 3.3 | 3.5 | 3.3 | 4.1 | 4.4 | 3.1 | 4.2 |
| Cu | 2.3 | 6.2 | 3.9 | 6.1 | 2.3 | 0.5 | 1.6 | 2.1 | 1.5 | 2.0 |
| Zn | 11.7 | 1.2 | 1.7 | 3.0 | 1.0 | 1.5 | 4.4 | 5.8 | 7.2 | 4.8 |
| Sr | 549.4 | 215.8 | 286.7 | 238.7 | 497.4 | 524.3 | 680.4 | 446.9 | 248.6 | 326.0 |
| Y | 0.7 | 0.4 | 4.0 | 0.6 | 2.4 | 2.8 | 3.0 | 5.6 | 4.9 | 4.2 |
| Zr | 35.1 | 38.6 | 50.7 | 34.9 | 42.0 | 43.0 | 44.4 | 48.2 | 41.8 | 45.1 |
| Pb | 3.7 | 10.9 | 5.7 | 5.3 | 7.3 | 4.1 | 7.3 | 5.8 | 15.2 | 6.7 |

концентраций в карбонатах, равных для фтора 330 г/т, хлора — 150 г/т (кларки элементов приводятся по К. Таркьяну и К. Ведеполю [Войткевич и др., 1990]). Вместе с тем несколько проб в «южном» разрезе (Б-24, Б-28, Б-30, Б-31) отличаются от остальных более высокими концентрациями фтора, колеблющимися от 335 до 649 г/т, близкими к кларку или превышающими его в 1.5–2 раза.

В целом по всей выборке проб из обоих разрезов для F устанавливается только слабая связь с кальцитом ($К_{корр}$ = 0.33) и со следующими петрогенными оксидами и элементами (табл. 6): $SO_2$ (0.47), $Al_2O_3$ (0.38), V (0.28), $K_2O$ и $SiO_2$ (0.27), CaO (0.22), $TiO_2$ (0.20). Вместе с тем без учета 5 проб из «южного» разреза с повышенным содержанием F коэффициенты корреляции довольно сильно изменяются — прямая зависимость между содержаниями фтора и кальцита пропадает, а между F и перечисленными оксидами увеличивается и становится значимой ($К_{корр}$ = 0.72–0.77, см. табл. 6). Сильная положительная связь фтора с кремнеземом, глиноземом, оксидами калия и фосфора достаточно очевидно отражает главные фторсодержащие минералы в карбонатных породах инзерской свиты — мусковит и апатит.

Связь между содержаниями F и $Al_2O_3$, $K_2O$, $TiO_2$, $P_2O_5$ в породах обоих разрезов демонстрируется на рис. 4, на котором хорошо видно, что фигуративные точки карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово образуют два кластера. В первый из них, основной, попадают практически все фигуративные точки пород «южного» и «северного» разрезов, во второй — только 5 из «южного» разреза, образцы Б-24, Б-25, Б-28, Б-30 и Б-31, о которых уже упоминалось выше. В обоих кластерах связь фтора с петрогенными оксидами положительная, однако степень увеличения его содержаний в зависимости от повышения концентраций в породах $Al_2O_3$, $K_2O$, $TiO_2$, $P_2O_5$ разная — слабая в основном кластере (см. рис. 4, кластер А) и сильная в кластере из 5 образцов (см. рис. 4, кластер Б). Это указывает, по-видимому, на то, что накопление фтора в породах инзерской свиты в районе д. Толпарово имеет двоякую природу.

По результатам дифференциального термического анализа установлено, что карбонатные

Таблица 6. Коэффициенты корреляции содержаний фтора и хлора с содержаниями петрогенных оксидов, редких элементов, кальцита и доломита в карбонатных породах нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово

Table 6. Correlation coefficients of fluorine and chlorine contents with the contents of petrogenic oxides, trace elements, calcite and dolomite in carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation in the area of Tolparovo village

| | Фтор | | | | | | Хлор | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| $SiO_2$ | 0.27 | 0.79 | 0.74 | 0.17 | 0.78 | 0.88 | 0.04 | 0.05 | –0.50 | 0.12 | 0.12 | –0.02 |
| $TiO_2$ | 0.20 | 0.77 | 0.73 | 0.14 | 0.83 | 0.93 | –0.06 | –0.06 | –0.46 | 0.20 | 0.20 | 0.12 |
| $Al_2O_3$ | 0.38 | 0.73 | 0.78 | 0.25 | 0.72 | 0.82 | –0.07 | –0.07 | –0.63 | –0.08 | –0.10 | –0.10 |
| $Fe_2O_3$ | –0.17 | 0.05 | 0.18 | –0.26 | –0.05 | 0.95 | 0.15 | 0.20 | –0.12 | 0.43 | 0.55 | –0.11 |
| MnO | –0.40 | –0.30 | –0.28 | –0.49 | –0.42 | –0.38 | 0.45 | 0.49 | 0.66 | 0.45 | 0.48 | 0.38 |
| MgO | –0.30 | –0.27 | –0.36 | –0.36 | –0.30 | 0.75 | 0.29 | 0.37 | 0.32 | 0.36 | 0.51 | –0.20 |
| CaO | 0.22 | 0.01 | 0.28 | 0.26 | –0.10 | –0.72 | –0.26 | –0.35 | –0.25 | –0.34 | –0.52 | 0.16 |
| $K_2O$ | 0.27 | 0.73 | 0.77 | 0.20 | 0.71 | 0.91 | –0.09 | –0.09 | –0.54 | 0.01 | –0.02 | 0.04 |
| $P_2O_5$ | 0.09 | 0.54 | 0.85 | –0.09 | 0.42 | 0.68 | 0.01 | –0.01 | –0.23 | 0.07 | 0.00 | 0.74 |
| $SO_2$ | 0.47 | 0.72 | 0.73 | 0.44 | 0.76 | 0.57 | –0.22 | –0.23 | –0.29 | 0.04 | 0.02 | 0.14 |
| Cl/F | 0.03 | 0.12 | –0.70 | 0.07 | 0.36 | 0.05 | 0.03 | 0.12 | –0.70 | 0.07 | 0.36 | 0.05 |
| V | 0.28 | 0.38 | – | 0.13 | 0.33 | 0.20 | 0.12 | 0.08 | – | –0.09 | –0.20 | 0.66 |
| Ni | –0.06 | 0.28 | – | –0.21 | 0.21 | –0.59 | 0.24 | 0.28 | – | 0.18 | 0.20 | –0.14 |
| Cu | –0.31 | –0.22 | –0.66 | –0.12 | 0.06 | – | 0.09 | 0.12 | 0.57 | 0.03 | 0.02 | – |
| Zn | 0.19 | 0.07 | 0.76 | 0.07 | –0.05 | –0.44 | 0.27 | 0.31 | –0.20 | 0.26 | 0.35 | 0.16 |
| Rb | –0.01 | –0.18 | –0.82 | 0.18 | 0.09 | 0.06 | 0.28 | 0.30 | 0.53 | 0.33 | 0.41 | 0.09 |
| Sr | 0.18 | –0.07 | 0.49 | 0.29 | 0.02 | –0.43 | –0.26 | –0.26 | 0.19 | –0.44 | –0.66 | –0.45 |
| Zr | –0.10 | 0.21 | 0.54 | –0.10 | 0.20 | –0.62 | –0.06 | 0.03 | 0.22 | –0.21 | –0.09 | –0.47 |
| Cal | 0.33 | 0.08 | 0.20 | 0.41 | 0.07 | –0.74 | –0.27 | –0.35 | –0.22 | –0.40 | –0.55 | 0.24 |
| Dol | –0.38 | –0.20 | –0.31 | –0.47 | –0.22 | 0.74 | 0.34 | 0.43 | 0.33 | 0.43 | 0.58 | –0.24 |

*Примечания:* 1–6 — разные выборки проб: 1 — по всем пробам (n = 31) «северного» и «южного» разрезов; 2 — по всем пробам (n = 26) «северного» и «южного» разрезов без образцов Б-24, Б-25, Б-28, Б-30, Б-31 с повышенным содержанием фтора; 3 — по пробам «северного» разреза (n = 12); 4 — по пробам «южного» разреза (n = 19); 5 — по пробам «южного» разреза (n = 14) без образцов Б-24, Б-25, Б-28, Б-30, Б-31; 6 — по образцам Б-24, Б-25, Б-28, Б-30, Б-31 с повышенным содержанием фтора (n = 5). Cal — кальцит. Dol — доломит. Прочерк — коэффициент не рассчитывался.

*Notes:* 1–6 — different sample sets: 1 — for all samples (n = 31) of the “northern” and “southern” sections; 2 — for all samples (n = 26) of the “northern” and “southern” sections without samples B-24, B-25, B-28, B-30, B-31 with increased uorine content; 3 — based on samples from the “northern” section (n = 12); 4 — based on samples from the “southern” section (n = 19); 5 — based on samples from the “southern” section (n = 14) without samples B-24, B-25, B-28, B-30, B-31; 6 — according to samples B-24, B-25, B-28, B-30, B-31 with increased uorine content (n = 5). Cal — calcite. Dol — dolomite. Dash — coef cient was not calculated.

породы нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово представлены в основном тремя разновидностями: 1) практически чистыми известняками с содержанием кальцита от 97 до 100% (обр. Б-24, Б-25, Б-28, Б-38, АГ-4, АГ-6); 2) низкодоломитовыми известняками с содержанием доломита 6–10% (Б-36, Б-41, АГ-1–АГ-3, К-41) и 3) доломитовыми известняками с содержанием доломита 12–43% (Б-26, Б-27, Б-29–Б-35, Б-37, Б-39, Б-40, Б-42, Б-43, АГ-5, АГ-7, К-38–К-40). Выделяется еще один литологический тип — кальцитовые доломиты, представленный в «северном» разрезе одним образцом (АГ-8), в котором содержание доломита составляет 62%, кальцита — 37% (см. табл. 1).

Доломитовые известняки из перечисленных типов пород преобладают. Степень их доломитизации в обоих разрезах примерно одинаково увеличивается от подошвы к кровле подсвиты и вместе с тем с запада на восток по направлению к региональному субмеридиональному разрывному нарушению, протягивающемуся на десятки км. Вблизи нарушения в известняках фиксируется максимальное содержание доломита.

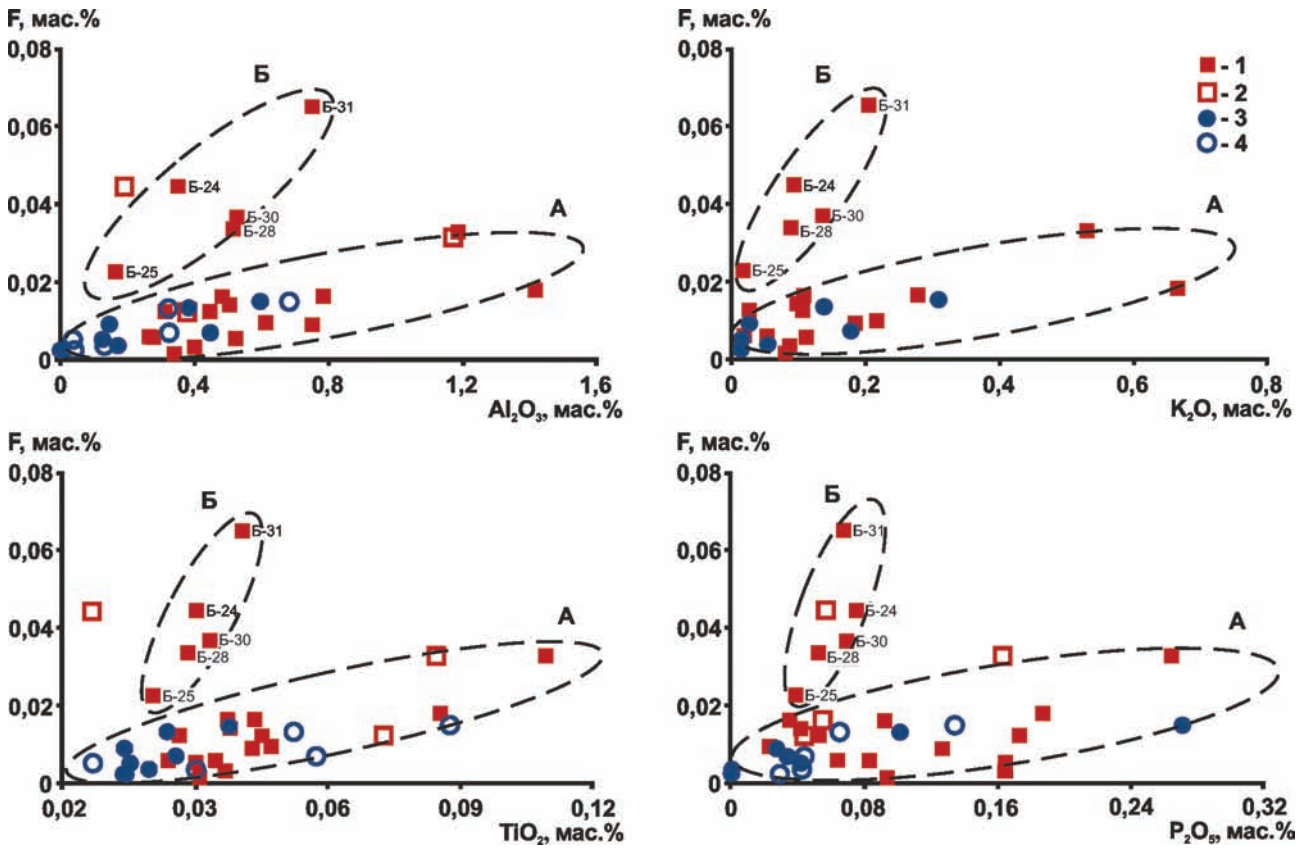


**Рис. 4. Связь между содержаниями F и $Al_2O_3$, $K_2O$, $TiO_2$, $P_2O_5$ в карбонатных породах нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово**

*Условные обозначения:* 1–2 — «южный» разрез: 1 — данные РФА, 2 — данные ИСП АЭС; 3–4 — «северный» разрез: 3 — данные РФА, 4 — данные ИСП АЭС. А, Б — разные кластеры, пояснения в тексте.

**Fig. 4. Relationship between the contents of F and $Al_2O_3$, $K_2O$, $TiO_2$, $P_2O_5$ in carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation in the area of Tolparovo village**

*Legend:* 1–2 — “southern” section: 1 — XRF data, 2 — ICP AES data; 3–4 — “northern” section: 3 — XRF data, 4 — ICP AES data. А, Б — different clusters (explanations in the text).

А.Б. Кузнецов с соавторами [Кузнецов и др., 2006] на основании изотопного состава С и О карбонатов, а также достаточно жестких геохимических критериев их сохранности, считают, что доломитизация известняков нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово произошла на стадии раннего диагенеза. Вместе с тем проведенные нами петрографические наблюдения показывают, что в «северном» обнажении в известняках инзерской свиты по направлению на восток к их тектоническому контакту с песчаниками толпаровской свиты отмечаются трещины, полностью или частично залеченные средне- и крупнокристаллическим доломитом, увеличивается размерность зерен и степень доломитизации. Эти данные указывают на то, что процессы доломитизации подинзерских известняков происходили не только в раннем диагенезе, но и в эпигенезе, наиболее вероятно, в связи с тектоническими дислокациями и гидротермальной деятельностью в зоне разлома.

В то же время содержания фтора в породах нижней подсвиты инзерской свиты не обнаруживают связи с содержанием доломита, а, напротив, имеют очень слабую положительную корреляцию с кальцитом (см. табл. 6). Более того, концентрации фтора в породах вблизи разрывного нарушения не увеличиваются, а уменьшаются, указывая, таким образом, на то, что его накопление не связано с приразломной гидротермальной деятельностью. С учетом этого и вышеприведенных коррелятивных связей фтора можно сделать вывод, что наблюдающиеся в известняках нижекларковые концентрации фтора унаследованы из глинистых минералов (гидрослюда), в том или ином количестве

присутствовавших в известковых осадках. Как отмечено выше, согласно литологическим наблюдениям [Маслов и др., 2001], в породах «северного» разреза хорошо выражена волнистая слоистость, подчеркнутая тончайшими глинистыми и глинисто-карбонатными пленками.

Вместе с тем можно предположить, что и увеличение содержания фтора до вышекларковых концентраций в отдельных интервалах «южного» разреза также связано с осадочным процессом, точнее с осадконакоплением, близким к эвапоритовому. В таком случае находит объяснение тот факт, что в сравнении с другими частями изученных разрезов количество мусковита (изначально глинистых минералов) в доломитоносных и доломитовых известняках из этих интервалов уменьшается, но содержание фтора в них увеличивается.

В пользу этого предположения можно рассматривать не только повышенные содержания фтора в этих интервалах, но и достаточно высокие концентрации в них стронция, достигающие 1221 г/т (обр. Б-25, см. табл. 3). Ранее в Башкирском мегантиклинории наиболее высокие концентрации этого элемента установлены в известняках верхней части большеинзерской свиты нижнего рифея (в среднем 1821 г/т), которые выделены в качестве стронциевого геохимического горизонта [Гареев, 1989]. Известняки подинзерских слоев в сводке указанного автора по уровню концентраций Sr находятся на втором месте, среднее содержание в них составляет 833 г/т и превышает кларковое содержание стронция в карбонатных породах (610 г/т [Войткевич и др., 1990]) примерно в 1.5 раза. Одним из вполне вероятных объяснений таких высоких концентраций Sr является его накопление в эвапоритовых или близких к ним обстановках [Горожанин, Мичурин, 2008; Юдович и др., 1980; Юдович, Кетрис, 2011]. В качестве литологического доказательства подобных обстановок восадконакопления можно указать на присутствие прослоев седиментогенных плоскообломочных брекчий в средней части «северного» обнажения (см. рис. 3), свидетельствующих о крайне мелководных обстановках.

В то же время нельзя полностью исключить из рассмотрения сценарий обогащения отдельных интервалов «южного» разреза в результате воздействиия флюидов эвапоритовой природы, которое, вероятно, могло происходить избирательно послойно. В пользу этого сценария говорят довольно высокие положительные коэффициенты корреляции (0,74–0,75) между содержаниями фтора и содержаниями оксида магния и доломита в известняках из этих интервалов. Графически положительная связь фтора с доломитом и отрицательная связь с кальцитом в образцах «южного» разреза с повышенным содержанием F иллюстрируется диаграммой (рис. 5, кластер Б).

Хлор в изученных разрезах обнаруживает те же закономерности, которые установлены нами ранее [Мичурин и др., 2018б; Казбулатова и др., 2019]. Он имеет положительные коэффициенты корреляции только с доломитом, MgO, MnO. С кальцитом в известняках инзерской свиты хлор связан отрицательной связью (см. рис. 5). Наиболее вероятно, что хлор входит преимущественно во флюидные включения средне- и крупнокристаллических эпигенетических доломитов, развивающихся по тектоническим трещинам в известняках.

## Выводы

1. Карбонатные породы нижней подсвиты инзерской свиты верхнего рифея в двух изученных обнажениях по р. Зилим в районе д. Толпарово представлены преимущественно доломитоносными, низкодоломитовыми и доломитовыми известняками, а также кальцитовыми доломитами. Доломитизация известняков в обоих разрезах закономерно увеличивается от подощвы к кровле подсвиты и вместе с тем с запада на восток по направлению к субмеридиональному региональному разрывному нарушению. В породах, по-видимому, проявлена как раннедиагенетическая доломитизация, так и эпигенетическая, представленная средне-, крупнокристаллическим доломитом, развитым по трещинам, которые образовались, вероятно, в результате тектонических дислокаций.

2. Содержания в породах фтора варьируют от менее 50 до 649 г/т, хлора — от 58 до 166 г/т, средние значения их (161 г/т — F, 103 г/т — Cl) ниже кларковых концентраций в карбонатах в 1.5–2 раза. Содержания F и Cl в породах «северного» разреза ниже, чем в породах «южного».

3. Фтор обнаруживает наиболее сильные геохимические связи с $SiO_2$, $Al_2O_3$, $K_2O$, $TiO_2$, $P_2O_5$, хлор — с MgO, MnO, $Fe_2O_3$. Главными минералами-концентраторами F являются мусковит и апатит, Cl — эпигенетический доломит.

4. В отдельных интервалах «южного» разреза выявлено обогащение пород F (444–649 г/т) и Sr (1221 г/т), содержания которых превышают кларковые в 1.5–2 раза. Локальное накопление фтора и стронция могло быть связано или с кратковременными эпизодами седиментации, близкой

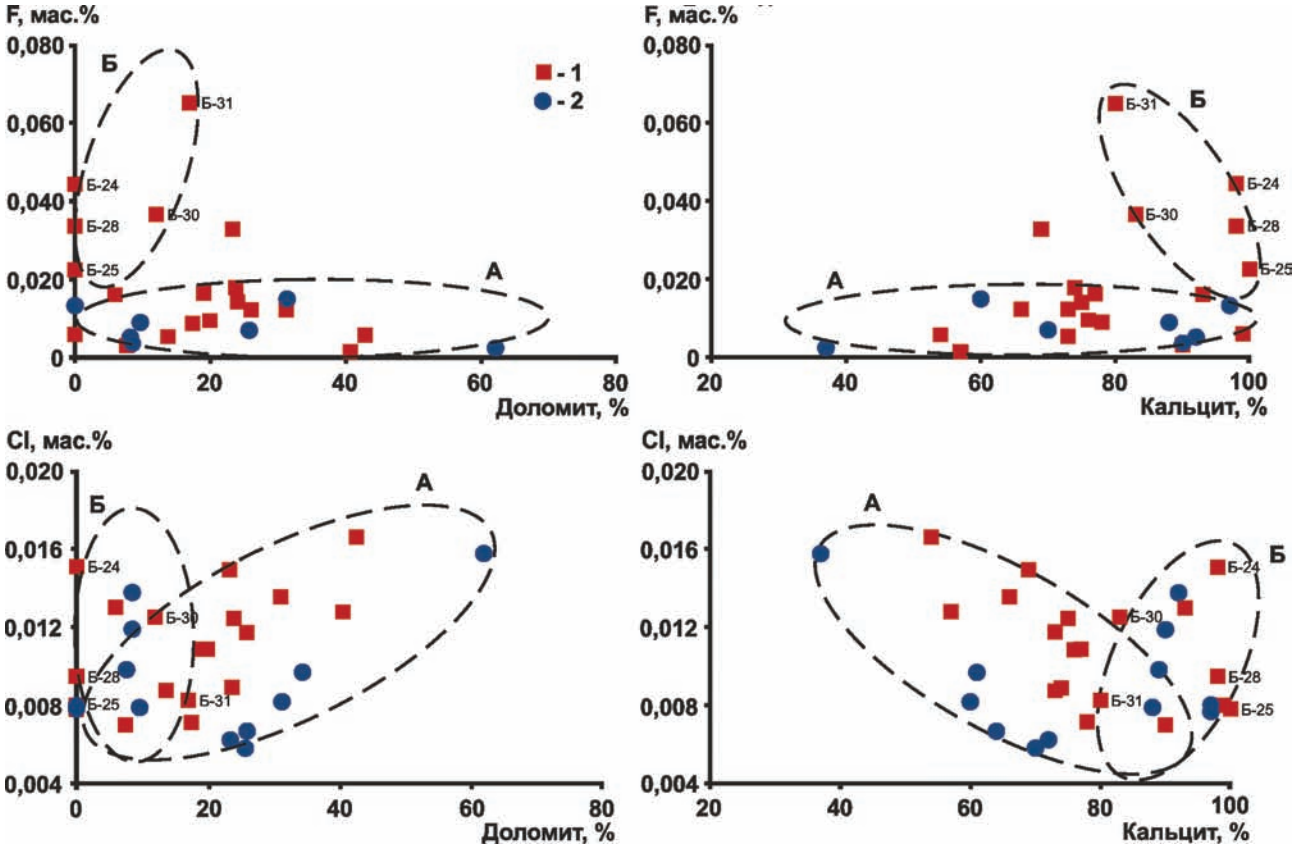


**Рис. 5. Связь содержаний F и Cl с содержаниями кальцита и доломита в карбонатных породах нижней подсвиты инзерской свиты в районе д. Толпарово**

*Условные обозначения:* 1 — «южный» разрез, 2 — «северный» разрез. А, Б — разные кластеры, пояснения в тексте.

**Fig. 5. Relationship of F and Cl contents with calcite and dolomite contents in carbonate rocks of the lower subformation of Inzer Formation in the area of Tolparovo village**

*Legend:* 1—"southern" section, 2 — "northern" section. А, Б — different clusters explanations in the text.

к эвапоритовой, или являться результатом воздействия флюидов эвапоритовой природы.

***Благодарности***. *Авторы искренне признательны М.Т. Крупенину за критические замечания и плодотворное обсуждение материалов статьи.*

*Исследования выполнены в рамках темы № 0246-2019-0085 государственного задания ИГ УФИЦ РАН.*

## Список литературы:

*Анфимов Л.В., Ковальчук А.И.* Галогены и бор в карбонатных породах нижнего рифея на Южном Урале // Ежегодник-1979. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 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.

*Войткевич Г.В, Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г.* Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 476 с.

*Гареев Э.З.* Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея: Автореф. … дис. канд. геол.-мин. наук / ГЕОХИ АН СССР. М., 1989. 31 с.

*Горожанин В.М., Мичурин С.В.* Литологические и изотопно-геохимические признаки эвапоритовых обстановок в раннем рифее Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2008. № 12. С. 102–108.

*Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М.* Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27, № 2. С. 3–30.

*Казбулатова Г.М., Карамова А.М., Мичурин С.В., Султанова А.Г.* Распределение фтора и хлора в карбонатных породах большеинзерской и суранской свит нижнего рифея на Южном Урале // Геология, геоэкология и ресурсный

потенциал Урала и сопредельных территорий: Сб. статей 7-ой Всероссийской молодежной геологической конференции с международным участием, Уфа, 23–27 сент. 2019 г. Уфа: РН-БашНИПИнефть, 2019. С. 77–81.

*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.

*Крупенин М.Т., Мичурин С.В.* Индикаторные изотопно-геохимические характеристики сульфидов из Саткинского магнезитового месторождения (Южно-Уральская провинция) // Докл. АН. 2018. Т. 478, № 3. С. 328–331.

*Крупенин М.Т., Прохаска В.* Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 5. С. 1–3.

*Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Шарипова А.А., Гараева А.А., Замятин Д.А., Гуляева Т.Я.* Условия формирования Mg-Fe метасоматических карбонатов в нижнерифейских терригенно-карбонатных толщах Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 3. С. 262–277.

*Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В.* Sr- и C-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 6. С. 25–53.

*Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.

*Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 4. 103 с.

*Мичурин С.В., Калистратова Е.О., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М.* Фтор в породах Западно-Акташской рудной зоны (Южный Урал) // Геологический вестник. 2020а. № 2. С. 54–71.

*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. 2018а. № 18. 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.

*Мичурин С.В., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М., Шарипова А.А., Савельев Д.Е., Горожанин В.М., Карамова А.М., Войкина З.А.* Фтор и хлор в карбонатных породах лапыштинской подсвиты суранской свиты нижнего рифея (Багарыштинский разрез, Южный Урал) // Геологический вестник, 2020б. № 3. С. 3–26.

*Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А.* Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) // Литосфера. 2018б. Т. 18, № 1. С. 61–81.

*Мусина А.М. Мичурин С.В.* Определение элементного состава методом ИСП-АЭС при разложении горных пород открытым способом // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Матер. IV Всероссийской молодежной геологической конференции. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2016. С. 39–44.

*Овчинникова Г.В., Васильева Г.В., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К.* U-Pb систематика протерозойских карбонатных пород: инзерская свита уральского стратотипа рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 20–31.

*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.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / *Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков*. М.: Наука, 1983. 184 с.

*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: Сб. статей 7-ой Всероссийской молодежной геологической конференции с международным участием, Уфа, 23–27 сент. 2019 г. Уфа: РН-БашНИПИнефть, 2019. С. 113–118.

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

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

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

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

*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.

## References:

An mov L.V., Koval'chuk A.I. (1980) Halogens and boron in the carbonate rocks of the Lower Riphean in the Southern Urals. *Ezhegodnik-1979* [Yearbook-1979]. Sverdlovsk: IGG UNTs AN SSSR, 95-97. (In Russian).

An mov L.V., Krupenin M.T., Petrishcheva V.G. (1987) Microelements and their correlation value in the carbonate rocks of the Riphean of the Bashkir meganticlinorium. *Geohimiya vulkanicheskih i osadochnyh porod Yuzhnogo Urala* [Geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Southern Urals]. Sverdlovsk: UNTs AN SSSR, 47-56. (In Russian).

Gareev E.Z. (1989) *Geohimiya osadochnyh porod stratotipicheskogo razreza rifeya. Avtoref. diss. … kand. geol.-min. nauk* [Geochemistry of sedimentary rocks of the stratotype section of Riphean. Abstract. dis. … kand. geol.-min. sciences]. Moscow, GEOKHI, 24 p. (In Russian).

Gorohov I.M., Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Arakelyants M.M., Kovach V.P., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Vasil'eva I.M. (2019) Isotope systematics and age of authigenic minerals in mudstones of the Inzer Formation of the Southern Urals. *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya – Stratigraphy and Geological Correlation*, **27**(2), 3-30. (In Russian).

Gorozhanin V.M., Michurin S.V. (2008) Lithological and isotope-geochemical features of evaporite environments in the Early Riphean of the Southern Urals. *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnyh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, (12), 102-108. (In Russian).

Halizova V.A., Polupanova L.I., Bebeshko G.I., Alekseeva A.Ya., Gel'man E.M. (1976) *Instruktsiya NSAM 139-H. Himicheskie metody. Fotometricheskii metod opredeleniya ftora v gornyh porodah, mineralah i rastvorah po reaktsii obrazovaniya alizarinkompleksonata ftorida tseriya* [Instruction NSAM 139-X. Chemical methods. Photometric method for the determination of uorine in rocks, minerals and solutions by the reaction of the formation of cerium uoride alizarincomplexonate]. Moscow, 25 p. (In Russian).

Karamova A.M., Kazbulatova G.M., Michurin S.V., Zaharova A.G. (2019) Photometric method for the determination of uorine in rocks through the formation of lizane uoride alizarin complexonate. *Bashkirskii himicheskii zhurnal – Bashkir chemistry journal*, **26**(1), 42-47. (In Russian).

Kazbulatova G.M., Karamova A.M., Michurin S.V., Sultanova A.G. (2019) Distribution of uorine and chlorine in carbonate rocks of the Bolsheinzerskaya and Suran formations of the Lower Riphean in the South Urals. *Geologiya, geoekologiya i resursnyi potentsial Urala i sopredel'nyh territorii. 7th Vserossiiskaya molodezhnaya geologicheskaya konferentsiya s mezhdunarodnym uchastiem* [Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories: Collection of articles of the 7th All-Russian youth geological conference with international participation]. Ufa, sept., 23-27, 2019. Ufa, RN-BashNIPINeft, 77-81. (In Russian).

Keller B.M., Chumakov N.M. (Eds.) (1983) *Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geohronologiya* [Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology]. Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russian).

Krupenin M.T., Michurin S.V. (2018) Indicator isotope-geochemical characteristics of sul des from the Satka magnesite deposit (South Ural province). *Dokl. Akad. Nauk*, **478**(3), 328-331. (In Russian).

Krupenin M.T., Prohaska V. (2005) Evaporite nature of uid inclusions in crystalline magnesites of the Satka type. *Dokl. Akad. Nauk*, **403**(5), 1-3. (In Russian).

Krupenin M.T., Michurin S.V., Sharipova A.A., Garaeva A.A., Zamyatin D.A., Gulyaeva T.Ya (2019) Conditions for the formation of Mg-Fe metasomatic carbonates in the Lower Riphean terrigenous-carbonate strata of the Southern Urals. *Litologiya i poleznye iskopaemye – Lithology and Mineral Resources*, (3), 262-277. (In Russian).

Kuznetsov A.B., Semihatov M.A., Maslov A.V., Gorohov I.M., Prasolov Ye.M., Krupenin M.T., Kislova I.V. (2006) Sr- and C-isotope chemostratigraphy of the Upper Riphean type section (South Urals): new data. *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya – Stratigraphy and Geological Correlation*, **14**(6), 25-53. (In Russian).

Maslov A.V. (1988) *Litologiya verhnerifeiskih otlozhenii Bashkirskogo megantiklinoriya* [Lithology of the Upper Riphean deposits of the Bashkirian meganticlinorium]. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russian).

Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., An mov L.V. (2001) *Rifei zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala. T. 1* [Riphean of the western slope of the Southern Urals. Vol. 1]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 351 p. (In Russian).

Michurin S.V., Kalistratova E.O., Sultanova A.G., Kazbulatova G.M. (2020a) Fluorine in the rocks of the West Aktash ore zone (South Urals). *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (2), 54-71. (In Russian).

Michurin S.V., Karamova A.M., Biktimerova Z.R., Kazbulatova G.M. (2018a) Chlorine in the carbonate rocks of the lower and upper Riphean of the Bashkir meganticlinorium. *Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnyh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, (18), 76-90. (In Russian).

Michurin S.V., Karamova A.M., Kazbulatova G.M., Sultanova A.G., Savel'ev D.E., Gorozhanin V.M. (2019) Fluorine in carbonate rocks of the Bolsheinzerskaya and Suran formations of the Lower Riphean in the Southern Urals. *Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnyh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, (26), 76-87. (In Russian).

Michurin S.V., Sharipova A.A., Krupenin M.T., Zamyatin D.A., Musina A.M., Popov V.A. (2018b) Sul de mineralization, native gold and its geochemical relationships in the Riphean sediments of the Avzyan ore region (South Ural). *Litosfera – Lithosphere*, **18**(1), 61-81. (In Russian).

Michurin S.V., Sultanova A.G., Kazbulatova G.M., Sharipova A.A., Savel'ev D.E., Gorozhanin V.M., Karamova A.M., Voikina Z.A. (2020b) Fluorine and chlorine in carbonate rocks of the Lapyshta Subformation of the Suran Formation, Lower Riphean (Bagaryshtinsky section, South Urals). *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (3), 3-26. (In Russian).

Musina A.M. Michurin S.V. (2016) Determination of the elemental composition by the ICP-AES method during the decomposition of rocks by the open method. *Geologiya, geoekologiya i resursnyi potentsial Urala i sopredel'nyh territorii: Materialy IV Vserossiiskoi molodezhnoi geologicheskoi konferentsii* [Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories: Materials 4th All-Russian Youth Geological Conference]. Ufa, IG UNTs RAN, 39-44. (In Russian).

Ovchinnikova G.V., Vasil'eva G.V., Semihatov M.A., Kuznetsov A.B., Gorohov I.M., Gorohovskii B.M., Levskii L.K. (1998) U-Pb taxonomy of Proterozoic carbonate rocks: Inzer

Formation of the Ural stratotype of the Riphean (South Urals). *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya – Stratigraphy and Geological Correlation*. **6**(4), 20-31. (In Russian).

Parnachev V.P. (1987) Fluorine and chlorine in the Late Precambrian sedimentary rocks of the Bashkir meganticlinorium in connection with issues of their sedimentogenesis. *Geohimiya vulkanicheskih i osadochnyh porod Yuzhnogo Urala* [Geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Southern Urals]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 35-47. (In Russian).

Shirobokova T.I. (1989) Fluorine and chlorine in the rocks of the Kuzhinsky deposit. *Ezhegodnik-1988* [Yearbook 1988]. Sverdlovsk, IGG UrO AN SSSR, 103-104. (In Russian).

Shirobokova T.I. (1992) *Stratiformnoe polimetallicheskoe i baritovoe orudenenie Urala* [Stratiform polymetallic and barite mineralization of the Urals]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 137 p. (In Russian).

Sultanova A.G., Michurin S.V., Karamova A.M., Kazbulatova G.M., Savel'ev D.E., Gorozhanin V.M. (2019) Fluorine-containing minerals in the Lower Riphean deposits of the Yamantau anticlinorium (South Urals). *Geologiya, geoekologiya i resursnyi potentsial Urala i sopredel'nyh territorii. 7th Vserossiiskaya molodezhnaya geologicheskaya konferentsiya s mezhdunarodnym uchastiem* [Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories: Collection of articles of the 7th All-Russian youth geological conference with international participation], Ufa, sept., 23-27, 2019. Ufa, RN-BashNIPINeft, 113-118. (In Russian).

Voitkevich G.V, Kokin A.V., Miroshnikov A.E., Prohorov V.G. (1990) *Spravochnik po geohimii* [Geochemistry Handbook]. Moscow, Nedra Publ., 476 p. (In Russian).

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) *Geokhimicheskie indikatory litogeneza* (litologicheskaya geokhimiya) [Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry)]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russian).

Yudovich Ya.E., Maidl T.V., Ivanova T.I. (1980) *Geohimiya strontsiya v karbonatnyh otlozheniyah (v svyazi s problemoi geohimicheskoi diagnostiki rifov)* [Geochemistry of strontium in carbonate deposits (in connection with the problem of geochemical diagnostics of reefs)]. Leningrad, Nauka Publ., 152 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

**Биктимерова Зирина Ришатовна**, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа, E-mail: Zirina85@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

**Горожанин Валерий Михайлович**, 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: Gorozhanin@ufaras.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

**Карамова Алсу Мусаевна**, канд. технических наук, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН); доцент, БашГУ, г. Уфа. E-mail: alsu.2013@bk.ru

**Войкина Залия Азатовна**, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru

**Шарипова Айсылу Азатовна**, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: aysyluazatovna@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

**Biktimerova Zirina Rishatovna**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: Zirina85@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
**Gorozhanin Valery Michailovich**, 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: Gorozhanin@ufaras.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
**Karamova Alsu Musaevna**, candidate of technical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS); Associate Professor, Bashkir State University, Ufa. E-mail: alsu.2013@bk.ru
**Voikina Zaliya Azatovna**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru
**Sharipova Aisylu Azatovna**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: aysyluazatovna@mail.ru

DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-9

*УДК 550.41+553.21/24*

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИТТРИЯ В КАЛЬЦИТЕ AU-CU-ПОРФИРОВЫХ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ КУТУЕВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская**

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru*

Изучено распределение РЗЭ и Y в кальците Au-Cu-порфировых руд и во вмещающих породах Кутуевского рудопроявления, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Содержания РЗЭ и Y определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на спектрометре ELAN 9000 в ИГГ УрО РАН. Показано, что кальцит и интрузивные породы рудопроявления имеют близкие спектры распределения РЗЭ, характеризующиеся накоплением легких лантаноидов, отсутствием дифференциации среди тяжелых РЗЭ, а также отрицательными аномалиями Ce. Отличительной особенностью кальцита являются положительные аномалии Eu, свидетельствующие о высокотемпературной обстановке его формирования (>250°C) из восстановленного флюида. Значения Y/Ho в кальците и во вмещающих породах указывают на взаимодействие флюид/известняк. Результаты исследований подтверждают вывод, полученный на основании изотопных данных, об участии в образовании порфировой минерализации флюидов и компонентов магматогенной и метаморфогенной природы.

*Ключевые слова:* Южный Урал, Au-Cu-порфировое оруденение, редкоземельные элементы, иттрий, аномалии Eu

# REE AND YTTRIUM PATTERNS IN CALCITE OF AU-CU-PORPHYRY ORE AND HOST ROCKS OF KUTUEVKA ORE OCCURRENCE (SOUTHERN URALS)

**S. E. Znamensky, N. M. Znamenskaya**

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru*

The distribution of REE and Y in calcite of Au-Cu-porphyry ores and in host rocks of the Kutuevka ore occurrence located in the zone of the Main Ural Fault in the Southern Urals is studied. The content of REE and Y was determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) on the ELAN 9000 spectrometer at the IGG of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. It is shown that calcite and intrusive rocks of the ore occurrence have similar REE patterns, characterized by the accumulation of light lanthanides, the lack of differentiation among heavy REEs, and negative Ce anomalies. A distinctive feature of calcite is the positive Eu anomalies, indicating a high-temperature environment of its formation (>250°C) from the reduced uid. The Y/Ho values in calcite and host rocks indicate a uid/limestone interaction. The results of the studies con rm the conclusion obtained on the basis of isotopic data about the participation of uids and components of magmatogenic and metamorphogenic nature in the formation of porphyry mineralization.

*Keywords:* Southern Urals, Au-Cu-porphyry mineralization, rare earth elements, yttrium, Eu anomalies

**Для цитирования:** *Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.* Распределение редкоземельных элементов и иттрия в кальците Au-Cu-порфировых руд и вмещающих породах Кутуевского рудопроявления (Южный Урал) // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 98–104. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-9.

**For citation:** *Znamensky S.E., Znamenskaya N.M.* (2021) REE and yttrium patterns in calcite of Au-Cu-porphyry ore and host rocks of Kutuevka ore occurrence (Souther Urals). *Geologicheskii vestnik.* No. 1. P. 98–104. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-9.

© С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская, 2021

## Введение

Редкоземельные элементы (РЗЭ) и близкий к ним по химическим свойствам иттрий относятся к числу важнейших геохимических индикаторов процессов гидротермального рудообразования. В последнее время данные по распределению этих элементов в минералах руд, наряду с исследованиями стабильных изотопов, стали широко использоваться для выяснения физико-химических параметров, состава и источников минералообразующих флюидов [Debruyne et al., 2016; Muchez, Corbella, 2012; Znamenskii et al., 2017; и мн. др.]. Наиболее информативными являются модели редкоземельных элементов и иттрия в Ca-содержащих минералах (шеелите, флюорите, карбонатах и др.), так как лантаноиды и иттрий имеют близкие к кальцию ионные радиусы и могут замещать его в кристаллической решетке этих минералов.

Цель статьи — рассмотреть особенности распределения редкоземельных элементов и иттрия в кальците руд, во вмещающих интрузивных породах и околорудных метасоматитах и на этой основе оценить физико-химические характеристики, а также возможные источники флюидов, участвовавших в формировании Au-Cu-порфировой минерализации Кутуевского рудопроявления (Южный Урал).

## Методы исследований

Определение содержаний РЗЭ выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на спектрометре ELAN 9000 фирмы Perktu Elmer в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). В тексте, в таблице и на графиках нижний индекс N обозначает значения, нормированные на хондрит C1 [McDonough, Sun, 1995]. Аномалии Eu и Ce рассчитывались по формулам: $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N \times Gd_N)^{0.5}$, $Ce/Ce^* = 2Ce_N/(La_N+Pr_N)$. Результаты определений и рассчитанные геохимические коэффициенты приведены в таблице.

## Краткая геологическая характеристика Кутуевского рудопроявления

Кутуевское рудопроявление расположено в зоне Главного Уральского разлома на северном замыкании Магнитогорской мегазоны, в 25 км юго-западнее города Учалы Республики Башкортостан. Рудопроявление относится к нетрадиционному для Южного Урала полиформационному типу с совмещенным Co-Cu-колчеданным и Au-Cu-порфировым оруденением [Знаменский и др., 2019а].

Современная структура рудопроявления представляет собой пакет крутопадающих тектонических пластин (рис. 1). Пластины сложены терригенно-тефроидными породами с прослоями обломочных известняков и яшм, предположительно относящимися к ильтибановской толще ($D_1lh$), массивными известняками, серпентинитами, серпентинитокластическими брекчиями, местами перекрытыми толщей афировых и плагиофировых долерито-базальтов, пироксен-плагиофировых базальтов и андезибазальтов.

Залежь массивных колчеданных руд пирит-пирротин-халькопиритового состава залегает среди отальковaнных и карбонатизированных серпентинитокластических брекчий. Прожилковая Au-Cu-порфировая минерализация связана с дайками, состав которых варьирует от габбро до кварцевых диоритов. Преобладают плагиофировые разновидности пород. Эффузивные и интрузивные породы рудопроявления по геохимическим характеристикам близки к вулканитам баймак-бурибаевской свиты ($D_1e_2$), распространенной в южных районах Магнитогорской мегазоны [Знаменский и др., 2019б].

Основная зона Au-Cu-порфировых руд, представляющая собой линейный сульфидно (пирит-халькопирит-сфалерит-пирротин)-карбонат-кварцевый штокверк, локализована в наиболее крупном теле, сложенном плагиофировыми габбро-диоритами и диоритами. По данным термического анализа карбонат в рудных прожилках представлен кальцитом. Кальцит отлагался раньше кварца. Околорудные метасоматиты имеют хлорит-серицит-кварцевый состав, иногда с примесью карбоната. В зоне восточного контакта рудоносной интрузии в метасоматитах появляются биотит и эпидот. Вдоль западного экзоконтакта интрузии развиты листвениты фуксит-карбонат-кварцевого состава, образовавшиеся в основном по известнякам. Листвениты наложены на Au-Cu-порфировую минерализацию.

По данным гомогенизации флюидных включений, кальцит Au-Cu-порфировых руд сформировался при температуре 220–299°C, кварц — 220–269°C [Знаменский и др., 2019а]. Кристаллизация кальцита и кварца происходила из Ca-Mg-Na(K) водно-хлоридных растворов с соленостью 6–12 мас.% NaCl-экв. Данные по стабильным изотопам углерода, кислорода и серы свидетельствуют о том, что в формировании порфировой минерализации участвовали флюиды магматогенной и метаморфогенной природы.

Таблица. Содержание (г/т) редких и редкоземельных элементов в интрузивных породах, карбонат-хлорит-серицит-кварцевом метасоматите и кальците рудных прожилков

Table. Content (ppm) of rare and rare earth elements in intrusive rocks, carbonate-chlorite-sericite-quartz metasomatite and calcite of ore veins

| Компонент \ Образец | 302/68 | 302/86 | 375/109 | 375/32 | 375/35 | 375/108 | 375/135 | 375/161 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| La | 5.09 | 5.57 | 3.42 | 0.163 | 0.087 | 1.535 | 0.139 | 0.263 |
| Ce | 10.68 | 12.27 | 6.89 | 0.258 | 0.139 | 2.436 | 0.182 | 0.481 |
| Pr | 1.38 | 1.62 | 0.91 | 0.035 | 0.018 | 0.301 | 0.022 | 0.073 |
| Nd | 5.98 | 6.73 | 3.85 | 0.148 | 0.084 | 1.306 | 0.091 | 0.392 |
| Sm | 1.37 | 1.44 | 1.03 | 0.043 | 0.026 | 0.201 | 0.026 | 0.109 |
| Eu | 0.39 | 0.45 | 0.24 | 0.031 | 0.030 | 0.422 | 0.032 | 0.052 |
| Gd | 1.15 | 1.2 | 1.04 | 0.048 | 0.028 | 0.216 | 0.036 | 0.146 |
| Tb | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.007 | 0.004 | 0.019 | 0.005 | 0.019 |
| Dy | 1.17 | 1.22 | 1.19 | 0.048 | 0.024 | 0.125 | 0.034 | 0.136 |
| Ho | 0.26 | 0.27 | 0.27 | 0.010 | 0.005 | 0.033 | 0.008 | 0.033 |
| Er | 0.8 | 0.89 | 0.83 | 0.033 | 0.016 | 0.099 | 0.023 | 0.099 |
| Tm | 0.13 | 0.13 | 0.14 | 0.005 | 0.003 | 0.013 | 0.003 | 0.015 |
| Yb | 0.87 | 0.97 | 0.94 | 0.038 | 0.017 | 0.097 | 0.025 | 0.104 |
| Lu | 0.13 | 0.15 | 0.15 | 0.007 | 0.003 | 0.019 | 0.004 | 0.017 |
| Y | 8.1 | 6.5 | 8.2 | 0.546 | 0.315 | 1.83 | 0.368 | 1.527 |
| Sr | 447 | 459 | 157 | 1267 | 1377 | 254 | 1081 | 347 |
| ∑РЗЭ | 29.58 | 33.09 | 21.08 | 0.874 | 0.484 | 6.822 | 0.63 | 1.939 |
| $(La/Yb)_N$ | 4.17 | 4.12 | 2.61 | 3.09 | 3.68 | 11.38 | 4.0 | 1.82 |
| $(La/Sm)_N$ | 2.4 | 2.5 | 2.14 | 2.45 | 2.16 | 4.93 | 3.45 | 1.56 |
| $(Gd/Yb)_N$ | 1.09 | 1.02 | 0.92 | 1.05 | 1.36 | 1.84 | 1.19 | 1.16 |
| Eu/Eu* | 0.95 | 1.05 | 0.71 | 1.81 | 2.61 | 4.62 | 1.39 | 1.31 |
| Ce/Ce* | 0.89 | 0.92 | 0.85 | 0.72 | 0.71 | 0.76 | 0.62 | 0.77 |
| Y/Ho | 31.9 | 24.1 | 30.4 | 54.6 | 63 | 55.5 | 46 | 46.3 |

Примечания: Обр. 302/68, 302/86 — интрузивные породы габбро-диоритового и диоритового состава; обр. 375/109 — околорудный метасоматит карбонат-хлорит-серицит-кварцевого состава по диориту; обр. 375/32, 375/35, 375/108, 375/135, 375/161 — кальцит рудных прожилков.

Notes: Samples 302/68, 302/86 — intrusive rocks of gabbro-diorite and diorite composition; sample 375/109 — near-ore metasomatite of carbonate-chlorite-sericite-quartz composition after diorite; samples 375/32, 375/35, 375/108, 375/135, 375/161 — calcite of ore veins.

## Обсуждение результатов и основные выводы

По данным ICP-MS анализа габбро-диориты и диориты, слагающие рудоносную интрузию, имеют относительно невысокие для порфировых систем содержания РЗЭ (∑РЗЭ = 29.58–33.09 г/т) (см. табл.). Хондрит-нормированные спектры распределения РЗЭ характеризуются накоплением легких лантаноидов ($(La/Yb)_N$ = 4.12–4.17), отсутствием дифференциации среди тяжелых редких земель ($(Gd/Yb)_N$ = 1.02–1.09), а также наличием небольших отрицательных аномалий церия (Ce/Ce* = 0.89–0.92) (рис. 2а). Аномалии европия не выражены (Eu/Eu* = 0.95–1.05). Европий присутствует в природных системах, в том числе и в магматических породах, в двух- и трехвалентной форме. $Eu^{2+}$ имеет по сравнению с $Eu^{3+}$ и другими трехвалентными соседними лантаноидами бóльший ионный радиус [Bau, Möller, 1992]. В магматических породах основным концентратом европия является плагиоклаз. Из-за меньшего ионного радиуса $Eu^{3+}$ по сравнению с $Eu^{2+}$ обладает большей способностью входить в кристаллическую решетку плагиоклаза, где он замещает $Ca^{2+}$. Отсутствие аномалии европия в кутуевских гранитоидах свидетельствует о преобладании в расплаве $Eu^{3+}$ и, соответственно, высокой степени его окисленности и/или водонасыщенности [Richards et al., 2012].

Околорудный метасоматит карбонат-хлорит-серицит-кварцевого состава, образовавшийся по диоритоидам, отличается от эдукта меньшим

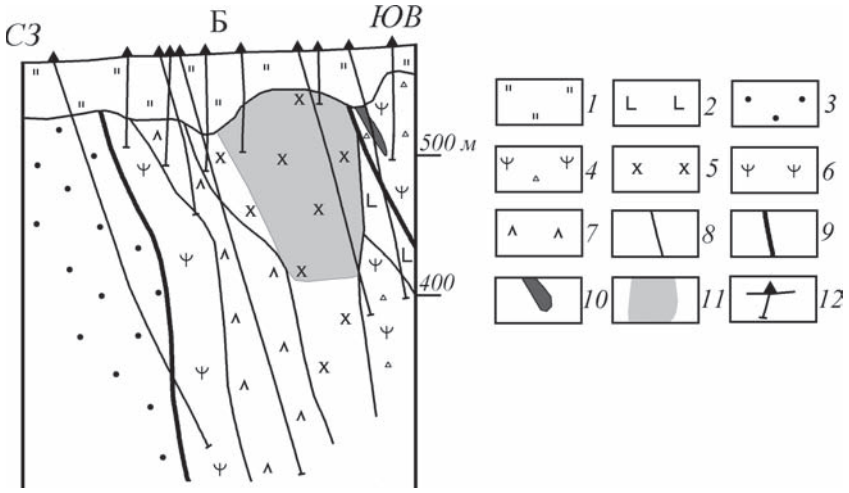


**Рис. 1. Геологический разрез Кутуевского рудопроявления (составлен с использованием данных Учалинского филиала ОАО «Башкиргеология»)**

*Условные обозначения:* 1 — кора выветривания; 2 — пироксен-плагиофировые базальты и долерито-базальты; 3 — терригенно-тефроидные гравелиты, песчаники, алевролиты, яшмоиды и обломочные известняки; 4 — серпентинитокластические эдафогенные брекчии; 5 — габбро-диориты и диориты; 6 — серпентиниты; 7 — листвениты; 8 — геологические границы; 9 — разломы; 10 — массивная колчеданная руда; 11 — зона штокверковой медно-порфировой минерализации; 12 — скважины.

**Fig. 1. Geological section of the Kutuevka ore occurrence (compiled with use of data of the Uchalinsky Department of "Bashkirgeologiya" Ltd.)**

*Legend:* 1 — weathering crust; 2 — pyroxene-plagiophyric basalts and dolerite-basalts; 3 — terrigenous-tephroid gravelites, sandstones, siltstones, jasperoids and clastic limestones; 4 — serpentinitoclastic edaphogenic brechias; 5 — gabbro-diorites and diorites; 6 — serpentinites; 7 — listwanites; 8 — geological boundaries; 9 — faults; 10 — massive sul de ore; 11 — zone of stockwork copper-porphyry mineralization; 12 — wells.

содержанием РЗЭ (∑РЗЭ = 28.07 г/т) (см. табл.). Как видно на графиках, представленных на рис. 2б, при метасоматозе диоритоидов происходил незначительный вынос легких лантаноидов, а тяжелые РЗЭ вели себя инертно. Среди легких лантаноидов наиболее подвижным был европий, что привело к появлению в метасоматите отрицательной аномалии этого элемента. Очевидно, что флюид, из которого в дальнейшем кристаллизовался кальцит рудных прожилков, после взаимодействия флюид/порода был обогащен легкими лантаноидами, и особенно европием.

Кальцит Au-Cu-порфировых руд Кутуевского рудопроявления имеет очень низкие

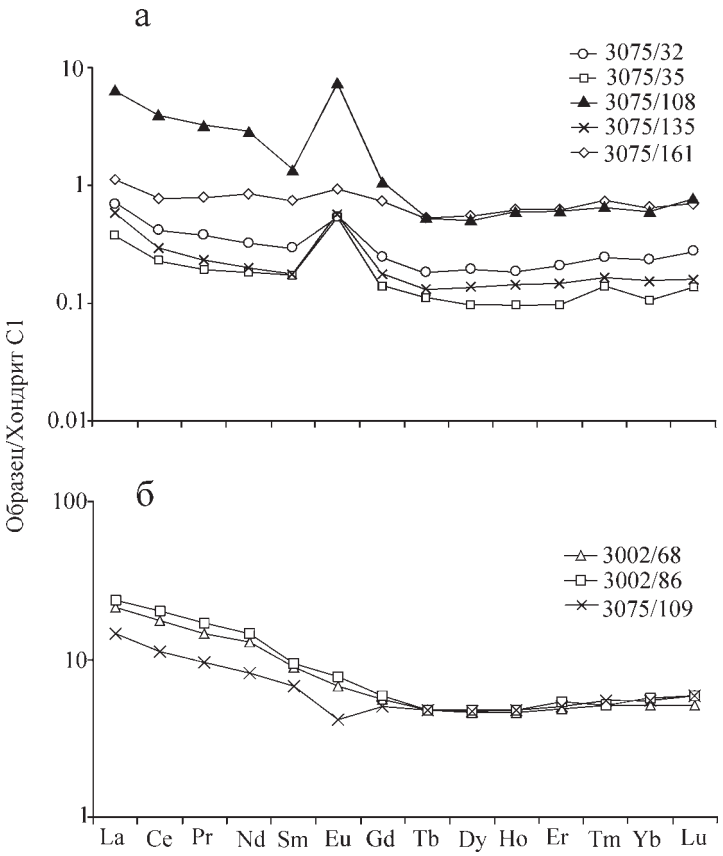


**Рис. 2. Спектры распределения редкоземельных элементов в кальците (а), интрузивных породах и карбонат-хлорит-серицит-кварцевом метасоматите(б)**

**Fig. 2. REE patterns of calcite (a), intrusive rocks, and carbonate-chlorite-sericite-quartz metasomatite (б)**

содержания РЗЭ, варьирующие от 0.48 до 6.82 г/т (см. табл.), что характерно для закрытых рудообразующих систем [Debruyne et al., 2016]. Тренды распределения РЗЭ обогащены легкими лантаноидами относительно тяжелых ($(La/Yb)_N$ = 1.82–11.38) и характеризуются наличием небольших отрицательных аномалий церия (Ce/Ce* = 0.62–0.77), а также отсутствием заметной дифференциации среди тяжелых редких земель ($(Gd/Yb)_N$ = 1.05–1.84). В целом тренды распределения РЗЭ в рудном кальците сопоставимы с графиками поведения лантаноидов во вмещающих интрузивных породах (см. рис. 2). Такое сходство, в сочетании с изотопными данными, свидетельствующими об участии в рудообразовании магматических флюидов, позволяет полагать, что одним из источников РЗЭ в гидротермальной системе Кутуевского рудопроявления служили габбро-диориты и диориты.

Отличительной особенностью рудного кальцита являются положительные аномалии европия (Eu/Eu* = 1.31–4.62), указывающие на фракционирование РЗЭ в высокотемпературной обстановке (>250°C), в которой доминировал $Eu^{2+}$ [Sverjensky, 1984; Bau, Moller, 1992], что согласуется с приведенными выше данными по температуре гомогенизации флюидных включений в кальците. Однако из флюида такого состава должен был кристаллизоваться кальцит с отрицательными аномалиями Eu, так как из-за большого ионного радиуса $Eu^{2+}$ по сравнению $Ca^{2+}$ его вхождение в кристаллическую решетку карбоната затруднено. Окисление Eu до трехвалентного состояния в высокотемпературной обстановке маловероятно, так как для этого требуется экстремально низкая фугитивность кислорода ($<10^{-80}$ бар) [Bau, 1991]. По-видимому, положительные аномалии европия в кальците Au-Cu-порфировых руд обусловлены сочетанием нескольких факторов. Во-первых, как было показано выше, флюид изначально характеризовался высокими значениями Eu/Eu*. Во-вторых, по данным ICP-MS анализа (см. табл.), кальцит имеет повышенные содержания Sr (до 1377 г/т). $Eu^{2+}$ и $Sr^{2+}$ имеют близкие ионные радиусы — 117 и 118 пм соответственно [Shannon, 1976]. Поэтому $Eu^{2+}$ мог замещать $Sr^{2+}$ в кристаллической решетке кальцита. В-третьих, вероятно, низкой была активность $Cl^-$, с которым $Eu^{2+}$ образует устойчивые комплексные соединения. В закрытой гидротермальной системе с низкими концентрациями РЗЭ это способствовало осаждению $Eu^{2+}$. Подобные ситуации описаны и на других месторождениях, например, на стратиформном Cu-Co месторождении Нкана-Миндола (Зимбабве) [Debruyne et al., 2016]. На этом месторождении поздние секущие кливаж жилы кальцита и анкерита с положительными аномалиями Eu сформировались в условиях высокотемпературного зеленосланцевого метаморфизма в закрытой рудообразующей системе с низкими содержаниями РЗЭ. По всей вероятности, в процессе эволюции порфировой рудно-магматической системы Кутуевского рудопроявления произошла смена окислительного режима, существовавшего во время образования интрузивных пород, на восстановительные условия на стадии кристаллизации кальцита руд.

Кальцит по сравнению с возможным источником лантаноидов во флюиде — интрузивными породами характеризуется меньшими значениями Ce/Ce* (см. табл.). Согласно термодинамическим расчетам М. Бау [Bau, 1991], образование аномалий Ce в водном флюиде в высокотемпературной обстановке (>250°C) невозможно. Отрицательные аномалии Ce в кальците, по-видимому, обусловлены как наследованием флюидом состава РЗЭ в диоритах, так и отчасти являются результатом взаимодействия флюида с известняками, которые в значительном объеме присутствуют в разрезе Кутуевского рудопроявления (см. рис. 1). Весьма информативным показателем источника компонентов в минералообразующем флюиде является Y/Ho отношение в минералах руд [Bau, 1996]. Значения этого коэффициента в кальците Кутуевских порфировых руд (46–63) соответствуют величинам Y/Ho в морских известняках (рис. 3), что позволяет предполагать присутствие во флюиде компонентов, извлеченных из известняков. В диоритах значения Y/Ho составляют 24.1–31.9, в околорудном метасоматите — 30.4. Следует отметить, что для морских известняков характерны отрицательные аномалии Ce, которые в процессе взаимодействия флюид/известняк сохраняются [Castorina, Masi, 2008]. На участие в образовании Au-Cu-порфировой минерализации метаморфогенных флюидов указывают также данные по стабильным изотопам кислорода и углерода в кальците [Знаменский и др., 2019а].

Таким образом, результаты выполненных исследований подтверждают ранее полученные данные по стабильным изотопам углерода, кислорода и серы, которые указывают на полигенную природу флюидов, участвовавших в формировании Au-Cu-порфировой минерализации Кутуевского рудопроявления. Рудные компоненты, в том числе РЗЭ и Y, поступали в гидротермальную систему рудопроявления из магматических источников и извлекались из вмещающих пород. Образование кальцита руд

**Рис. 3. Величина отношений Y/Ho в кальците, интрузивных породах и карбонат-хлорит-серицит-кварцевом метасоматите**

*Примечание:* Значения Y/Ho в хондрите, магматическом кальците и карбонатах морских осадков по [Bau, 1996].

**Fig. 3. Y/Ho ratio in calcite, intrusive rocks, and carbonate-chlorite-sericite-quartz metasomatite**

*Note:* The Y/Ho values in chondrite, igneous calcite, and marine sedimentary carbonates according to [Bay, 1996].

происходило в закрытой системе в высокотемпературной обстановке (>250°C) из восстановленного флюида.

*Исследования выполнены по программе государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № 0246-2019-0078.*

## Список литературы:

*Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Знаменская Н.М.* Условия образования Au-Cu-порфировой минерализации Кутуевского рудопроявления (Южный Урал) // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2019а. № 26. С. 8–13.

*Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т.* Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэмсских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // Вестник Пермского университета. Геология. 2019б. Т. 18, № 1. С. 1–16.

*Bau M.* Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic uid-rock interaction and signi cance of oxidation state of europium // Chemical Geology. 1991. Vol. 93. P. 219–230. DOI: 10.1016/0009-2541(91)90115-8.

*Bau M.* Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 123. P. 323–333. DOI: 10.1007/S004100050159.

*Bau M., Möller P.* Rare Earth Element Fractionation in Metamorphogenic Hydrothermal Calcite, Magnesite and Siderite // Mineralogy and Petrology. 1992. Vol. 45. P. 231–246.

*Castorina F., Masi U.* REE and Nd-isotope evidence for the origin siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco) // Ore Geology Reviews. 2008. Vol. 34. P. 337–342. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2008.03.001.

*Debruyne D., Hulsbosch N., Muchez P.* Unraveling rare earth element signatures in hydrothermal carbonate minerals using a source-sink system // Ore Geology Rewiews. 2016. Vol. 72. P. 232–252. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2015.07.022.

*McDonough W. F., Sun S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

*Muchez P., Corbella M.* Factors controlling the precipitation of copper and cobalt minerals in sediment-hosted ore deposits: Advances and restrictions // Journal of Geochemical Exploration. 2012. Vol. 118. P. 38–46. DOI: 10.1016/j.gexplo.2012.04.006.

*Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T.* High Sr/Y magmas re ect arc matyrity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan // Economic Geology. 2012. Vol. 107. P. 295–332. DOI: 10.2113/econgeo.107.2.295.

*Shannon R.D.* Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // Acta Crystallographica Section A. 1976. Vol. 32. P. 751–767. DOI: 10.1107/S0567739476001551.

*Sverjensky D.A.* Europium redox equilibria in aqueous solution // Earth Planet Science Letters. 1984. Vol. 67. P. 70–78. DOI: 10.1016/0012-821X(84)90039-6.

*Znamensky S.E., Ankusheva N.N., Velivetskaya T.A., Shanina S.N.* Composition and sources of mineral-forming uids of the Orlovka orogenic gold deposit (Southern Urals) // Russian Geology and Geophysic. 2017. Vol. 58. P. 1070–1080. DOI: 10.1016/j.rgg.2017.08.003.

## References:

Bau M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic uid-rock interaction and signi cance of oxidation state of europium. *Chemical Geology*, **93**, 219-230. DOI: 10.1016/0009-2541(91)90115-8.

Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **123**, 323-333. DOI: 10.1007/S004100050159.

Bau M., Möller P. (1992) Rare Earth Element Fractionation in Metamorphogenic Hydrothermal Calcite, Magnesite and Siderite. *Mineralogy and Petrology*, **45**, 231-246.

Castorina F., Masi U. (2008) REE and Nd-isotope evidence for the origin siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco). *Ore Geology Reviews*, **34**, 337-342. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2008.03.001.

Debruyne D., Hulsbosch N., Muchez P. (2016) Unraveling rare earth element signatures in hydrothermal carbonate minerals using a source-sink system. *Ore Geology Rewiews*, **72**, 232-252. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2015.07.022.

McDonough W. F., Sun S. (19950 The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Muchez P., Corbella M. (2012) Factors controlling the precipitation of copper and cobalt minerals in sediment-hosted ore deposits: Advances and restrictions. *Journal of Geochemical Exploration*, **118**, 38-46. DOI: 10.1016/j.gexplo.2012.04.006.

Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T. (2012) High Sr/Y magmas re ect arc matyrity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, **107**, 295-332. DOI: 10.2113/econgeo.107.2.295.

Shannon R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica Section A*, **32**, 751-767. DOI: 10.1107/S0567739476001551.

Sverjensky D.A. (1984) Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth Planet Science Letters*, **67**, 70-78. DOI: 10.1016/0012-821X(84)90039-6.

Znamensky S.E., Ankusheva N.N., Velivetskaya T.A., Shanina S.N. (2017) Composition and sources of mineral-forming uids of the Orlovka orogenic gold deposit (Southern Urals). *Russian Geology and Geophysic*, **58**, 1070-1080. DOI: 10.1016/j.rgg.2017.08.003.

Znamensky S.E., Ankusheva N.N., Znamenskaya N.M. (2019a) Conditions of formation of Au-Cu-porphyry mineralization of Kutuevka ore occurrence (Soothern Urals). *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnyh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, (26), 8-13 (in Russian).

Znamensky S.E., Kosarev A.M., Sha gullina G.T. (2019b) Facies composition, geochemical features and geodynamic settings of the formation of the Late Emsian island-arc complexes of the Main Ural fault zone in the Southern Ural. *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya – Perm University Bulletin. Geology*, **18**(1), 1-16 (In Russian).

*Сведения об авторах:*

**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

**Знаменская Нина Михайловна**, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа, e-mail: ninaznam@mail.ru

*About the authors:*

**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. Znamensky_Sergey@mail.ru

**Znamenskaya Nina Michailovna**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. ninaznam@mail.ru

*УДК 551.435.8:502.64(234.853)* DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-10

# ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ КАРБОНАТНОГО КАРСТА С УСТАНОВЛЕНИЕМ ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЕГО РАЗВИТИЯ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

**Р.Ф. Абдрахманов, В.Н. Дурнаева, А.О. Полева, А.Р. Бакиева**

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: hydro@ufaras.ru*

Оценена современная активность развития карбонатного карста как одного из опасных геологических процессов на Южном Урале и в Предуралье. Установлены геолого-гидрогеологические особенности его развития в неоген-четвертичное время.

Исследованиями последних лет выявлена тесная связь поверхностных карстопроявлений и деформаций зданий и сооружений с погребенными формами палеогидросети. Освоение территорий, ранее считавшихся непригодными для строительных целей, неизбежно сопровождается серьезным воздействием человека на геологическую среду и, как результат, происходит активизация карстовых процессов. Примером природной активности развития карбонатного карста в неоген-четвертичное время является Уфимское плато, а техногенной — промышленно-урбанизированная территория Уфимского полуострова, а также районы нефтедобывающего техногенеза.

*Ключевые слова:* опасные геологические процессы, Южный Урал и Предуралье, карбонатный карст, активизация карста, карстовая опасность, химический состав подземных вод, ГИС-технологии

# ASSESSMENT OF THE CURRENT ACTIVITY OF THE CARBONATE KARST SETTING GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL FEATURES OF ITS DEVELOPMENT DURING THE NEOGENE-QUATERNARY TIME

**R.F. Abdrakhmanov, V.N. Durnaeva, A.O. Poleva, A.R. Bakieva**

*Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 16/2, K. Marx St., Ufa, 450077, Russia, E-mail: hydro@ufaras.ru*

The current activity of the development of carbonate karst as one of dangerous geological processes in the Southern Urals and the Cis-Urals is estimated. The geological and hydrogeological features of its development during the Neogene-Quaternary period are established.

Recent studies have revealed a close relationship between surface karst occurrences and deformations of buildings and structures with buried forms of the paleohydronet. The development of territories that were previously considered unsuitable for construction purposes is inevitably accompanied by a serious human impact on the geological environment and, as a result, there is an activation of karst processes. An example of the natural activity of development of carbonate karst in the Neogene-Quaternary time is the Ufa plateau, and technogenic — the industrial-urbanized territory of the Ufa Peninsula, the area of oil-producing technogenesis.

*Keywords:* hazardous geological processes, Southern Urals and the Urals, carbonate karst, karst activation, karst hazard, chemical composition of underground waters, GIS technologies

**Для цитирования:** *Абдрахманов Р.Ф., Дурнаева В.Н., Полева А.О., Бакиева А.Р.* Оценка современной активности карбонатного карста с установлением геолого-гидрогеологических особенностей его развития в неоген-четвертичное время // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 105–114. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-10.

**For citation:** *Abdrakhmanov R.F., Durnaeva V.N., Poleva A.O., Bakieva A.R.* (2021) Assessment of the current activity of the carbonate karst setting geological and hydrogeological features of its development during the Neogene-Quaternary time. *Geologicheskii vestnik.* No. 1. P. 105–114. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-10.

© Р.Ф. Абдрахманов, В.Н. Дурнаева, А.О. Полева, А.Р. Бакиева, 2021

## Введение

Развитие карстового процесса, как правило, происходит на глубине и скрыто от непосредственного исследования. Ход его развития малопредсказуем, поэтому карст по степени неожиданности проявления и причиняемого ущерба является самым опасным геологическим процессом в регионе [Абдрахманов и др., 2002].

Современная природная и техногенная активность карста в карбонатных породах (известняках, доломитах) в связи с малой их растворимостью проявляется слабо. Основная опасность, наблюдаемая при гидротехническом строительстве (Павловское, Юмагузинское водохранилища и др.), промышленно-гражданском строительстве, связана с суффозионным процессом — выносом мелких частиц (глин, песка, гравия и пр.) из трещин и пустот карстующихся карбонатных пород, вызывается изменением напорных градиентов подземных вод в пластах горных пород.

Исследованиями последних лет [Абдрахманов, 2020б; Абдрахманов, Попов, 2017а, б; Абдрахманов, Смирнов, 2016] установлена тесная связь поверхностных карстопроявлений (воронки, провалы) и деформаций зданий и сооружений с погребенными формами палеогидросети. Как правило, вдоль бортов древней гидросети, заполненной в настоящее время неоген-четвертичными глинисто-суглинистыми отложениями, особенно в верховьях, встречаются погребенные карстово-суффозионные формы, а также провалы и оседания в современном рельефе, вызывающие деформации зданий и сооружений. Классическим примером природной активности развития карста в неоген-четвертичное время является Уфимский полуостров и районы нефтедобывающего техногенеза.

Освоение территорий, ранее считавшихся непригодными для строительных целей, неизбежно сопровождается серьезным воздействием человека на геологическую среду, выражающемся в нарушении водоупорных свойств покровных отложений; загрязнении атмосферного воздуха, поверхностных и подземных вод агрессивными выбросами промышленных предприятий; возникновении техногенных источников формирования (до 25–30% и более от природного) подземных вод (различного рода утечки из водонесущих коммуникаций); механическом воздействии производственно-технологических процессов (забивка свай, вибрационные нагрузки от механизмов и др.), в результате чего происходит активизация карстовых процессов [Абдрахманов, 2019].

## Современная активность развития карбонатного карста

Южный Урал и Предуралье в пределах Республики Башкортостан — классический регион развития сульфатного и карбонатного карста. В пределах этого региона карстующиеся породы распространены на около 50% территории, почти 30% площади поражено поверхностными карстопроявлениями.

Относится регион к карстовой стране Восточно-Европейской равнины (рис. 1, I) и Уральской карстовой стране (II). В первой — развит равнинный карст в горизонтально- и пологозалегающих породах в пределах платформенной части (I-А) и предгорный карст в пологозалегающих и слабо дислоцированных породах в пределах Предуральского прогиба (I-Б). Во второй (II-А) — горный карст в сильно дислоцированных образованиях Центрально-Уральского поднятия и равнинный карст в складчато-глыбовых отложениях Зауралья в пределах Магнитогорского погиба (II-Б) [Абдрахманов и др., 2002]. Карбонатный карст, как видно из рис. 1, имеет широкое распространение в исследуемом регионе.

## Природная (естественная) активизация карстового процесса

Формирование переуглубленной речной сети систем Палео-Волги, Палео-Белой и других палеорек стало уникальным событием в кайнозойской истории Восточно-Европейской равнины. Первые указания на наличие переуглубленного русла р. Волги (в районе г. Казань) относятся к концу XIX века. Однако особое научное и практическое значение проблема погребенных долин системы Палео-Волги приобрела только во второй половине прошлого столетия в связи с проектированием гидротехнических сооружений на Белой, Уфе и др. (Павловское, Юмагузинское водохранилища, рис. 2, 3), а также проведением поисково-разведочных работ на подземные воды, нефть, газ и другие полезные ископаемые. В результате было установлено размещение и строение древних долин не только названных палеорек Урало-Поволжья, но и их притоков: Сюнь, Быстрый Танып, Дема, Сим, Нугуш и др. (см. рис. 1). Имеются некоторые данные по рекам и озерным котловинам Зауралья (бассейн реки Урал).

Главным геологическим фактором, вызвавшим переуглубление речной сети, явились произошедшие на границе миоцена и плиоцена восходящие

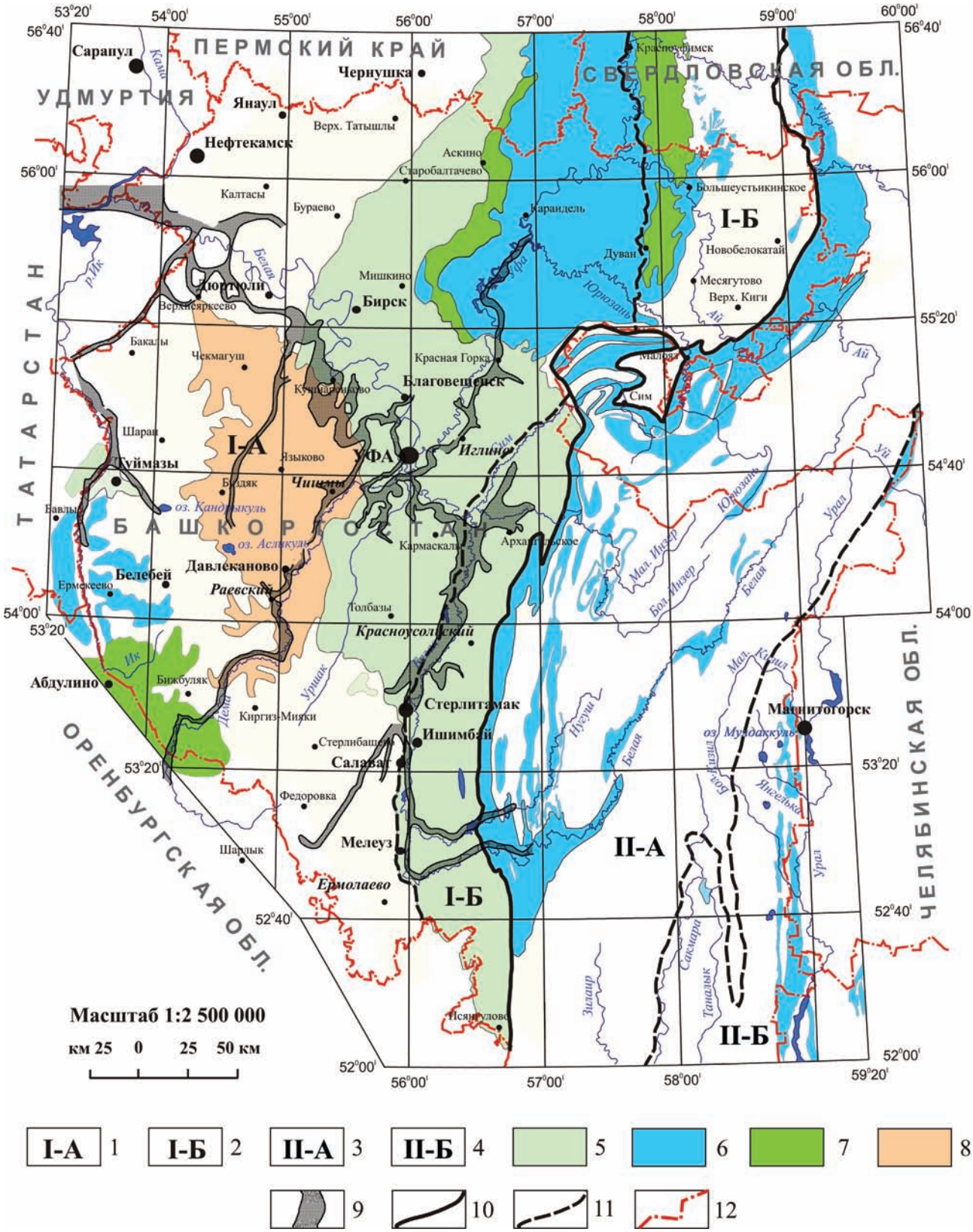


**Рис. 1 Распространение карста на территории Южного Урала и Предуралья [Абдрахманов и др., 2002]**

**Fig. 1. Karst distribution in the Southern Urals and the Cis-Urals [Abdrahmanov et al., 2002]**

**К рис. 1.** *Условные обозначения:* Карстовая страна Восточно-Европейской равнины (**I**): 1 — равнинный карст в горизонтально и пологозалегающих породах Предуралья, 2 — равнинный и предгорный карст Предуралья в пологозалегающих и слабо дислоцированных породах. Уральская карстовая страна (**II**): 3 — горный карст в сильно дислоцированных образованиях Урала, 4 — равнинный карст в складчато-глыбовых отложениях Зауралья. 5–8 — типы карста: 5 — сульфатный, 6 — карбонатный, 7 — сульфатно-карбонатный, 8 — кластокарст; 9 — контур палеодолин; 10–12 — границы: 10 — карстовых стран; 11 — типов карста; 12 — субъектов РФ.

**To fig. 1.** *Legend:* Karst country of the East European plain (**I**): 1 — at karst in horizontal and at-lying rocks of the Urals, 2 — at and foothill karst of the Urals in at-lying and weakly dislocated rocks. Ural karst country (**II**): 3 — mountain karst in the highly dislocated formations of the Urals, 4 — plain karst in the folded-block deposits of the Trans-Urals. 5–8 — karst types: 5 — sulfate, 6 — carbonate, 7 — sulfate-carbonate, 8 — clastic karst; 9 — contour of paleovalleys; 10–12 — borders: 10 — karst countries; 11 — karst types; 12 — subjects of the Russian Federation.

тектонические движения юго-восточной окраины Русской платформы и Урала, с одной стороны, и погружение южной части Прикаспийской синеклизы — с другой. Резкое понижение уровня Каспия (по некоторым данным до 500 м ниже уровня Мирового океана), являвшегося региональным базисом эрозии, вызвало интенсивную донную эрозию, в результате которой образовались глубоковрезанные в подстилающие породы долины рек, ныне погребенные под неоген-четвертичными осадками [Абдрахманов, Попов, 2017 а].

Палеодолины не только коренным образом трансформировали облик рельефа региона, но и определили характер и масштабы многих экзогенных геологических процессов — эрозионных, аккумулятивных, склоновых и др. Палеодолины в зависимости от их строения и гидрогеологических условий могут способствовать как дренированию, так и экранированию окружающих водоносных комплексов палеозоя. В первом случае вдоль склонов палеодолин, сложенных известняками и гипсами каменноугольного и нижнепермского возраста, под влиянием возросших напорных градиентов и скоростей движения вод интенсифицируются карстовые процессы, а во втором — к тому же образуются восходящие концентрированные потоки вод, разгружающиеся в виде крупных карстовых источников. Особо важная роль среди них принадлежит

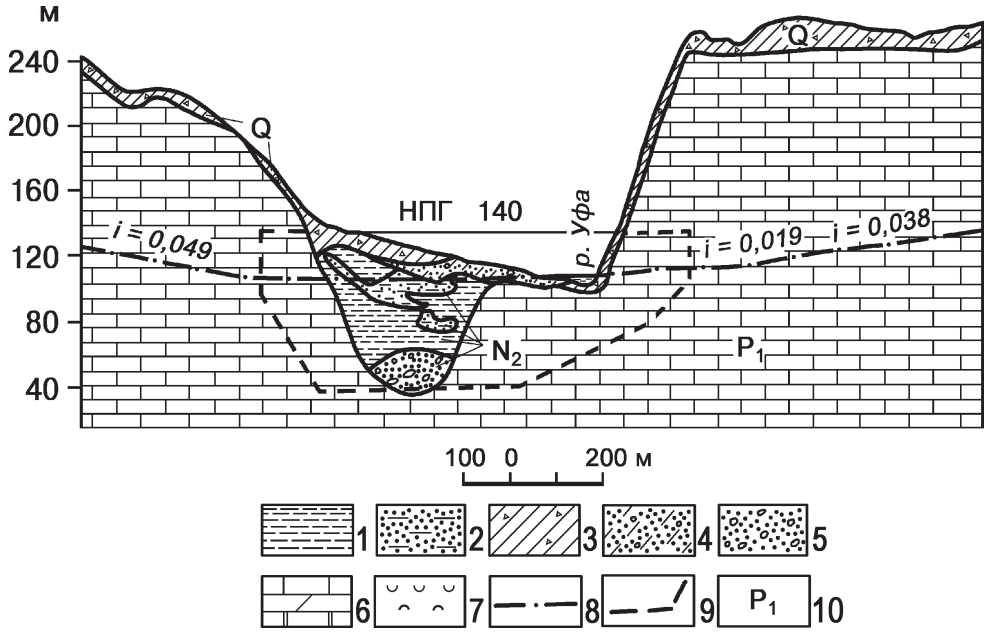


**Рис. 2 Геолого-гидрогеологический разрез по створу Павловской плотины [Лыкошин, 1959]**

*Условные обозначения:* 1 — глины, 2 — пески глинистые, 3 — суглинки со щебнем, 4 — песчано-гравийные отложения с суглинистым заполнителем, 5 — гравийно-галечниковые отложения, 6 — известняки, мергели и доломиты; 7 — гипсы и ангидриты; 8 — уровень грунтовых вод и его уклон; 9 — контур цементационной завесы; 10 — возраст пород.

**Fig. 2. Geological and hydrogeological section along the alignment of the Pavlovskaya dam [Lykoshin, 1959]**

*Legend:* 1 — clays, 2 — clay sands, 3 — loams with crushed stone, 4 — sand-gravel deposits with loamy aggregate, 5 — gravel-pebble deposits, 6 — limestones, marls and dolomites; 7 — gypsum and anhydrites; 8 — ground water level and its slope; 9 — contour of the cementation curtain; 10 — age of rocks.

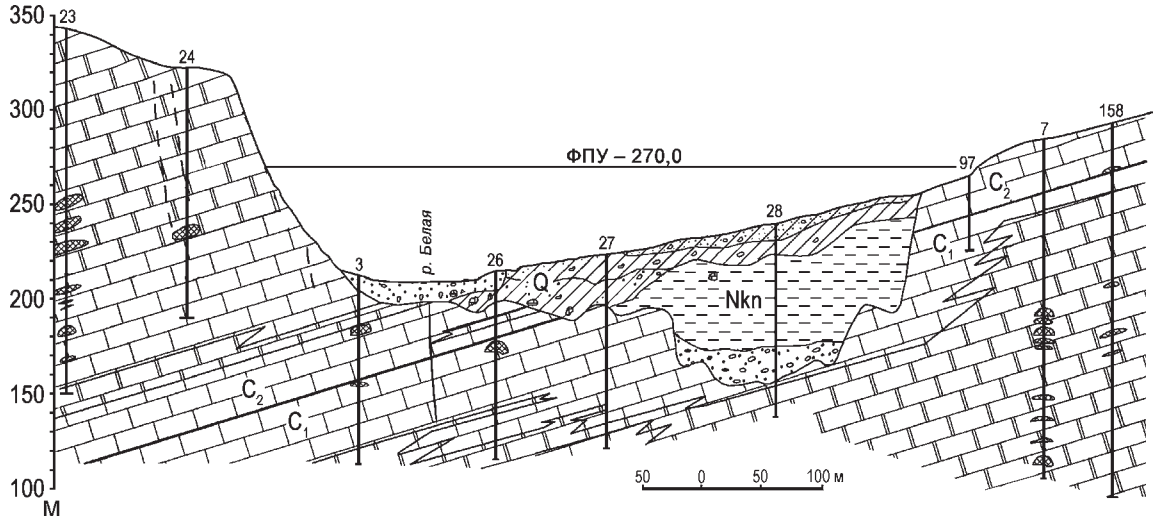


**Рис. 3 Геолого-гидрологический разрез по оси плотины Юмагузинского водохранилища [Абдрахманов и др., 2008]**
*Условные обозначения* см. на рис. 2.

**Fig. 3. Geological and hydrological section along the axis of the Yumaguzinsky reservoir dam [Abdrahmanov et al., 2008]**
See the *legend* in Fig. 2.

денудационной деятельности подземных вод в целом и трещинно-карстовых в частности, которая резко усилилась вследствие мощного дренирующего воздействия палеодолин, глубоко врезанных преимущественно в пермские породы, слагающие зону гипергенеза.

Классическим примером активности карбонатного карста в неоген-четвертичное время является Уфимское плато. Здесь в карстующихся карбонатных породах нижней перми ($P_1$) заложена р. Палео-Уфа (см. рис. 2). Ее истоки находятся на Уфимском плато с абсолютными отметками 300–450 м, в тектоническом отношении отвечающем Башкирскому своду. В южной части Уфимского плато Палео-Уфа дренирует карбонатную толщу (200–250 м) раннепермского (артинского) возраста, а местами экранирует потоки подземных вод. Современная и древняя долины определяют формирование подземных и поверхностных карстовых форм. Первые представлены кавернами, полостями, иногда небольшими (длина до 15 м) пещерами, которые переходят в наклонные каналы с поперечным сечением 1.0–1.5 м, ориентированные вдоль бортов Палео-Уфы и связанные с трещинами бортового отпора. Среди поверхностных форм карста наиболее распространены воронки и суходолы. В бассейне р. Яман-Елга (левый приток р. Уфа) при среднегодовом модуле подземного стока 15.3–16.2 дм$^3$/с×км$^2$ величина карстовой денудации составляет 38–45 мкм/год. Это в 3 раза выше, чем в северной части плато, что объясняется различиями во внутренней закарстованности пород.

В створе Павловского водохранилища (см. рис. 2) ширина долины не превышает 300 м, мощность кинельских осадков в осевой части около 80 м, в том числе 20 м базального песчано-гравийно-галечникового горизонта. Вдоль бортов палеодолины артинские известняки подверглись интенсивному карстовому процессу. В них, а также в самом базальном кинельском горизонте образовались концентрированные потоки, аккумулирующие огромные ресурсы пресных вод. Об этом можно судить по одному из крупнейших в мире источнику «Красный Ключ» (дебит 6–52 м$^3$/с) и другим восходящим источникам, которые возникли в результате подпруживающего влияния палеодолины Уфы. По составу они гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией (М) 0.2–0.3 г/дм$^3$, очень хорошего питьевого качества. Судя по величине М и концентрации $HCO_3^-$ (150–200 мг/дм$^3$) они еще далеко не насыщены $CaCO_3$ и $MgCO_3$ (дефицит насыщения до 50%), то есть сохранили агрессивность к карбонатным породам. Причина этого — низкие концентрации в водах $CO_2$ (20–30 мг/дм$^3$), регламентирующего растворимость известняков, короткие пути движения ($n$–10$n$ км) карстовых вод и время нахождения воды в породе (10$n$–100$n$ сут). Экранирующее влияние неогеновых палеодолин по отношению к трещинно-карстовым водам установлено и в других районах (см. рис. 3).

## Техногенная активность карстового процесса

Помимо комплекса естественноисторических факторов, контролирующих развитие карстового процесса (литология пород, тектоника, гидрогеологические особенности и пр.), его масштабы и характер зависят от хозяйственной деятельности человека. Рост городов и освоение территорий неизбежно сопровождаются техногенным воздействием на различные компоненты геологической среды. Это ведет к изменению рельефа, уничтожению поверхностных микроформ, деградации почвенного покрова, нарушению структуры покровных отложений, изменению физико-механических свойств грунтов, гидрогеодинамических и гидрогеохимических условий. В конечном итоге все это часто вызывает активизацию опасных геологических процессов, и в особенности — карстовых и суффозионных. К числу факторов, способствующих развитию карстово-суффозионных процессов, относятся: 1) нарушение водоупорных свойств покровных отложений; 2) возникновение техногенных источников формирования подземных вод; 3) динамическое воздействие производственно-технологических процессов; 4) загрязнение атмосферного воздуха, поверхностных и подземных вод агрессивными выбросами промышленных предприятий.

Как известно, химический состав и минерализация инфильтрующихся вод относятся к числу основных факторов, определяющих интенсивность растворения и выщелачивания карстующихся пород. Экспериментальные исследования В.М. Левченко [1950] и др. показали, что растворимость $CaCO_3$ значительно меняется в присутствии различных солей, и при возрастании в воде содержания NaCl до 21 г/дм$^3$ растворимость карбонатных пород достигает 0.14 г/дм$^3$. В различной степени стимулируют растворимость карбонатов $MgSO_4$, $NaSO_4$ и $MgCl_2$.

Интенсивное хозяйственное освоение (урбанизированные территории, районы разработки нефтяных месторождений, гидротехнического строительства, мелиорации и пр.) территории в районах развития этих пород вызвало изменение гидродинамического и гидрохимического режимов водоносных горизонтов и, как следствие, усиление карстово-суффозионных процессов и развитие техногенного их типа.

В исследуемом районе до начала его интенсивного *нефтедобывающего освоения* подземные воды имели гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией 0.5–0.7 г/дм$^3$. Наиболее существенные изменения гидрогеологических условий произошли в результате разведки и эксплуатации нефтяных месторождений, при которых отмечалось проникновение пластовых рассолов с минерализацией до 250–270 г/дм$^3$ NaCl, $CaCl_2$ состава в верхние водоносные горизонты. Вследствие этого утратились естественные связи ионно-солевого состава подземных вод с литолого-минералогическими особенностями водовмещающей среды, что привело к появлению новых, ранее не свойственных отложениям гидрохимических типов. Минерализация подземных вод местами достигла 5–10 и даже 20–28 г/дм$^3$ (рис. 4); одновременно воды стали хлоридными натриевыми и хлоридными кальциево-натриевыми. Эти растворы, обладая высокой агрессивностью к известнякам, вызвали значительное усиление карстовых процессов [Абдрахманов, Попов, 2014].

Бурение многочисленных скважин в районе Туймазинского, Шкаповского и др. нефтяных месторождений привело к нарушению сплошности разделяющих глинистых водоупоров в пермских отложениях и возникновению искусственных путей миграции трещинно-карстовых вод из верхних горизонтов в нижележащие. Вследствие нисходящих перетоков вод через гидрогеологические «окна» техногенного происхождения на некоторых участках существенно снизились уровни подземных вод, что привело к истощению ресурсов верхних водоносных горизонтов, исчезновению источников и пр. В результате карстующиеся пермские породы оказались в условиях зоны нисходящей вертикальной циркуляции вод и резко возросших градиентов фильтрации.

Процессы мощной активизации карста в пределах *промышленно-урбанизированной территории* мы наблюдали в пределах т.н. «Уфимского полуострова» (г. Уфа), где растворимые породы подвергаются воздействию нефтехимических, химических, коммунально-бытовых агрессивных сточных вод, насыщенных $H_2S$ [Абдрахманов, 2019, 2020 а, б].

Структурно-тектоническое положение кровли карстующихся пород является одним из основных факторов, определяющих неравномерное развитие карста на междуречье. Установлено, что современный рельеф в пределах междуречья во многом был предопределен рельефом кровли пород. Долины рек Сутолоки и Шугуровки внутри «полуострова» унаследовали отрицательные структурные формы.

Ведущую роль в карстово-суффозионном процессе на склонах долин рек здесь играют трещины бортового отпора. Они отчленяют от основного массива пород крупные блоки карстующихся и перекрывающих их отложений. Это способствует прямому перехвату как поверхностных (талых и дождевых), так и подземных вод и, как следствие, активизации карста и суффозии вдоль этих трещин.

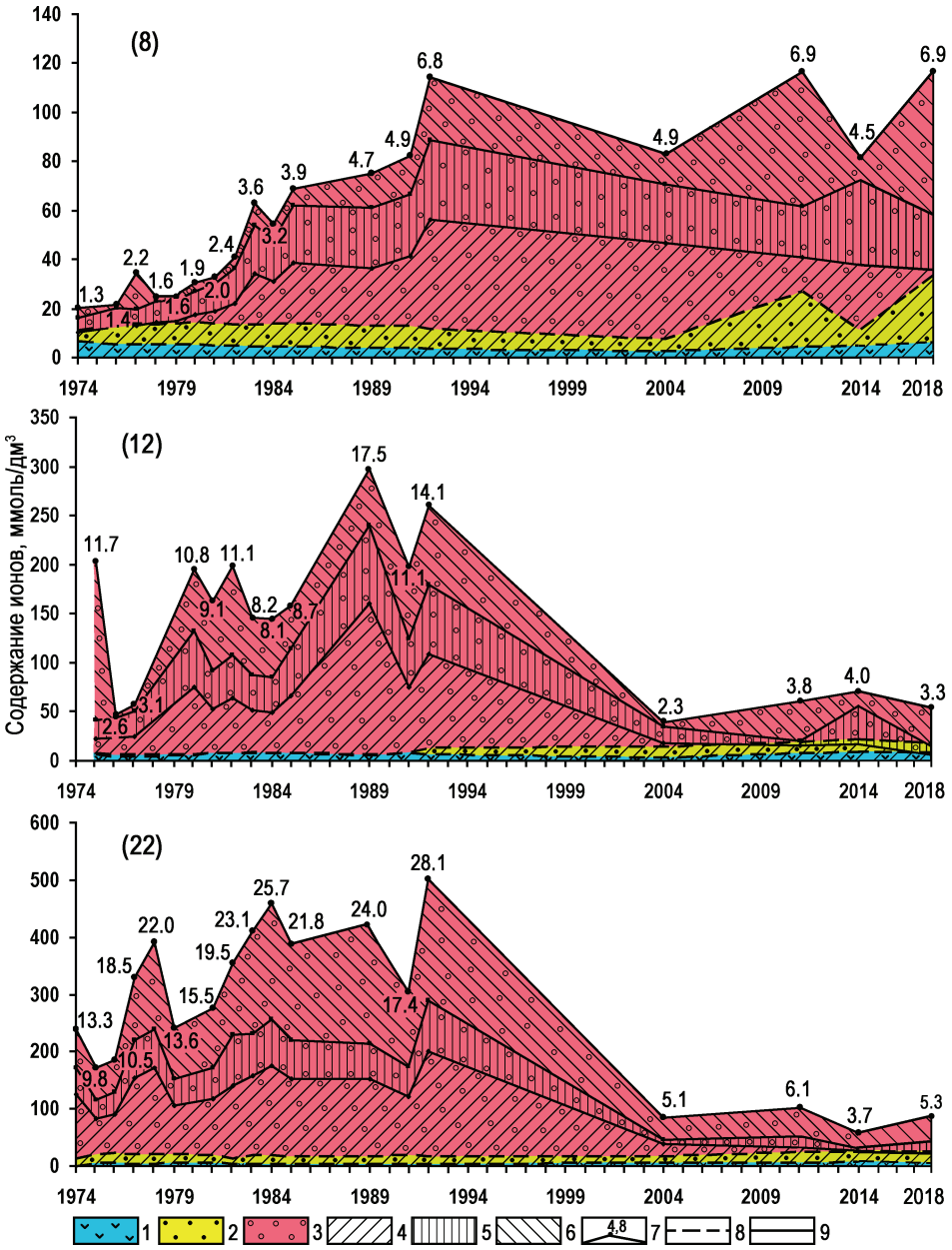


**Рис. 4 Мониторинг химического состава и минерализации подземных вод в зоне развития сульфатных пород в пределах Туймазинского нефтяного месторождения**

*Условные обозначения:* 1–6 — ионы: 1 — гидрокарбонатный, 2 — сульфатный, 3 — хлоридный, 4 — кальциевый, 5 — магниевый, 6 — натриевый и калиевый; 7 — минерализация (г/дм³); 8–9 — гидрогеохимические границы: 8 — анионного состава, 9 — катионного состава.

**Fig. 4 Monitoring of the chemical composition and mineralization of groundwater in the zone of development of sulphate rocks within the Tuymazinsky oil field**

*Legend:* 1–6 — ions: 1 — bicarbonate, 2 — sulfate, 3 — chloride, 4 — calcium, 5 — magnesium, 6 — sodium and potassium; 7 — mineralization (g/dm³); 8–9 — hydrogeochemical boundaries: 8 — anionic composition, 9 — cationic composition.

Отмечена тесная связь поверхностных карстопроявлений (воронки, провалы) и деформаций зданий, сооружений с погребенными формами древней речной сети [Абдрахманов и др., 2016]. Как правило, вдоль бортов палеодолин, заполненных в настоящее время неоген-четвертичными глинисто-суглинистыми отложениями, встречаются погребенные карстово-суффозионные формы, а также провалы и оседания в современном рельефе. На территории города неогеновая эрозионная сеть имела широкое развитие. Данные глубокого бурения и геофизические исследования позволяют проследить контуры переуглубленных палеодолин и палеорусел в современных долинах Белой, Уфы, Сутолоки. Ширина палеодолины в пределах современной долины реки Сутолока достигает 800–950 м. На Уфа-Бельском междуречье отмечены древние карстово-эрозионные котловины диаметром до 750–800 м, выполненные глинистыми осадками неоген-четвертичного возраста.

На склонах древних и современных долин породы сильно выветрены и разбиты трещинами бокового отпора, что способствует активному развитию карста. После того, как древняя эрозионная сеть была погребена под толщей преимущественно глинистых осадков (в период акчагыльской ингрессии моря), дренирующая роль этих врезов сохранилась вплоть до настоящего времени. Подземные воды, встречая на пути своего движения препятствие в виде заполненных глинами палеодолин и других древних эрозионных форм, начинают в зависимости от гидродинамических условий вертикальную восходящую или нисходящую фильтрацию с одновременным движением вдоль бортов палеодолин в направлении современных дренирующих систем Белой и Уфы. Увеличение напорных градиентов фильтрации вдоль таких контактов ведет к перемещению тонкодисперсного материала в уже существующие или вновь возникающие карстовые каверны и полости, то есть вызывает процесс суффозии.

Следствием этого является образование карстово-суффозионных оседаний со средней скоростью 1–2 мм/год и даже крупных карстовых провалов. В настоящее время такой процесс продолжается. Недоучет его привел к тому, что многие здания и сооружения в Уфе оказались построенными в прибортовых частях палеодолин и других древних эрозионных врезов, т.е. на потенциально опасных участках.

Активному развитию карста способствует и гидродинамическая обстановка. На Бельско-Уфимском междуречье наблюдается обратное соотношение уровней этажно-расположенных горизонтов с глубиной (уменьшение их абсолютных отметок), что является необходимым условием возникновения нисходящих межпластовых перетоков подземных вод. Градиент фильтрации здесь в основном имеет положительную ($I > 0$) величину (за исключением долины р. Шугуровки). Такие условия вместе с интенсивной трещиноватостью пород (особенно на склонах долин) способствуют переводу агрессивных по отношению к карстующимся породам (дефицит насыщения достигает 1.7–2.1 г/дм$^3$) атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод в глубину.

## Заключение

Широкое развитие на Южном Урале и в Предуралье карстово-суффозионных процессов и связанных с ними проявлений поверхностных и подземных форм (воронок, провалов, слепых оврагов, каверн, полостей и пещер) является следствием не только естественных, но и активных техногенных факторов, причем воздействие последних во многом соизмеримо с природными. Совместное воздействие техногенного и естественного процессов ведет к резкому усилению карста и суффозии. Такие условия характерны для склоновых и присклоновых участков, где происходят перетоки грунтовых вод в нижезалегающие карстовые водоносные горизонты. Зоны перетекания подземных вод и поглощения поверхностного стока вдоль склонов долин рек являются и потенциальными очагами загрязнения карстовых вод. Разгрузка этих вод в условиях перекрытого карста происходит вдоль палеорусел или через «гидрогеологические окна» в пределах долин рек Белой, Уфы и их притоков, то есть уже в настоящее время имеются постоянные очаги питания аллювиальных вод загрязненными карстовыми водами, а, следовательно, постоянного подтока их к существующим инфильтрационным водозаборам.

*Работа выполнена по теме № 0246-2019-0086.*

Список литературы:

*Абдрахманов Р.Ф.* Гидрогеохимия урбанизированных территорий Южного Предуралья // Геохимия. 2019. Т. 64, № 7. С. 733–741. DOI: 10.31857/S0016-7525647733-741

*Абдрахманов Р.Ф.* Вода — самый сложный природный раствор // Геологический вестник. № 2. 2020а. С. 110–115. Doi: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-9

*Абдрахманов Р.Ф.* Значение палеодолин в активизации карста на территории г. Уфы // Гидрогеология и карстоведение: Межвузовский сборник научных трудов. Пермь, 2020 б. Вып. 20. С. 154–159.

*Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.* Эколого-геохимическая трансформация зоны гипергенеза под влиянием нефтедобывающего комплекса // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 3. С. 195–206.

*Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.* Связь карста с неогеновыми долинами системы Палео-Белой в Южном Предуралье // Геоморфология. 2017 а. № 3. С. 48–59. DOI: 10.7868/S0435428117030051

*Абдрахманов Р.Ф., Попов, В.Г.* Геохимия и формирование подземных вод в переуглубленных долинах системы Палео-Белой // Известия Уфимского научного центра РАН. 2017 б. № 3. С. 95–100.

*Абдрахманов Р.Ф., Смирнов А.И.* Карст Южного Предуралья и его активизация под влиянием техногенеза // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2016. № 4. С. 353–361.

*Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г., Смирнов А.И.* Распространение карста на территории Башкортостана и его значение для практики // Вестник АН РБ. 2016. Т. 21, № 4. С. 81–90.

*Абдрахманов Р.Ф., Тюр В.А., Юров В.М.* Юмагузинское водохранилище: Формирование гидрологического и гидрохимического режимов. Уфа: Информреклама, 2008. 152 с.

*Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г., Рождественский А.П., Смирнов А.И., Травкин А.И.* Карст Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2002. 383 с.

*Левченко В.М.* О растворимости сульфата кальция // Гидрохимические материалы. 1950. Т. 17. С. 69–73.

*Лыкошин А.Г.* Павловская плотина на реке Уфа // Геология и плотины. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1959. Т. 1. С. 35–60.

## References:

Abdrakhmanov R.F. (2019) Hydrogeochemistry of urban territories in the southern fore-Ural areas. *Geochemistry International*, **57**(7), 812-820.

Abdrahmanov R.F. (2020 a) Water is the most complicated natural solution. *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (2), 110-115. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-2-9 (In Russian).

Abdrahmanov R.F. (2020 b) The value of paleovalleys in the activation of karst on the territory of Ufa city. *Gidrogeologiya i karstovedenie. Mezhvuzovskii sbornik nauchnyh trudov* [Hydrogeology and Karst Studies. Interuniversity Collection of Scienti c Papers]. Perm', Issue 20, 154-159. (In Russian)

Abdrahmanov R.F., Popov V.G. (2014) Ecological and geochemical transformation of the hypergenesis zone under the in uence of the oil-producing complex. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya – Geoecology. Engineering geology. Hydrogeology. Geocryology*, (3), 195-206. (In Russian).

Abdrakhmanov R.F., Popov V.G. (2017 a) Relations between karst and the neogene Paleo-Belaya valley network, Southern Cis-Urals region. *Geomorfologiya*, (3), 48-59. (In Russian).

Abdrahmanov R.F., Popov V.G. (2017 b) Geochemistry and formation of ground waters in overdeepened valleys of the Paleo-Belaya system. *Izvestiya Ufimskogo nauchnogo centra RAN – Bulletin of the Ufa Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*, (3), 95-100. (In Russian).

Abdrahmanov R.F., Smirnov A.I. (2016) Karst in the southern fore-Ural areas and its activation under the in uence of technogenesis. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya – Geoecology. Engineering geology. Hydrogeology. Geocryology*, (4), 353-361. (In Russian).

Abdrahmanov R.F., Popov V.G., Smirnov A.I. (2016) Distribution of karst in Bashkortostan and its importance for practice. *Vestnik Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan – Bulletin of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, **21**(4), 81-90. (In Russian).

Abdrahmanov R.F., Tyur V.A., Yurov V.M. (2008) *Yumaguzinskoe vodohranilishche: Formirovanie gidrologicheskogo i gidrohimicheskogo rezhimov* [Yumaguzinskoe reservoir: Formation of hydrological and hydrochemical regimes]. Informreklama Publ., Ufa, Russia, 152 p. (In Russian).

Abdrakhmanov R.F., Martin V.I., Popov V.G., Rozhdestvenskii A.P., Smirnov A.I., Travkin A.I. (2002) *Karst Bashkortostana* [Karst of Bashkortostan]. Informreklama Publ., Ufa, Russia, 384 p. (in Russian).

Levchenko V.M. (1950) About the solubility of calcium sulfate. *Gidrohimicheskie materially – Hydrochemical materials*, **17**, 69–73. (In Russian).

Lykoshin A.G. (1959) Pavlovskaya dam on the Ufa river. *Geologiya i plotiny* [Geology and dams]. Gosenergoizdat. Moscow – Leningrad, Russia, Vol. **1**, 35–60. (In Russian).

*Сведения об авторах:*

**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

**Дурнаева Вера Николаевна**, 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

**Полева Александра Олеговна**, кандидат биологических 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: hydro@ufaras.ru

**Бакиева Альбина Радиковна**, 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 authors:*

**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

**Durnaeva Vera Nikolaevna**, 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

**Poleva Aleksandra Olegovna**, candidate of biological sciences 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

**Bakieva Albina Radikovna**, 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