ИГ УФИЦ РАН

ISSN 2619-0087

Геологический Вестник

№ 2, 2021

ISSN 2619-0087

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УФИМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

2021. №2

Главный редактор
Пучков В.Н.

Заместитель главного редактора
Ковалев С.Г.

Редакционная коллегия:

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

Сначёв В.И., Сначёв А.В. Условия метаморфизма докембрийских отложений Ильменогорско-Сысертского антиклинория 3

Солодова С.А. Карбонатные уровни верхнего рифея Волго-Уральской области (шиханская и леузинская свиты) и перспективы их нефтегазоносности..... 17

Маслов А.В. Глинистые породы суировской свиты верхнего протерозоя западного склона Южного Урала: основные черты литохимии 31

Сергеева Н.Д., Солодова С.А., Ратов А.А. Зиганская свита ашинской серии венда на Южном Урале..... 46

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Якупов Р.Р., Мавринская Т.М. Литофациальные особенности и палеогеографические условия накопления отложений верхнего ордовика в разрезах Набиуллино и Кургашлы (Южный Урал) 58

Сагдеева Н.С. Литолого-палеонтологическая характеристика нижнедевонских отложений разреза «Миндигуловский» (северо-западная часть Зилаирского синклинория западного склона Южного Урала) 74

Фазлиахметов А.М. Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 3. Краткая геохимическая характеристика..... 83

Рахимов И.Р. Минералогия метасоматизированных гранитов массива Каматал (северная часть Магнитогорской мегазоны)..... 106

Яковлев А.Г. Морфологическая характеристика первых нижних коренных зубов (m1) полевок-экономок *Microtus oeconomus* Pallas, 1776 из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья.....122

Абдрахманов Р.Ф. Лаборатории гидрогеологии и геоэкологии 30 лет..... 129

ISSN 2619-0087

Russian Academy of Sciences
Ufa Federal Research Centre
Institute of Geology

GEOLOGICHESKII VESTNIK

2021. No. 2

Editor-in-Chief
Puchkov V.N.

Deputy Editor
Kovalev S.G.

Editorial board:
Abdrakhmanov R.F.
Artiushkova O.V.
Danukalova G.A.
Ernst R.
Golovanova I.V.
Gorozhanin V.M.
Kazantseva T.T.
Kulagina E.I.
Maslov A.V.
Osipov V.I.
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

Snachev V.I., Snachev A.V. Conditions of metamorphism of the Precembrian sediments of the Ilmen-Sysert anticlinorium 3

Solodova S.A. Carbonate levels of the Upper Riphean of the Volga-Uralian area (Shikhan and Leuza Formations) and their oil and gas potential..... 17

Maslov A.V. Clayey rocks of the Upper Proterozoic Suirovo Formation, western slope of the Southern Urals: the main features of lithochemistry 31

Sergeeva N.D., Solodova S.A., Ratov A.A. Zigan Formation of the Asha Group of the Vendian in the Southern Urals..... 46

Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Yakupov R.R., Mavrinskaya T.M. Lithofacial features and paleogeographic conditions for the accumulation of Upper Ordovician sediments in the Nabiullino and Kurgashly sections (Southern Urals)..... 58

Sagdeeva N.S. Lithological-paleontological characteristics Lower Devonian sediments of the “Mindigulovo” section (north-western part of Zilair Synclinorium western slope of the South Urals) 74

Fazliakhmetov A.M. Frasnian greywackes of the Khudolaz Syncline. Message 3. Brief description of geochemistry..... 83

Rakhimov I.R. Mineralogy of metasomatized granites of Kamatal Massif (the northern part of Magnitogorsk Megazone)..... 106

Yakovlev A.G. Morphological characteristics of the rst lower molars (m1) of root voles *Microtus oeconomus* Pallas, 1776 from the Neopleistocene sites of the Southern Fore-Urals..... 122

Abdrakhmanov R.F. Laboratory of hydrogeology and geoecology celebrated 30 years 129

УДК 551.251+551.8 DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-1

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЛЬМЕНОГОРСКО-СЫСЕРТСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В. И. Сначёв, А. В. Сначёв

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

Кыштымская ($PR_1 k\check{s}$), саитовская ($RF_2 st$), игишская ($RF_2 ig$) и кундравинская ($V kn$) свиты распространены в обрамлении ильменогорского метаморфического комплекса и узкой полосой огибают Чашковский массив гранитов и Еланчиковскую антиформную структуру. Геологические, петрохимические и термобарометрические данные по биотит-гранатовому и амфибол-гранатовому парагенезисам и углеродистым сланцам позволили установить, что черносланцевые отложения вышеперечисленных свит образовались в дистальной глубоководной и удаленной от береговой линии области осадочного бассейна. Они относятся к низкоуглеродистому и углеродистому типам, а также кремнисто-углеродистой формации, имеющей минимальное количество терригенной примеси в своем составе. На рубеже рифея и венда, когда на Южном Урале произошла крупная структурная перестройка, вулканогенно-осадочные породы перечисленных выше свит испытали региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации (T = 470–580 °C, P = 2.0–7.2 кбар, абиссальная зона глубинности). В дальнейшем, в период становления крупных Аргазинского, Кисегачского, Еланчиковского и Чашковского гранитоидных массивов, отложения Ильменогорско-Сысертского антиклинория подверглись зональному контактовому метаморфизму. В зависимости от расстояния до кислых интрузий они испытали преобразование в условиях от фации альмандиновых амфиболитов (T = 750–770 °C, P = 8.8–9.0 кбар) до куммингтонитовых амфиболитов (T = 530–550 °C, P = 2.1–3.6 кбар).

Ключевые слова: Ильменогорско-Сысертский антиклинорий, саитовская свита, кыштымская свита, кундравинская свита, игишская свита, температура, давление, палеогеография, палеогеодинамика

CONDITIONS OF METAMORPHISM OF THE PRECEMBRIAN SEDIMENTS OF THE ILMEN-SYSERT ANTICLINORIUM

V. I. Snachev, A. V. Snachev

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

The Kyshtym ($PR_1 k\check{s}$), Saitovo ($RF_2 st$), Igish ($RF_2 ig$), and Kundravi ($V kn$) Formations are distributed within the framework of the Ilmen metamorphic complex and envelop the Chashkov granite massif and the Elanchik antiform structure in a narrow strip. Geological, petrochemical, and thermobarometric data on biotite-garnet and amphibole-garnet parageneses and carbonaceous shales made it possible to conclude that the black shale deposits of the above formations were formed in the distal deep-water environment and remote from the coastline area of the sedimentary basin. They belong to the low-carbonaceous and carbonaceous types, as well as the siliceous-carbonaceous formation, which has a minimum amount of terrigenous impurities in its composition. At the boundary between the Riphean and Vendian, when a major structural transformation occurred in the Southern Urals, volcanogenic-sedimentary rocks of the above formations experienced regional metamorphism under conditions of the epidote-amphibolite facies (T = 470–580 °C, P = 2.0–7.2 kbar , abyssal depth zone). Later, during the formation of the large Argazi, Kisegach, Elanchik and Chashkov granitoid massifs, the deposits of the Ilmen-Sysert anticlinorium

Для цитирования: *Сначёв В.И., Сначёв А.В.* Условия метаморфизма докембрийских отложений Ильменогорско-Сысертского антиклинория // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 3–16. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-1.

For citation: Snachev V.I., Snachev A.V. (2021) Conditions of metamorphism of the precembrian sediments of the Ilmen-Sysert anticlinorium. *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 3–16. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-1.

© В.И. Сначёв, А.В. Сначёв, 2021

underwent zonal contact metamorphism. Depending on the distance to acidic intrusions, they underwent transformation under conditions from the facies of almandine amphibolites (T = 750–770 °C, P = 8.8–9.0 kbar) to cummingtonite amphibolites (T = 530–550 °C, P = 2.1–3.6 kbar).

Keywords: Ilmen-Sysert anticlinorium, Saitovo Series, Kyshtym Series, Kundravi Series, Igish Series, temperature, pressure, paleogeography, paleogeodynamics

Введение

Работами сотрудников Ильменского государственного заповедника и Института минералогии (г. Миасс) внесен существенный вклад в изучение стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении Ильменогорско-Сысертского антиклинория. Вместе с тем углеродистые сланцы и базальты, довольно широко представленные среди развитых здесь вулканогенно-осадочных образований, остались либо не изученными, либо информация по ним хранится в фондовых отчетах, хотя именно они могут дать очень важную информацию о палеогеографических, палеогеодинамических и физико-химических условиях накопления осадков, об источниках сноса терригенного материала, о степени преобразованности пород в результате регионального и зонального контактового метаморфизма. В данной статье авторами предпринята попытка внести определенный вклад в уточнение истории формирования чернослацевых и вулканогенных толщ, их типизацию, формационное расчленение, выяснение физико-химических условий метаморфизма.

Методика исследований

Термогравиметрический анализ углеродистых пород проводился на дериватографе Q-1500 (аналитик Т.И. Черникова, ИГ УФИЦ РАН). Нагрев осуществлялся на воздухе от 20 до 1000 °C со скоростью 10 °C/мин. Для анализа отбирались образцы наименее окварцованных и сульфидизированных пород за пределами зон интрузивных экзоконтактов и интенсивной тектонической переработки, что позволило исключить их влияние и реконструировать степень именно регионального метаморфизма. Силикатный анализ выполнен по стандартной методике в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина).

Составы амфиболов, биотитов и гранатов, отобранных из пород саитовской свиты, проанализированы И.А. Блиновым (ИМин УрО РАН, г. Миасс) на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3sbu с энерго-дисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, эталоны для амфибола — амфибол, для биотита — биотит, для граната — пироп, андрадит и гроссуляр).

Геологическое строение кыштымской, саитовской, игишской и кундравинской свит

Кыштымская свита ($PR_1 ks$) распространена в обрамлении ильменогорского метаморфического комплекса и узкой полосой огибает Чашковский массив гранитов и Еланчиковскую антиформную структуру (рис. 1). Согласно геологосъемочным работам, проведенным авторами данной статьи и сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъемка» в 1997–2001 гг. (лист N-41-VII, Миасс, М 1:200 000) [Петров и др., 2003], в состав толщи входят: амфиболиты (в том числе гранатовые), гнейсы (биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые), пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, гранат-ставролит-биотитовые сланцы, слюдяные и графит-слюдяные кварциты и, очень редко, мраморы. Она интенсивно смята в мелкие складки, но в целом имеет моноклинальное восточное падение на меридиональном отрезке и южное падение на замыкании структуры на юге, подчиняясь форме Еланчиковской антиформной структуры и Чашковского гранитного массива. Верхняя и нижняя границы толщи в пределах района в большинстве случаев тектонические, но в разрезе по перемычке между озерами Б. Еланчик и Кундравинским вскрыт нормальный контакт между мусковит-биотитовыми гнейсами еланчиковской и кварцитами кыштымской толщ.

Усредненный разрез рассматриваемой толщи состоит из трех пачек. Первая из них, мощностью 145 м, состоит из амфиболитов, составляющих 53%, гнейсов — 34%, кварцитов — 3%, мраморов — 10%; вторая (существенно кварцитосланцевая), мощностью 380 м, представлена биотитовыми и двуслюдянными сланцами, иногда с гранатом и графитом, составляющими 63%, слюдяными и графит-слюдяными кварцитами — 32% и амфиболитами — 5%; третья (сланцевая) более грубослоистая, мощностью около 450 м, в ней амфиболиты

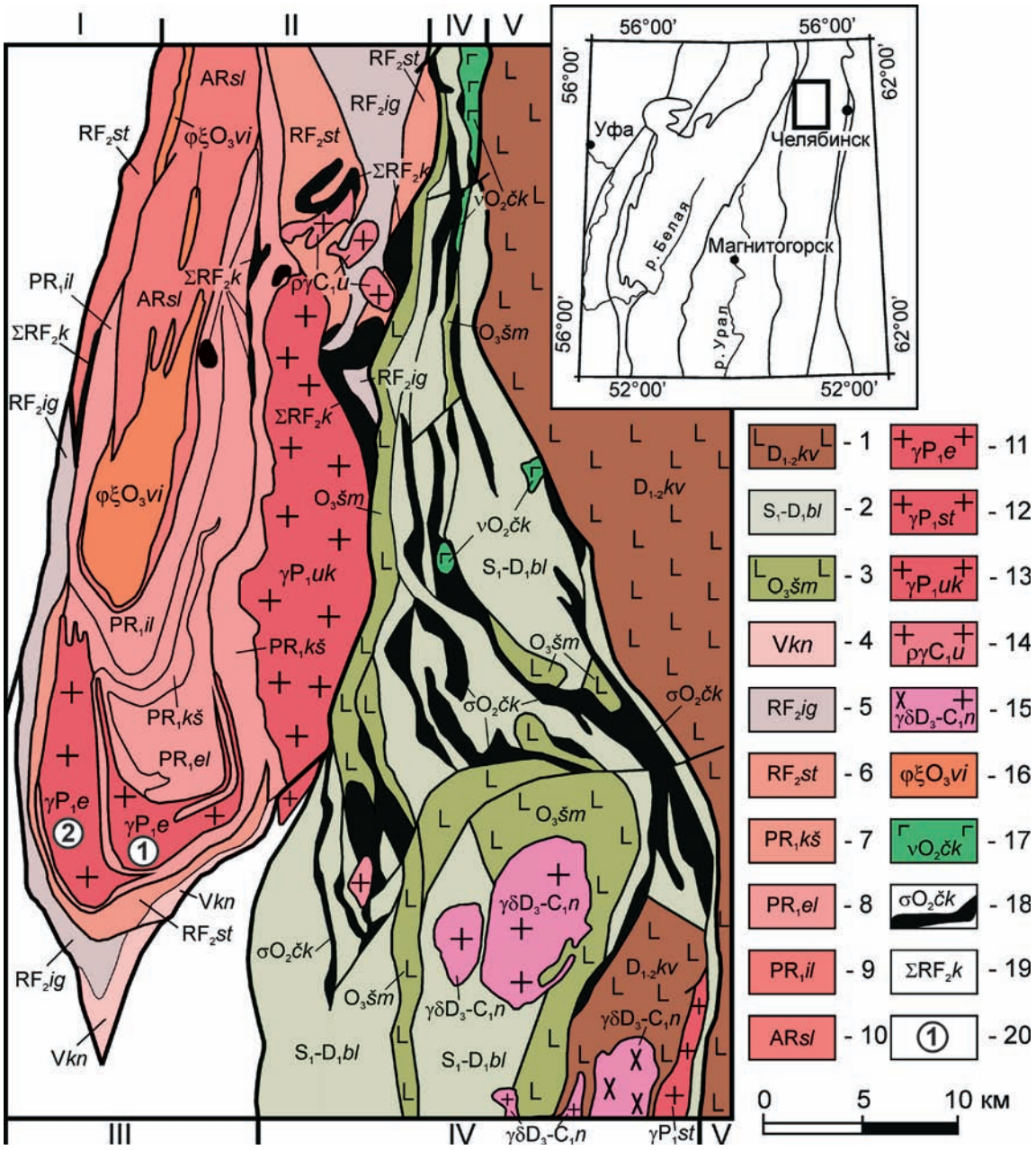


Рис. 1. Геологическая карта Ильменогорско-Сысертского мегантиклинория и восточного его обрамления (составлена по материалам В.И. Петрова)

Условные обозначения: 1 — кулуевская толща (лавы и лавобрекчии базальтов, реже андезибазальтов); 2 — булатовская толща (сланцы углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые); 3 — шеметовская толща (базальты, андезибазальты); 4 — кундравинская свита (метагравелиты, метапесчаники с прослоями мраморизованных известняков); 5 — игишская свита (кварциты графитистые, графитистые кварцито-сланцы); 6 — саитовская свита (плагиосланцы амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые); 7 — кыштымская толща (амфиболиты, гнейсы гранат-биотитовые); 8 — еланчиковская толща (гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые); 9 — ильменогорская толща (амфиболиты, плагиогнейсы биотитовые); 10 — селянкинская свита (плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые); 11 — еланчиковский комплекс гранитовый; 12 — степнинский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 13 — увильдинско-кисегачский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 14 — уразбаевский комплекс тоналит-плагиогранитовый; 15 — неплюевский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый; 16 — вишневогорско-ильменогорский комплекс карбонатит-миаскитовый; 17 — чебаркульско-казбаевский комплекс серпентинизированных дунитов, гарцбургитов; 18 — чебаркульско-казбаевский комплекс габбровый; 19 — каганский комплекс метаморфизованных ультрамафитов и габброидов; 20 — гранитоидные массивы: 1 — Еланчиковский, 2 — Чашковский. *Римскими цифрами на верхней и нижней части рамки карты показаны зоны:* I — Вознесенско-Присакмарская и Западномагнитогорская, II — Ильменогорско-Сысертская, III — Уйско-Новооренбургская, IV — Арамильско-Сухтелинская, V — Касаргино-Рефтинская.

Fig. 1. Geological map of the Ilmenk-Sysert anticlinorium and its eastern framing (compiled based on the materials of V.I. Petrov)

Legend: 1 — Kuluyevo sequence (lavas and lavas-breccias of basalts, less often basaltic andesites); 2 — Bulatovo series (carbonaceous-siliceous shales, carbonaceous-argillaceous-siliceous shales); 3 — Shemetovo sequence (basalts, basaltic andesites); 4 — Kundravi Series (metagravelites, metasandstones with interlayers of marbled limestones); 5 — Igish Series (graphite quartzite, graphite quartzite-schist); 6 — Saitovo Series (plagioschists amphibole, garnet-biotite-amphibole); 7 — Kyshtym Series (amphibolites, garnet-biotite gneisses); 8 — Elanchik sequence (biotite gneisses, amphibole-biotite); 9 — Ilmen sequence (amphibolites, biotite plagiogneisses); 10 — Selyankino Series (biotite plagiogneisses, garnet-biotite); 11 — Elanchik granite complex; 12 — Stepninsky complex monzodiorite-granosyenite-granite; 13 — Uvilda-Kisegach complex monzodiorite-granosyenite-granite; 14 — Urazbayevo complex tonalite-plagiogranite; 15 — Neplyuevo diorite-granodiorite-granite complex; 16 — Vishnevogorsk-Ilmen complex carbonatite-miaskite; 17 — Chebarkul-Kazbaevo complex of serpentinized dunites, harzburgites; 18 — gabbro Chebarkul-Kazbaevo complex; 19 — Kagan complex of metamorphosed ultrama c rocks and gabbroids; 20 — Granitoid massifs: 1 — Elanchik, 2 — Chashkovsky. *Zones are shown in Roman numerals at the top and bottom of the map frame:* I — Voznesenka-Prisakmara and Western Magnitogorsk, II — Ilmen-Sysert, III — Uysko-Novoorenburgsk, IV — Aramil'sk-Sukhtelinsk, V — Kasargi-Reftinsk.

составляют 31%, гнейсы и сланцы — 62% и кварциты — 7%.

Условия метаморфизма пород толщи отвечают фации ставролитовых сланцев или эпидотовых амфиболитов. Об этом свидетельствуют редкие находки ставролитовых сланцев в составе толщи. Раннепротерозойский возраст толщи принят в соответствии с Южно-Уральской серийной легендой и в настоящее время не охарактеризован инструментальными методами.

Саитовская свита (RF_2st) распространена в западном и южном обрамлении Ильменогорско-Сысертского антиклинория (см. рис. 1). Согласно геологосъемочным работам [Петров и др., 2003] она имеет двучленное строение.

Состав нижнесаитовской подсвиты довольно однообразен и связан с резким преобладанием амфиболовых апобазальтовых плагиосланцев по сравнению с редко встречаемыми биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами и кварцитами. Породы свиты на всей площади ее распространения согласно налегают на сланцы аракульской свиты, либо тектонически контактируют с более древними образованиями. Мощность подсвиты в наиболее полных разрезах достигает 760 м. Метаморфизм ее образований отвечает условиям эпидот-амфиболитовой фации.

Верхнесаитовская подсвита занимает промежуточное положение между нижнесаитовской подсвитой и игишской свитой. Кроме амфиболовых плагиосланцев, которые не отличаются от нижнесаитовских, здесь присутствуют гранат-биотит-амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые и биотитовые плагиосланцы, а в средней и верхней частях разреза устанавливаются прослои графитистых кварцитов.

Амфиболовые сланцы аналогичны сланцам нижнесаитовской подсвиты, а биотитовые и гранат-биотитовые сланцы сходны по облику с аракульскими. На диаграмме А.А. Предовского [Петров и др., 2003] фигуративные точки амфиболовых сланцев попадают в поле базальтов. Среднерифейский возраст отложений свиты принят в соответствии с Южно-Уральской стратиграфической схемой.

Игишская свита (RF_2ig) является маркирующей, так как представлена однообразными графитистыми темно-серыми до черных кварцитами. Породы свиты отвечают положительным формам рельефа, слагая Игишский хребет и возвышенности к югу и востоку от оз. Аргази [Петров и др., 2003]. Кроме кварцитов в составе свиты в небольшом объеме встречаются прослои биотитовых, гранат-биотитовых, ставролит-гранат-биотитовых, реже амфибол-биотитовых, гранат-амфибол-биотитовых сланцев. Графитистые кварциты содержат в небольшом количестве светло-коричневый и оранжевый биотит, серицит, гранат, который в протолочках имеет черный цвет от углистых включений. В некоторых разновидностях, обогащенных до проявления метаморфизма глинистым или гидрослюдисто-глинистым материалом, встречаются кроме граната порфиробласты ставролита, мусковита, а на хребте Игиш в породах отмечено редкое проявление кианита. Характерной особенностью игишских кварцитов является присутствие включений линзовидной и обломковидной формы черных тонкозернистых фосфоритов [Рыкус, Сначёв, 2000].

Контакт между игишскими кварцитами и верхнесаитовскими сланцами перебурен рядом скважин и имеет в большинстве случаев согласный характер, но местами подорван и между породами свит вклиниваются маломощные тела метаморфизованных ультрамафитов (антигоритовых серпентинитов и тальк-карбонатных пород). Мощность свиты по данным бурения оценивается в 400–500 м. Среднерифейский возраст описываемой свиты принят в соответствии со Стратиграфическими схемами

Урала, 1993 г. [Петров и др., 2003; Князев и др., 2013].

Кундравинская свита (V*kn*) картируется в пределах южной части Ильменогорско-Сысертского мегантиклинория на замыкании хребта Игиш, к северо-западу от с. Кундравинского (см. рис. 1). По данным геологосъемочных работ [Петров и др., 2003] свита сложена метапесчаниками, метаалевролитами, содержащими редкие маломощные, измеряемые первыми сантиметрами прослои мраморизованных песчанистых известняков. Песчаники и алевролиты превращены в бластопсаммитовые, бластоалевритовые сланцы, в составе которых преобладают разности, содержащие амфибол: амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые, реже встречаются биотитовые и гранат-биотитовые.

Образования свиты залегают выше графитистых кварцитов игишской свиты. Контакт, по всей вероятности, тектонический. В составе обломочного материала песчаников нередко встречаются обломки графитистых кварцитов игишской свиты. Основной особенностью свиты является хорошо выраженная слоистость и часто наблюдаемое ритмическое ее строение. Мощность свиты оценивается в 500 м.

В бластопсаммитовых сланцах кундравинской свиты обнаружены микрофоссилии *Protosphaeridum laccatum* Tim и *Leiosphaeridia* sp., а также большое количество серых водорослевых образований, характерных, по мнению В.Г. Кузнецовой, для верхнепротерозойско-вендских отложений Алтае-Саянской области [Петров и др., 2003]. В соответствии со Стратиграфической схемой Урала 1995 г. возраст свиты принят вендским.

Результаты исследований и их обсуждение

Обратимся к табл. 1, где собраны результаты силикатного анализа черносланцевых пород саитовской, игишской и кыштымской свит. Хорошо видно, что по главным компонентам они не отличаются друг от друга и имеют довольно стабильные их значения: SiO_2 = 81.19–95.28; 77.05–96.52 и 74.21–94.26% (соответственно в саитовских, игишских и кыштымских образованиях), Al_2O_3 = 0.40–5.12; 0.40–6.67 и 0.80–9.29%, CaO = 0.07–2.21; 0.10–2.57 и 0.11–3.10%, Na_2O+K_2O = 0.18–1.60; 0.27–2.18 и 0.28–3.72%, P_2O_5 = 0.04–1.23; 0.02–1.03 и 0.06–1.23%. На диаграмме A–S–C О.В. Горбачёва и Н.А. Созинова [1985] (рис. 2) все 30 проб компактно укладываются в правую половину поля кремнисто-углеродистой формации. Учитывая обратнопропорциональную зависимость коэффициента S с долей терригенной примеси в осадках, которая, в свою очередь, связана с глубиной бассейна осадконакопления, можно сделать однозначный вывод об отложении рассматриваемых пород в пределах наиболее глубоководной области бассейна. Отсутствие в разрезах вышеперечисленных свит карбонатных пород, а также очень незначительная величина

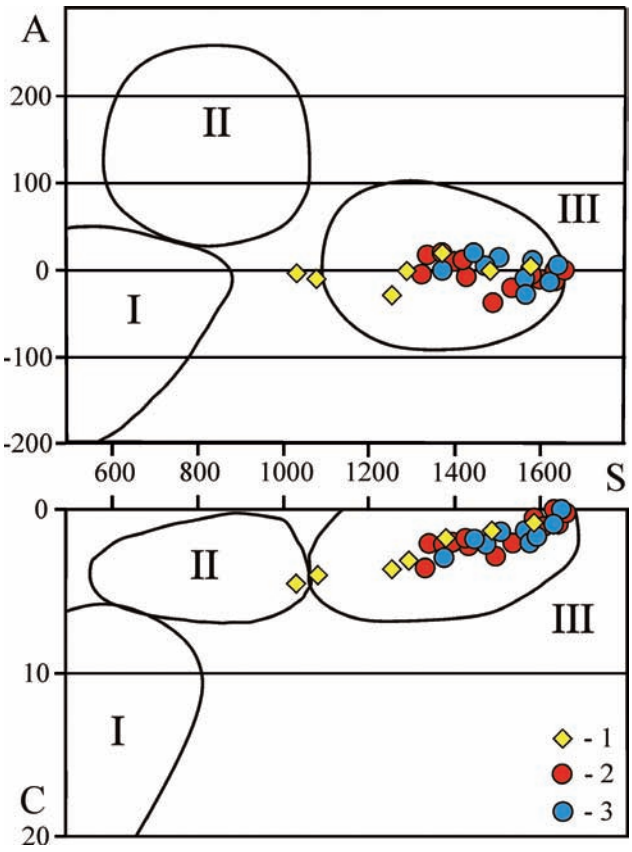


Рис. 2. Типизация углеродистых пород кыштымской, игишской и саитовской свит с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985]

Условные обозначения: 1 — кыштымская свита, 2 — игишская свита, 3 — саитовская свита. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая. Параметры: A = (Al_2O_3–(CaO+K_2O+Na_2O))×1000 и S = (SiO_2–(Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+CaO+MgO))×1000 выражены в молекулярных количествах, параметр C = (CaO+MgO) — в массовых долях оксидов.

Fig. 2. Typification of carbonaceous rocks of the Kyshtym, Igish and Saitovo Series using the diagram of O.V. Gorbachev, N.A. Sozinov [1985]

Legend: 1 — Kyshtym Series, 2 — Igish Series, 3 — Saitovo Series. Formation elds: I — carbonate-carbonaceous, II — terrigenous-carbonaceous, III — siliceous-carbonaceous. Parameters: A = (Al_2O_3–(CaO+K_2O+Na_2O))×1000 and S = (SiO_2–(Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+CaO+MgO))×1000 are expressed in molecular amounts, parameter C = (CaO+MgO) — in mass fractions of oxides.

Таблица 1. Химический состав углеродистых пород саитовской, игишской и кыштымской свит
Table 1. Chemical composition of carbonaceous rocks of the Saitovo, Igish and Kyshtym Series

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	88.00	0.27	4.40	1.20	1.00	0.02	1.00	0.80	0.27	0.50	0.40	2.90	99.76
2	92.00	0.06	1.00	1.20	1.07	–	0.50	0.80	0.13	0.27	–	2.30	99.89
3	94.00	0.01	0.40	1.00		–	0.30	0.50	0.27	0.30	–	2.48	99.29
4	81.19	0.33	5.12	2.53	0.57	–	0.74	2.21	0.17	0.65	1.23	5.24	99.99
5	85.70	0.20	3.87	1.14	0.53	–	0.77	1.35	0.20	0.70	0.64	4.24	99.22
6	88.67	0.06	1.73	0.07	0.50	–	0.34	1.70	0.27	0.75	0.66	4.50	99.19
7	87.54	0.20	4.01	0.35	0.57	–	0.80	0.57	0.10	1.50	0.20	3.98	99.82
8	88.40	0.13	2.24	0.04	0.44	–	1.40	0.28	0.10	0.85	0.30	5.46	99.64
9	95.28	0.04	0.72	0.02	0.38	0.02	0.02	0.07	0.07	0.11	0.04	1.14	99.91
10	96.52	0.03	0.58	0.11	0.37	0.04	0.02	0.10	0.08	0.19	0.24	1.98	99.93
11	91.00	0.01	1.90	1.00	–	0.02	0.40	0.20	0.54	1.00		3.21	99.31
12	93.00	0.01	0.40	1.00	–	–	1.40	0.70	0.30	0.54	1.03	1.52	99.92
13	77.05	0.33	6.67	0.96	3.53	0.05	0.76	1.38	0.40	2.00	0.62	6.52	100.3
14	79.30	0.28	5.75	0.24	1.91	0.06	1.67	1.89	0.53	1.65	0.69	4.64	98.61
15	80.40	0.18	5.00	1.25	2.52	0.08	0.19	2.00	0.87	0.60	0.51	6.82	100.4
16	81.65	0.27	5.95	0.39	2.69	0.08	0.38	1.66	0.66	1.03	0.32	5.04	100.1
17	87.08	0.25	4.60	0.21	2.77	0.15	1.96	0.28	0.80	0.82	0.07	0.60	99.65
18	87.50	0.10	2.21	0.07	1.61	0.03	0.34	2.57	0.17	0.76	0.57	3.44	99.30
19	87.96	0.22	3.61	0.15	2.29	0.22	1.57	0.28	0.88	0.72	0.05	0.72	98.67
20	92.06	–	2.02	0.15	0.53	–	0.34	0.71	0.22	0.41	0.03	2.72	99.18
21	93.60	–	0.67	0.10	0.46	–	0.17	0.57	0.23	0.42	0.02	2.74	98.99
22	94.96	–	0.80	0.05	0.50	–	0.24	0.71	0.21	0.34	0.15	1.20	99.11
23	95.84	0.04	0.82	0.35	0.57	–	0.05	0.10	0.08	0.27	0.02	1.78	99.84
24	74.21	0.51	9.18	1.06	1.06	0.07	1.87	2.96	2.12	1.60	1.23	3.48	99.31
25	75.03	0.51	9.29	1.41	3.32	0.05	2.16	3.00	1.82	1.79	0.31	1.80	100.3
26	81.01	0.24	5.50	0.47	0.88	0.07	0.94	3.10	1.00	0.92	1.08	4.30	99.51
27	81.98	0.36	4.98	0.84	1.06	0.03	1.58	2.00	1.00	0.65	0.55	4.12	99.15
28	87.90	0.26	4.98	0.67	1.20	0.10	1.24	0.42	0.18	1.78	0.06	1.44	100.1
29	89.90	0.12	2.64	0.01	1.23	0.02	0.05	1.26	0.07	0.68	0.42	0.50	99.61
30	94.26	0.07	0.80	0.11	0.86	0.01	0.30	0.11	0.15	0.13	0.44	2.20	99.42

Примечание: 1–9 — саитовская свита, 10–23 — игишская свита, 24–30 — кыштымская свиты; 1–3, 10–12 — собственные данные; 4–9, 13–30 — заимствованы из работы В.И. Петрова и др. [2003].

Note: 1–9 — Saitovo Series, 10–23 — Igish Series, 24–30 — Kyshtym Series; 1–3, 10–12 — own data; 4–9, 13–30 — borrowed from the monograph of V.I. Petrov et al. [2003].

коэффициента C = CaO+MgO (0.09–1.57%) подтверждают данный вывод.

Нами было проведено определение содержания органического углерода в породах саитовской, игишской и кыштымской свит термическим методом. Для первой из них значения $C_{орг}$ составили 0.5–1.9% для второй — 1.4–3.6% (табл. 2), для третьей — 0.9–3.5% [Сначёв, Сначёв, 2019], что соответствует низкоуглеродистому и углеродистому типам [Крупенин и др., 1993; Юдович, Кетрис, 2015].

Кроме $C_{орг}$ термический анализ позволил оценить и степень регионального метаморфизма отложений саитовской и игишской свит (см. табл. 2) [Buseck, Beyssac, 2014]. Температура начала экзотермического эффекта в них составила 580–590 и 580–600°C, а температура, полученная по максимуму графиков термограмм — 700–770 и 720–770°C. Подобные значения температур, по данным Б.А. Блюмана и др. [1974], указывают на эпидот-амфиболитовую фацию метаморфизма пород. Примечательно, что все данные пробы на диаграмме термической устойчивости углеродистых веществ В.И. Силаева и др. [2012] попадают в поле высших керитов, антраксолитов, шунгитов.

Таблица 2. Результаты термического анализа углеродистых пород саитовской и игишской свит
Table 2. Results of thermal analysis of carbonaceous rocks of the Saitovo and Igish Series

№ п/п	№ пробы	Температура начала эффекта, (°C)	Температура максимума эффекта, (°C)	Содержание $C_{орг}$
1	ИГ-56	590	700	1.4
2	ИГ-96	590	740	1.9
3	ИГ-90	580	770	0.5
4	ИГ-57	580	720	3.6
5	ИГ-58	600	770	1.4
6	ИГ-91	580	760	1.5

Примечание: 1–3 — саитовская свита, 4–6 — игишская свита.
Note: 1–3 — Saitovo Series, 4–6 — Igish Series.

Реконструкция *P-T* условий метаморфизма пород кундравинской, игишской, саитовской и кыштымской свит на основе изучения гранат-биотитовой и амфибол-гранатовой ассоциаций, широко развитых в амфиболитовых и слюдистых плагиосланцах обрамления Ильменогорско-Сысертского антиклинория, является основной задачей настоящей статьи. Составы минералов, отобранные из пород перечисленных свит (табл. 3, 4), проанализированы на растровом электронном микроскопе. Их формулы рассчитывались по известной методике И.Д. Борнеман-Старынкевич [1964], а затем с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальностей парагенезисов биотит – гранат и амфибол – гранат [Перчук, Рябчиков, 1976; Термо- и барометрия…, 1977] получены температуры, давление и фации метаморфизма пород. Следует отметить, что составы гранатов (альмандинового ряда) кундравинской и саитовской свит почти ничем не отличаются друг от друга. Однако из табл. 3 хорошо видно, что гранаты кыштымской свиты имеют другой состав и относятся к альмандин-спессартиновому ряду.

Обратимся к рис. 3, на который вынесены точки составов девяти пар биотита и граната из пород кундравинской и кыштымской свит. Хорошо видно, что все они образуют три обособленных группы, первая из которых имеет температуру метаморфизма 530–550°C и принадлежит образцам сланцев с номерами 1–3 (табл. 3), вторая, образованная образцами с № 4–6, охватывает интервал температур в 470–500°C (кундравинская свита), а третья (см. рис. 3), которая включает образцы № 7–9 (кыштымская свита) — 470–500°C. Следует отметить, что пробы № 1–3 отобраны непосредственно из коренного обнажения кундравинской свиты, а пробы № 4–6 — из керна глубокой скважины ИС-42/320, расположенной в 4 км восточнее и вскрывшей углеродистые сланцы булатовской толщи (S_1–D_1bl), основные эффузивы шеметовской ($O_3šm$) и преимущественно осадочные метаморфиты

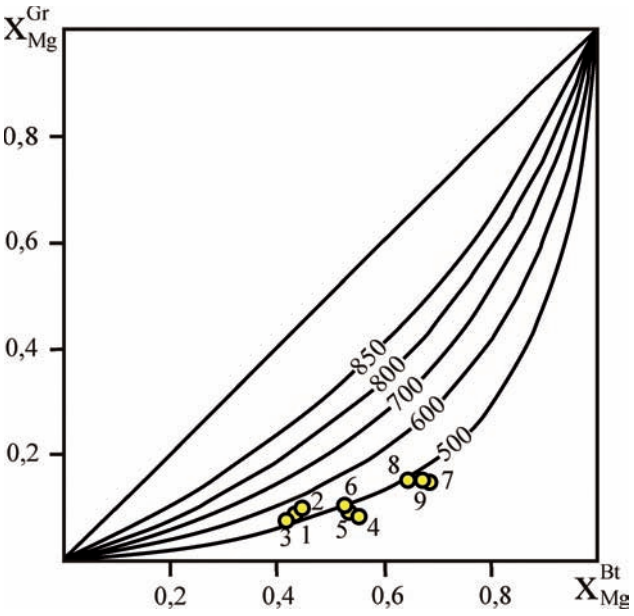


Рис. 3. Диаграмма фазового соответствия $X_{Mg}^{Gr} – X_{Mg}^{Bi}$ в породах кундравинской и кыштымской свит [Перчук, Рябчиков, 1976]

Примечание: кружочки — биотит-гранатовые пары (см. табл. 3). 500–800 — изограды температур образования гранат-биотитовой ассоциации, °C. XMg = Mg/(Mg+Fe+Mn) значения мольных долей компонентов.

Fig. 3. Diagram of the phase correspondence $X_{Mg}^{Gr} – X_{Mg}^{Bi}$ in the rocks of the Kundravi and Kyshtym Series [Perchuk, Ryabchikov, 1976]

Note: the circles are biotite-garnet pairs (see table 3). 500–800 — isograms of temperatures of garnet-biotite association formation, °C. X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn) values of molar fractions of components.

Таблица 3. Состав и формулы биотита (Bi) и граната (Gr) из пород кундравинской и кыштымской свит (мас. %)

Table 3. Composition and formulas of biotite (Bi) and garnet (Gr) from rocks of the Kundravi and Kyshtym Series (wt. %)

Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Сумма	$X_{Mg}^{Bi,Gr}$
Bi–1	37.43	1.06	19.06	22.13	–	–	9.51	0.29	8.35	97.82	0.43
Bi–2	37.00	1.99	17.75	22.05	–	–	9.51	0.25	8.52	97.07	0.44
Bi–3	37.09	1.73	18.51	23.01	–	–	9.33	0.19	8.40	98.25	0.42
Bi–4	38.82	1.51	20.64	17.13	–	–	11.66	0.37	8.39	98.52	0.55
Bi–5	38.25	1.74	20.18	17.59	–	–	11.75	0.32	8.27	98.10	0.54
Bi–6	37.72	1.74	20.20	17.59	–	–	11.17	0.27	8.44	97.13	0.53
Gr–1	37.07	–	21.50	31.29	2.62	4.97	1.77	–	–	99.21	0.08
Gr–2	37.32	–	21.54	32.32	2.40	5.01	1.87	–	–	100.46	0.09
Gr–3	37.18	–	21.45	28.57	5.45	5.37	1.40	–	–	99.41	0.07
Gr–4	37.01	–	21.36	31.58	2.72	5.12	1.67	–	–	99.45	0.08
Gr–5	37.48	–	21.34	31.76	3.16	5.09	1.82	–	–	100.66	0.09
Gr–6	37.29	–	21.50	33.09	1.11	4.90	1.98	–	–	99.86	0.10
Bi–7	39.44	3.17	19.15	11.73	0.68	–	14.35	0.14	9.39	98.04	0.68
Bi–8	39.33	2.96	18.49	13.27	0.73	–	13.89	0.12	9.08	97.86	0.64
Bi–9	39.51	3.37	18.13	12.12	0.69	–	14.33	–	9.50	98.17	0.67
Gr–7	37.32	–	21.40	16.18	19.53	1.91	3.29	–	–	99.64	0.14
Gr–8	37.53	–	21.55	16.79	18.76	1.97	3.52	–	–	100.11	0.15
Gr–9	37.67	–	21.18	17.12	19.27	2.06	3.54	–	–	100.84	0.15

Bi–1 – $(K_{0.80}Na_{0.04})_{0.84}(Mg_{1.06}Fe_{1.39}Ti_{0.06}Al_{0.49})_3(Si_{2.81}Al_{1.19})_4O_{10}[O_{0.26}(OH)_{1.74}]_2$

Bi–2 – $(K_{0.83}Na_{0.04})_{0.87}(Mg_{1.08}Fe_{1.40}Ti_{0.11}Al_{0.41})_3(Si_{2.82}Al_{1.18})_4O_{10}[O_{0.32}(OH)_{1.68}]_2$

Bi–3 – $(K_{0.80}Na_{0.03})_{0.83}(Mg_{1.04}Fe_{1.44}Ti_{0.10}Al_{0.41})_3(Si_{2.78}Al_{1.22})_4O_{10}[O_{0.20}(OH)_{1.80}]_2$

Bi–4 – $(K_{0.78}Na_{0.05})_{0.83}(Mg_{1.27}Fe_{1.04}Ti_{0.08}Al_{0.60})_3(Si_{2.83}Al_{1.17})_4O_{10}[O_{0.40}(OH)_{1.60}]_2$

Bi–5 – $(K_{0.77}Na_{0.05})_{0.82}(Mg_{1.28}Fe_{1.08}Ti_{0.10}Al_{0.54})_3(Si_{2.80}Al_{1.20})_4O_{10}[O_{0.36}(OH)_{1.64}]_2$

Bi–6 – $(K_{0.80}Na_{0.04})_{0.84}(Mg_{1.24}Fe_{1.09}Ti_{0.10}Al_{0.58})_3(Si_{2.81}Al_{1.19})_4O_{10}[O_{0.45}(OH)_{1.55}]_2$

Gr–1 – $(Ca_{0.43}Fe_{2.12}Mg_{0.21}Mn_{0.18}Al_{0.05})_3Al_2Si_3O_{12}$

Gr–2 – $(Ca_{0.43}Fe_{2.16}Mg_{0.22}Mn_{0.16}Al_{0.02})_3Al_2(Si_{2.99}Al_{0.01})_3O_{12}$

Gr–3 – $(Ca_{0.47}Fe_{1.93}Mg_{0.17}Mn_{0.37}Al_{0.05})_3Al_2Si_3O_{12}$

Gr–4 – $(Ca_{0.44}Fe_{2.13}Mg_{0.20}Mn_{0.19}Al_{0.04})_3Al_2Si_3O_{12}$

Gr–5 – $(Ca_{0.44}Fe_{2.12}Mg_{0.22}Mn_{0.21})_3Al_2Si_3O_{12}$

Gr–6 – $(Ca_{0.42}Fe_{2.22}Mg_{0.24}Mn_{0.08}Al_{0.04})_3Al_2Si_3O_{12}$

Bi–7 – $(K_{0.87}Na_{0.02})_{0.89}(Mg_{1.56}Fe_{0.71}Mn_{0.04}Ti_{0.17}Al_{0.51})_3(Si_{2.87}Al_{1.13})_4O_{10}[O_{0.59}(OH)_{1.41}]_2$

Bi–8 – $(K_{0.85}Na_{0.02})_{0.87}(Mg_{1.51}Fe_{0.81}Mn_{0.05}Ti_{0.16}Al_{0.47})_3(Si_{2.88}Al_{1.12})_4O_{10}[O_{0.54}(OH)_{1.46}]_2$

Bi–9 – $(K_{0.89}Na_{0.00})_{0.89}(Mg_{1.57}Fe_{0.74}Mn_{0.04}Ti_{0.19}Al_{0.47})_3(Si_{2.90}Al_{1.10})_4O_{10}[O_{0.66}(OH)_{1.34}]_2$

Gr–7 – $(Ca_{0.17}Mg_{0.39}Fe_{1.09}Mn_{1.33})_{2.98}Al_{2.01}Si_3O_{12}$

Gr–8 – $(Ca_{0.17}Mg_{0.42}Fe_{1.12}Mn_{1.27})_{2.98}Al_{2.02}Si_3O_{12}$

Gr–9 – $(Ca_{0.18}Mg_{0.42}Fe_{1.11}Mn_{1.30})_3(Al_{1.97}Fe_{0.03})_3(Si_{2.99}Al_{0.01})_3O_{12}$

Примечание: кундравинская свита: Bi-1 – Bi-6 — биотиты; Gr-1 – Gr-6 — гранаты; кыштымская свита: Bi-7 – Bi-9 — биотиты; Gr-7 – Gr-9 — гранаты.

Note: Kundravi Series: Bi-1 – Bi-6 — biotites; Gr-1 – Gr-6 — grenades; Kyshtym Series: Bi-7 – Bi-9 — biotites; Gr-7 – Gr-9 — grenades.

кундравинской свиты (V*kn*). Обе точки находятся приблизительно на одном и том же расстоянии от гранитоидов Чашковско-Еланчиковского мигматитового купола. Показатели давления, рассчитанные по известной температуре и коэффициенту lnK, где $K = X_{Mg}^{Gr}/X_{Mg}^{Bi,\ Amf}$ [Термо- и барометрия…, 1977], для образцов № 1–3 составили 2.1–3.6 кбар, для проб № 4–6 — 1.9–4.2 кбар (кундравинская свита), а для проб № 7–9 (кыштымская свита) — 6.0–6.3 кбар (рис. 4). Подобные величины давления

Таблица 4. Состав и формулы амфибола (Amf) и граната (Gr) из пород саитовской свиты (мас. %)
Table 4. Composition and formulas of amphibole (Amf) and garnet (Gr) from the rocks of the Saitovo Series (wt. %)

Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Сумма	$X_{Mg}^{Bi,Gr}$
Amf –10	43.65	0.79	14.61	18.33	–	10.66	8.69	1.32	0.33	98.37	0.46
Amf –11	43.45	0.92	15.60	17.60	–	10.49	8.56	1.37	0.42	98.41	0.46
Amf –12	43.55	0.75	15.18	17.12	–	10.74	9.10	1.39	0.41	98.26	0.49
Gr–10	37.95	0.30	21.38	30.94	0.67	4.30	4.68	–	–	100.2	0.21
Gr–11	37.71	0.28	21.43	30.57	0.91	4.52	4.32	–	–	99.74	0.20
Gr–12	37.65	0.18	21.24	30.70	0.73	4.21	4.70	–	–	99.41	0.21

Amf –10 – $(Ca_{1.66}Na_{0.37}K_{0.06})_{2.09}(Fe_{2.22}Mg_{1.88}Ti_{0.09}Al_{0.82})_5(Si_{6.33}Al_{1.67})_8O_{22}[O_{0.10}(OH)_{1.90}]_2$
Amf –11 – $(Ca_{1.62}Na_{0.38}K_{0.08})_{2.08}(Fe_{2.12}Mg_{1.84}Ti_{0.10}Al_{0.93})_5(Si_{6.28}Al_{1.72})_8O_{22}[O_{0.09}(OH)_{1.91}]_2$
Amf –12 – $(Ca_{1.67}Na_{0.39}K_{0.08})_{2.14}(Fe_{2.07}Mg_{1.96}Ti_{0.08}Al_{0.88})_5(Si_{6.30}Al_{1.70})_8O_{22}[O_{0.13}(OH)_{1.87}]_2$
Gr–10 – $(Ca_{0.36}Fe_{2.03}Mg_{0.55}Mn_{0.04}Ti_{0.02})_3(Al_{1.99}Fe_{0.01})_2Si_3O_{12}$
Gr–11 – $(Ca_{0.38}Fe_{2.03}Mg_{0.51}Mn_{0.06}Ti_{0.02})_3Al_2Si_3O_{12}$
Gr–12 – $(Ca_{0.36}Fe_{2.03}Mg_{0.56}Mn_{0.05}Ti_{0.01})_3(Al_{1.99}Fe_{0.01})_2Si_3O_{12}$

характерны для абиссальной зоны глубинности (7–15 км). Положение гранат-биотитовых пород кундравинской и кыштымской свит на петрогенетической диаграмме [Термо- и барометрия…, 1977] (рис. 5) указывает на то, что рассматриваемые породы были преобразованы на уровне фации куммингтонитовых (точки 1–5) или эпидотовых (точки 6–9) амфиболитов. Для трех пар граната и амфибола саитовской свиты температура преобразования, судя по гранат-амфиболовому термобарометру (рис. 6), составляла 550–580 °С. Значения по давлению для проб № 10–12 соответствуют 6.8–7.2 кбар (рис. 7), что соответствует эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 5). Связано это с метаморфизмом вулканогенно-осадочных пород кундравинской, кыштымской и саитовской свит в период формирования Чашковско-Еланчиковского купола. По данным различных исследователей произошло это либо в раннепермское [Петров и др., 2003], либо среднеордовикское [Пермяков, 2000] время.

Определенный интерес для реконструкции палеогеодинамических условий формирования пород саитовской, кыштымской и кундравинской свит представляет рассмотрение петрохимических особенностей амфиболитов [Савельев и др., 2006], образование которых связано с региональным и контактовым метаморфизмом базальтов (среди отложений игишской свиты амфиболиты не установлены). Основой для этого послужили силикатные анализы пород, приведенные в табл. 5. Как это следует из рис. 8а, б, среди рассматриваемых основных эффузивов отмечены в подавляющем большинстве толеитовые разновидности. Часть

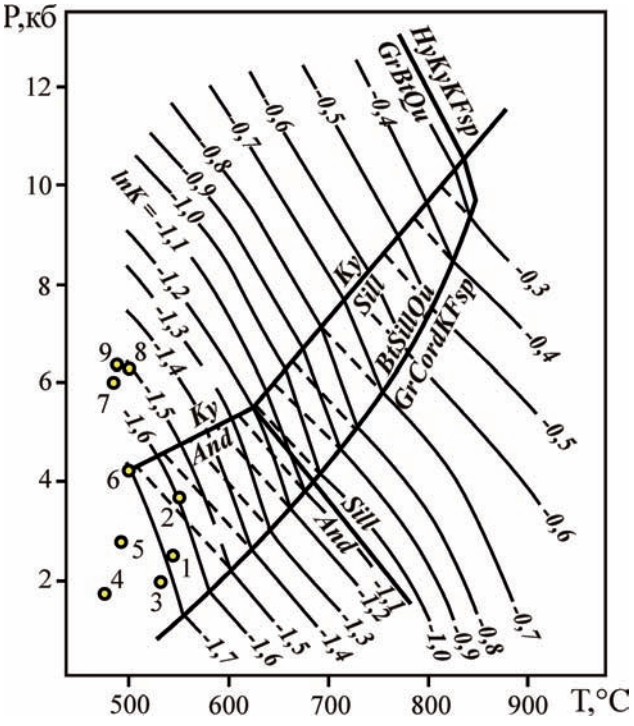


Рис. 4. Диаграмма P–T для определения давления по T и lnK в породах кундравинской и кыштымской свит (точки 1–9, см. табл. 2) [Термо- и барометрия…, 1977]
Примечания. Поля минералов: And — андалузит, Ky — кианит, Sill — силлиманит, Bi — биотит, Gr — гранат, Cord — кордиерит, KFsp — калиевый полевой шпат, Qu — кварц, Hy — гиперстен.

Fig. 4. P–T diagram for determining pressure by T and lnK in the rocks of the Kundravi and Kyshtym Series (points 1–9, see table 2) [Termo- and barometry…, 1977]
Notes. Fields of minerals: And — andalusite, Ky — kyanite, Sill — sillimanite, Bi — biotite, Gr — garnet, Cord — cordierite, KFsp — potassium feldspar, Qu — quartz, Hy — hypersthene.

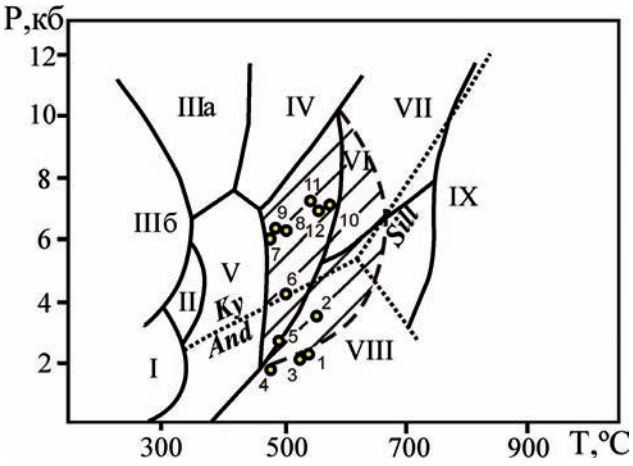


Рис. 5. Положение гранат-биотитовых и гранат-амфиболовых пар (см. табл. 2, 3) пород кундравинской, кыштымской и саитовской свит на петрогенетической диаграмме [Термо- и барометрия…, 1977]

Примечания: сплошные линии — границы фаций, заштрихованное поле — поле устойчивости ставролита, точками показана тройная диаграмма And–Sill–Ky. Римскими цифрами обозначены фации: I — цеолитовая или пумпеллиит-пренитовая, II — пумпеллиит-актинолитовая, IIIа — глаукофан-лавсонитовая, IIIб — глаукофан-цоизитовая, IV — цоизит-кианит-кварцевых сланцев, V — зеленых сланцев, VI — эпидотовых амфиболитов, VII — альмандиновых амфиболитов, VIII — куммингтонитовых амфиболитов, IX — гранулитовая.

Fig. 5. The position of the garnet-biotite and garnet-amphibole pairs (see Tables 2, 3) of the rocks of the Kundravi, Kyshtym, and Saitovo series on the petrogenetic diagram [Termo- and barometry…, 1977]

Notes: solid lines — facies boundaries, shaded eld — staurolite stability eld, dots show a triple And–Sill–Ky diagram. Roman numerals indicate facies: I — zeolite or pumpellite-prenite, II — pumpelliite-actinolite, IIIa — glaucophane-lavsonite, IIIб — glaucophan-zoisite, IV — zoisite-kyanite-quartz schists, V — green shales, VI — epidote, VII — almandine amphibolites, VIII — cummingtonite amphibolites, IX — granulite.

проб саитовской свиты попала в субщелочное поле, для двух других свит субщелочные породы не характерны. Составы амфиболитов на диаграммах TiO_2–(K_2O+Na_2O) и TiO_2–Al_2O_3/(FeO+Fe_2O_3+MgO) (рис. 8в, г) расположились следующим образом: относительно высокотитанистые породы (TiO_2 >1) в основном занимают нижние левые области в пределах полей эпиплатформенных и эпиорогенных континентальных рифтов [Сначёв и др., 2009], а низкотитанистые (TiO_2 <1) — среди поля островных дуг. В последнем случае, скорее всего, следует говорить не о типичных островных дугах, а о режиме сжатия в процессе формирования основных эффузивов.

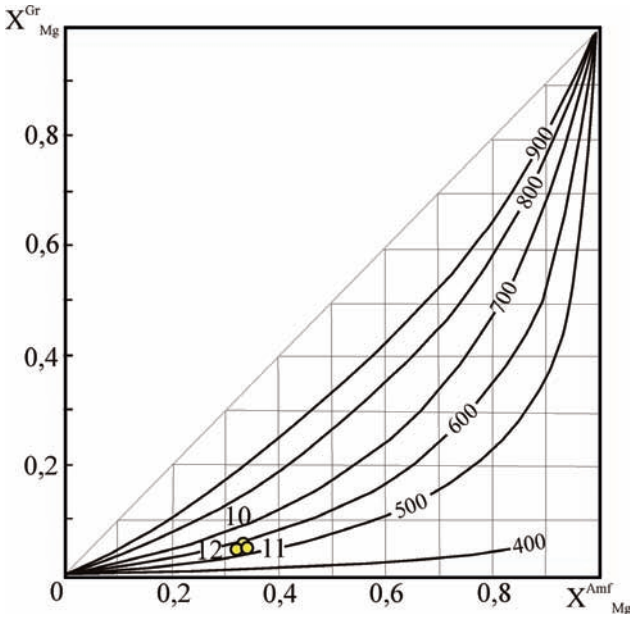


Рис. 6. Диаграмма фазового соответствия для пары гранат–амфибол саитовской свиты [Термо- и барометрия…, 1977]

Примечание: обозначения 10–12 см. табл. 3.

Fig. 6. Phase correspondence diagram for a pair of garnet-amphibole of the Saitovo Series [Termo- and barometry…, 1977]

Note: designations 10–12, see table 3.

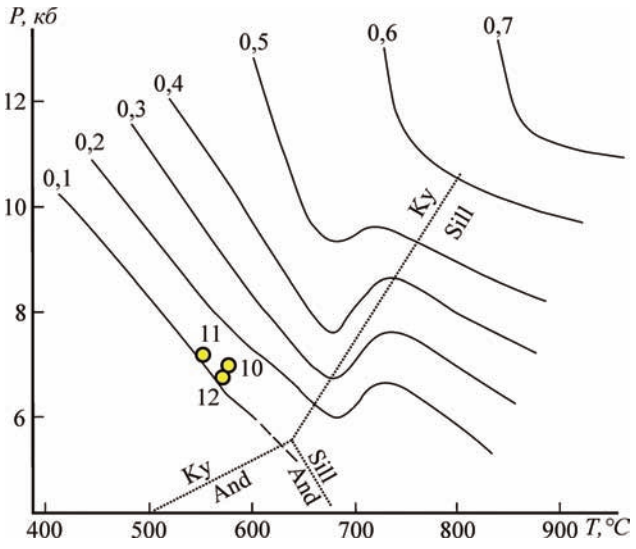


Рис. 7. Положение линий равных значений $K^{Gr\text{-}Amf}_{Mg}$ на диаграмме T–P саитовской свиты [Термо- и барометрия…, 1977]

Примечание: обозначения 10–12 см. табл. 3.

Fig. 7. Position of lines of equal $K^{Gr\text{-}Amf}_{Mg}$ values on the T–P diagram of the Saitovo Series [Termo- and barometry…, 1977]

Note: designations 10–12, see table 3.

Таблица 5. Химический состав метабазальтов саитовской свиты (мас. %)

Table 5. Chemical composition of metabasalts of the Saitovo Series (wt. %)

Окислы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	сумма
1	43.66	0.59	11.48	2.15	10.20	0.25	10.80	15.22	0.75	0.36	0.19	4.00	99.65
2	46.67	0.88	11.32	3.39	11.48	0.22	9.69	12.31	1.19	0.33	0.08	2.42	99.98
3	49.75	1.36	18.32	2.37	8.16	0.10	4.93	7.12	3.61	2.12	0.25	1.98	100.07
4	51.00	0.38	12.61	0.29	7.34	0.14	10.09	11.10	3.73	0.34	0.07	3.16	100.25
5	45.72	0.96	22.07	2.17	9.13	0.14	4.42	10.13	3.12	0.38	0.13	0.68	99.04
6	45.86	1.68	14.07	3.53	10.22	0.37	8.45	12.79	2.00	0.20	0.16	0.54	99.47
7	48.16	0.78	16.83	2.05	6.62	0.15	9.65	12.34	2.20	0.20	–	–	99.46
8	48.67	0.96	10.15	1.04	8.99	0.13	4.35	10.39	3.22	0.28	0.11	0.88	99.17
9	49.70	1.16	18.98	3.67	8.43	0.15	4.47	7.29	5.34	0.20	0.13	0.60	100.12
10	49.84	1.26	18.48	2.92	11.18	0.21	5.02	5.06	4.80	1.00	0.13	0.80	100.70
11	50.13	1.72	17.39	3.00	8.82	0.18	4.73	7.40	5.37	0.34	0.16	0.74	99.98
12	50.48	0.85	17.48	3.72	7.99	0.21	5.39	7.50	4.34	0.20	–	–	99.68
13	50.95	1.08	15.21	4.05	9.53	0.07	5.42	7.83	4.26	0.30	0.11	1.18	99.99
14	51.38	1.32	13.81	15.26	1.23	0.19	5.91	6.12	4.78	0.34	0.11	0.26	100.71
15	51.58	1.32	14.31	4.10	11.89	0.19	5.32	6.26	5.00	0.34	0.11	0.44	100.86
16	51.64	1.16	15.66	2.79	8.36	0.13	6.86	8.32	4.06	0.20	0.09	1.66	100.93
17	52.37	0.96	18.93	2.23	9.76	0.17	4.52	4.34	5.33	0.84	0.16	0.78	100.39
18	52.58	1.32	15.56	3.20	9.90	0.27	5.62	6.17	4.70	0.21	0.18	0.40	100.11
19	45.32	0.95	17.82	3.46	10.58	0.29	6.05	10.72	4.24	0.20	0	0	100.73
20	45.36	1.68	14.07	3.53	10.22	0.37	8.45	12.79	2.00	0.20	0.16	0.54	99.47
21	47.00	1.12	18.40	4.23	6.13	0.22	4.58	15.64	1.30	0.22	0.06	1.56	100.64
22	48.16	0.78	16.83	2.05	6.62	0.15	9.65	12.34	2.20	0.20	0	0	99.46
23	49.06	1.00	15.89	1.91	7.15	0.14	7.37	13.49	2.50	0.54	0.10	0.58	99.73
24	49.23	1.72	15.30	3.95	9.46	0.17	6.30	9.90	2.78	0.26	0.20	1.10	100.37
25	49.60	1.90	13.09	3.31	11.58	0.21	6.27	8.82	2.76	0.21	0.17	1.88	99.96
26	50.53	1.13	17.90	2.27	8.63	0.15	4.75	8.10	4.04	0.30	0.15	0.89	99.39
27	51.60	1.25	15.67	4.61	8.93	0.32	5.28	8.24	2.46	0.20	0.13	0	99.51
28	51.77	0.95	17.05	1.93	7.29	0.15	4.57	8.85	3.87	0.34	0.76	2.27	99.91
29	47.19	1.88	16.88	1.23	12.75	0.18	4.81	5.01	2.80	3.50	0.33	2.18	98.02
30	50.02	1.92	14.22	4.22	8.37	0.16	7.32	9.72	3.08	0.46	0.74	1.14	100.80
31	50.98	1.20	15.32	1.90	8.12	0.06	6.42	11.04	2.92	0.25	0.294	0.52	99.02
32	49.40	1.67	15.47	2.45	9.75	0.13	6.18	8.59	2.93	1.40	0.266	1.28	99.28

Примечания: 1–4 — амфиболовые карбонатсодержащие плагиосланцы верхнесаитовской подсвиты, 4–18 — роговообманковые плагиосланцы нижнесаитовской подсвиты, 19–28 — амфиболиты кыштымской свиты, 29–32 — амфиболовые плагиосланцы кундравинской свиты. Анализы заимствованы из работы В.И. Петрова и др. [2003].

Notes: 1–4 — amphibole carbonate-bearing plagioschists of the Upper Saitovo subseries, 4–18 — hornblende plagioschists of the Lower Saitovo subseries, 19–28 — amphibolites of the Kyshtym Series, 29–32 — amphibole plagioschists of the Kundravi Series. The analyzes were borrowed from the monograph of V.I. Petrov et al. [2003].

Заключение

Таким образом, учитывая приведенные выше геологические, петрохимические и термобарометрические данные по биотит-гранатовому и амфибол-гранатовому парагенезисам и углеродистым сланцам, можно предположить, что черносланцевые отложения саитовской, кундравинской, кыштымской и игишской свит Ильменогорско-Сысертского антиклинория образовались в дистальной глубоководной и удаленной от береговой линии области осадочного бассейна. Они относятся к низкоуглеродистому и углеродистому типам, а также кремнисто-углеродистой формации, имеющей минимальное количество терригенной примеси в своем составе. На рубеже рифея и венда, когда на Южном Урале произошла крупная структурная перестройка, вулканогенно-осадочные породы перечисленных

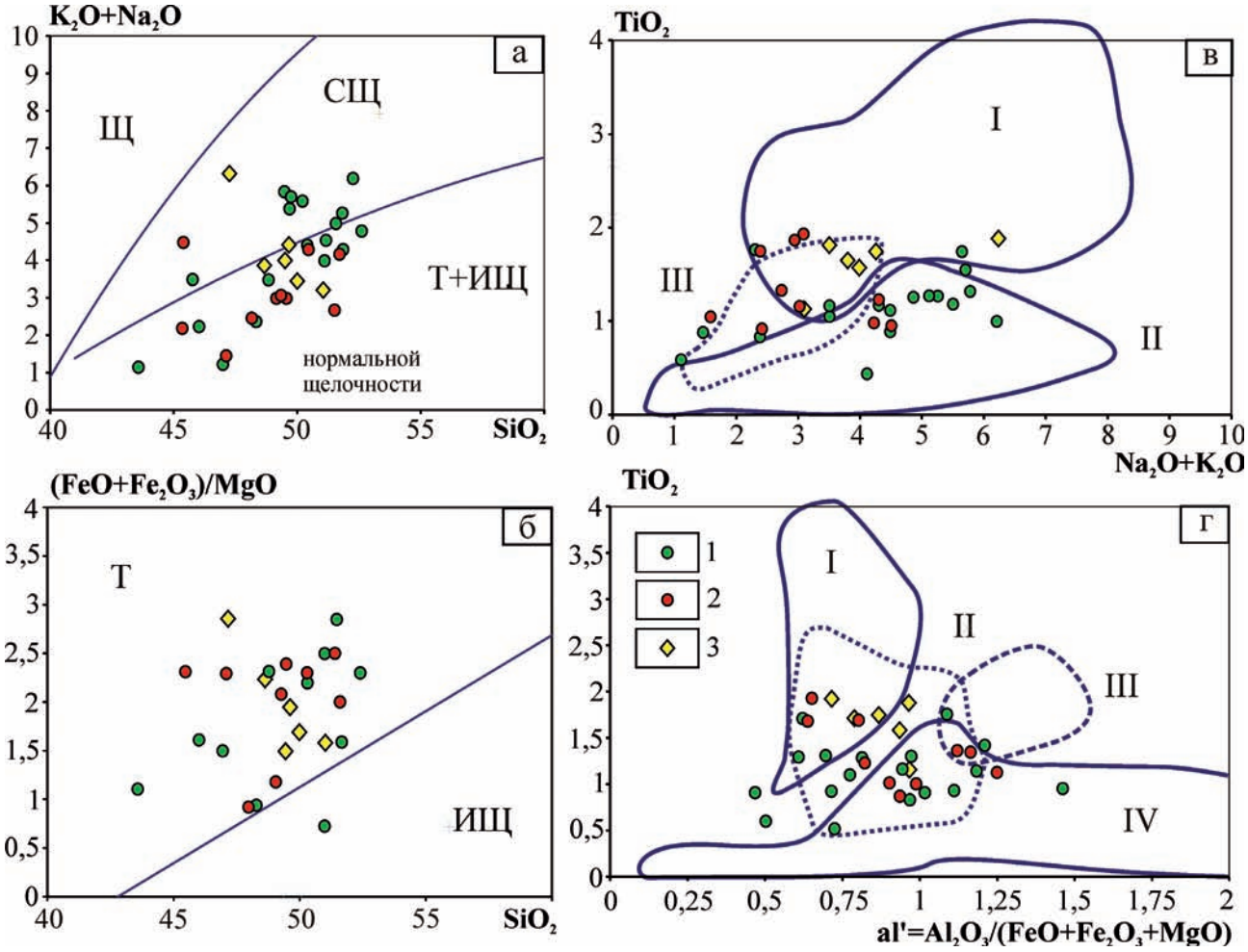


Рис. 8. Диаграммы SiO_2–(Na_2O+K_2O) (а), SiO_2–(FeO+Fe_2O_3)/MgO (б), TiO_2–(Na_2O+K_2O) (в) и al'–TiO_2 (г) для метабазальтов саитовской, кыштымской и кундравинской свит

Условные обозначения: свиты: 1 — саитовская, 2 — кыштымская, 3 — кундравинская. Поля составов базальтов (а, б): Щ — щелочное, СЩ — субщелочное, Т — толеитовое, ИЩ — известково-щелочное; (в): I — эпиплатформенных континентальных рифтов, II — островных дуг, III — срединно-океанических хребтов; (г): I — эпиплатформенных континентальных рифтов, II — срединно-океанических хребтов, III — эпиорогенных континентальных рифтов, IV — островных дуг. Поля составов базальтов заимствованы из работы Д.Е. Савельева и др. [2006].

Fig. 8. Diagrams SiO_2–(Na_2O+K_2O) (a), SiO_2–(FeO+Fe_2O_3)/MgO (b), TiO_2–(Na_2O+K_2O) (c) and al'–TiO_2 (d) for metabasalts of the Saitovo, Kyshtym and Kundravi Series

Legend: Series: 1 — Saitovo, 2 — Kyshtym, 3 — Kundravi. Basalt composition elds (a, б): Щ — alkaline, СЩ — subalkaline, Т — tholeiitic, ИЩ — calc-alkaline; (в): I — epiplatform continental rifts, II — island arcs, III — mid-ocean ridges; (г): I — epiplatform continental rifts, II — mid-ocean ridges, III — epiorogenic continental rifts, IV — island arcs. The compositional elds of basalts were borrowed from the work of D.E. Savelyev et al. [2006].

выше свит испытали региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации (T = 470–580 °C, P = 2.0–7.2 кбар, абиссальная зона глубинности). В дальнейшем, в период становления крупных Аргазинского, Кисегачского, Еланчиковского и Чашковского гранитоидных массивов, отложения Ильменогорско-Сысертского антиклинория подверглись зональному контактовому метаморфизму. В зависимости от расстояния до кислых интрузий они испытали преобразование в условиях от фации альмандиновых амфиболитов (T = 750–770 °C, P = 8.8–9.0 кбар) [Сначёв, 2021] до куммингтонитовых амфиболитов (T = 530–550 °C, P = 2.1–3.6 кбар).

Работа выполнена в рамках Государственного заказа по теме № 0246-2019-0078.

Список литературы:

Блюман Б.А., Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н., Павлов М.Г. Использование термо- и рентгено-графических характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма // Записки ВМО. 1974. Т. 103, № 1. С. 95–103.

Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.

Горбачёв О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. С. 55–62.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначёв В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N–40 (Уфа). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Крупенин М.Т., Маслов А.В., Рыкус М.В., Сначев В.И. Новые данные о содержании $C_{орг}$ в сланцах нижнего и среднего рифея Южного Урала // Труды Института геологии и геохимии. УрО РАН, 1993. № 140. С. 19–20.

Пермяков Б.Н. Чашковско-Еланчиковский мигматит-гнейсогранитный массив (Южный Урал). Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2000. 187 с.

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

Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Сер. Южноуральская. Лист N-41-VII (Миасс). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2003. 167 с.

Рыкус М.В., Сначёв В.И. Особенности палеозойского углеродистого осадконакопления Сысертско-Ильменогорской зоны Южного Урала // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. С. 112–114.

Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 86–104.

Силаев В.И., Смолева И.В., Антошкина А.И., Чайковский И.И. Опыт сопряженного анализа изотопного состава углерода и азота в углеродистых веществах разного происхождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Матер. науч. чтений памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Изд-во ПГУ, 2012. № 15. С. 342–366.

Сначёв А.В. Палеогеографические условия образования и метаморфизм углеродистых отложений саитовской и игишской свит (Ильменогорско-Сысертский антиклинорий) // Нефтегазовое дело. 2021. № 3. С. 17–25.

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив — фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // ДАН. 2009. Т. 429, № 1. С. 79–81.

Сначёв В.И., Сначёв А.В. Условия метаморфизма пород кыштымской толщи (Ильменогорско-Сысертский мегантиклинорий) // Известия УНЦ РАН. 2019. №3. С. 24–31.

Термо- и барометрия метаморфических пород / *Под ред. В.А. Глебовицкого*. Л.: Наука, 1977. 207 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.; Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

Buseck P.R., Beyssac O. From organic matter to graphite: graphitization // Elements. 2014. Vol. 10. No. 6. P. 421–426. DOI: 10.2113/gselements.10.6.421.

References:

Bluman B.A., Dyakonov Yu.S., Krasavina T.N., Pavlov M.G. (1974) The use of thermal and X-ray characteristics of graphite to determine the level and type of metamorphism. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo obshchestva – Notes of the All-Union Mineralogical Society*, 103(1), 95-103. (In Russian).

Borneman-Starynkevich I.D. (1964) *Rukovodstvo po raschetu formul mineralov* [Guidelines for the calculation of mineral formulas]. Moscow, Nauka Publ., 224 p. (In Russian).

Buseck P.R., Beyssac O. (2014) From organic matter to graphite: graphitization. *Elements*, **10**(6), 421-426. DOI: 10.2113/gselements.10.6.421

Gorbachev O.V., Sozinov N.A. (1985) Some petrochemical and geochemical aspects of the typi cation of carbonaceous deposits of the Precambrian. *Problemy osadochnoy geologii dokembriya* [Problems of sedimentary geology of the Precambrian]. Moscow, Nauka Publ., 55-62. (In Russian).

Knyazev Y.G., Knyazeva O.Y., Snachev V.I., Zhdanov A.V., Karimov T.R., Aydarov E.M., Masagutov R.K., Arslanova E.R. (2013) G*osudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (3 pocolenie). Seriya Ural'skaya. List N–40 (Ufa). Ob"yasnitel'naya zapiska* [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (3rd Generation). Ural Series. Sheet N–40 (Ufa). Explanatory letter]. Saint Petersburg: VSEGEI Publ., 512 p. (In Russian).

Krupenin M.T., Maslov A.V., Rykus M.V., Snachev V.I. (1993) New data on Corg content in shales of the Lower and Middle Riphean of the South Urals. *Trudy Instituta geologii i geokhimii* [Proceedings of the Institute of Geology and Geochemistry UrO RAN], (140), 19-20. (In Russian).

Permyakov B.N. (2000) *Chashkovsko-Yelanchikovskiy migmatit-gneysogranitnyy massiv (Yuzhnyy Ural)* [Chashkovsko-Elanchikovsky migmatite-gneiss-granite massif (South Urals. Miass, IGZ UrO RAN, 187 p. (In Russian).

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

Petrov V.I., Shalaginov A.E., Punegov B.N. (2003) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200 000. 2-ye izd. Seriya Yuzhno-Ural'skaya. List N-41-VII (Miass). Ob"yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. 2nd ed. Series South Ural. Sheet N-41-VII (Miass). Explanatory letter]. Moscow, VSEGEI Publ., 167 p. (In Russian).

Rykus M.V., Snachev V.I. (2000) Features of Paleozoic carbonaceous sedimentation of the Sysertsko-Ilmenogorsk

zone of the Southern Urals. *Osadochnyye basseyny: Zakonomernosti stroyeniya i evolyutsii, minerageniya* [Sedimentary basins: Patterns of structure and evolution, minerageny]. Yekaterinburg, IGiG UrO RAN, 112-114. (In Russian).

Saveliev D.E., Snachev A.V., Puchkov V.N., Snachev V.I. (2006) Petrogeochemical and geodynamic features of the formation of Ordovician-Early Silurian basalts on the eastern slope of the Southern Urals. *Geologicheskiy sbornik – Geological Digest*, (5), 86-104. (In Russian).

Silaev V.I., Smoleva I.V., Antoshkina A.I., Tchaikovsky I.I. (2012) Experience of conjugated analysis of the isotopic composition of carbon and nitrogen in carbonaceous substances of different origin. *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii*. Materialy nauchnykh chteniy pamyati P.N. Chirvinskogo [Problems of mineralogy, petrography and metallogeny: Materials of scienti c readings in memory of P.N. Chirvinsky]. Perm, PGU Publ., (15), 342-366. (In Russian).

Snachev A.V. (2021) Paleogeogra cheskiye usloviya obrazovaniya i metamor zm uglerodistykh otlozheniy saitovskoy i igishskoy svit (Il'menogorsko-Sysertskiy antiklinoriy) [Paleogeographic conditions of formation and metamorphism of carbonaceous deposits of the Saitovskaya and Igishskaya formations (Ilmenogorsk-Sysertskiy anticlinorium)]. *Neftegazovoe delo – Oil and Gas Business*, (3), 17-25. (In Russian).

Snachev A.V., Puchkov V.N., Snachev V.I., Savelyev D.E., Bazhin E.A. (2009) Bol'shakovsky gabbro massif, fragment of the South Ural zone of the Early Carboniferous rift. *Dokl. Akad. Nauk*, **429**(1), 79-81. (In Russian).

Snachev V.I., Snachev A.V. (2019) Conditions of metamorphism of rocks of the Kyshtym sequence (Ilmenogorsko-Sysertsky meganticlinorium). *Izvestiya UNTS RAN*, (3), 24-31. (In Russian).

Termo- i barometriya metamor cheskih porod (1977) [Thermo- and barometry of metamorphic rocks]. Leningrad, Nauka Publ,, 207 p. (In Russian).

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2015) *Geokhimiya chernykh slantsev* [Geochemistry of black shale]. Moscow-Berlin, Direkt-Media Publ., 272 p. (In Russian).

Сведения об авторах:

Сначёв Владимир Иванович, доктор геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: SAVant@inbox.ru

Сначёв Александр Владимирович, кандидат геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: SAVant@rambler.ru

About the authors:

Snachev Vladimir Ivanovich, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of Geology of the U mian Scienti c Centre (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: SAVant@inbox.ru

Snachev Alexander Vladimirovich, Candidate of geological and mineralogical sciences, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of Geology of the U mian Scienti c Centre (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: SAVant@rambler.ru

УДК 551.71/.72(470) DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-2

КАРБОНАТНЫЕ УРОВНИ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ (ШИХАНСКАЯ И ЛЕУЗИНСКАЯ СВИТЫ) И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

С.А. Солодова

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

Наличие углеводородов в древних докембрийских толщах впервые было установлено в пределах Сибирской платформы. Значительный объем бурения глубоких параметрических скважин и детальное изучение геолого-геофизических материалов позволили не только установить нефте-, газопроявления, но и привели к открытию месторождений на всех древних платформах.

После открытия ряда больших нефтяных месторождений в палеозойских отложениях Восточно-Европейской платформы особое внимание исследователей было направлено на изучение рифейских авлакогенов, как перспективных поисковых объектов на углеводородное сырье. В связи с необходимостью пополнения минерально-сырьевой базы исследователями решаются вопросы поиска углеводородов в допалеозойских карбонатных отложениях. Как показали исследования, трещиноватые и кавернозные карбонатные породы обладают хорошими коллекторскими свойствами. В статье рассмотрены карбонатные толщи шиханской и леузинской свит абдулинской серии верхнего рифея, вскрытые глубокими скважинами в Предуральском краевом прогибе на восточной окраине Русской плиты.

Ключевые слова: шиханская, леузинская, свиты, рифей, нефтегазоносность, Предуральский прогиб, Русская плита, Волго-Уральская область

CARBONATE LEVELS OF THE UPPER RIPHEAN OF THE VOLGA-URALIAN AREA (SHIKHAN AND LEUZA FORMATIONS) AND THEIR OIL AND GAS POTENTIAL

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 presence of hydrocarbons in the ancient Precambrian Strata was rst established within the Siberian Platform. A signi cant amount of drilling of deep parametric wells and a detailed study of geological and geophysical materials of deep wells made it possible not only to establish oil and gas shows, but also led to the discovery of elds. The article presents the history of the search and study of Precambrian oil on all ancient platforms.

After the discovery of a number of large oil elds in the Paleozoic sediments of the East-European Platform, special attention of researchers was directed to the study of the Riphean aulacogens as promising prospecting objects for hydrocarbons. In connection with the need to replenish the mineral resource base, researchers are solving the issues of searching for hydrocarbons in carbonate sediments. Studies have shown that it is carbonate rocks that have good reservoir properties. The article examines the carbonate strata of the Shikhan and Leuza Formations of the Abdulinskaya Series of the Upper Riphean, penetrated by deep wells in the Preuralian Foredeep on the eastern edge of the Russian Plate.

Keywords: Shikhan, Leuza, Formations, Riphean, oil and gas potential, Pre-Ural marginal de ection, Russian Plate, Volga-Uralian area

Для цитирования: *Солодова С.А.* Карбонатные уровни верхнего рифея Волго-Уральской области (шиханская и леузинская свиты) и перспективы их нефтегазоносности // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 17–30. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-2.

For citation: Solodova S.A. (2021) Carbonate levels of the Upper Riphean of the Volga-Uralian area (Shikhan and Leuza Formations) and their oil and gas potential. *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 17–30. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-2.

© С.А. Солодова, 2021

Введение

Решение вопросов перспективности допалеозойских образований на поиски углеводородного сырья привлекает внимание исследователей десятки лет. В связи с необходимостью пополнения минерально-сырьевой базы нефтегазовой отрасли ведется активная работа по поиску новых решений и объектов.

Опыт и результаты геологоразведочных работ в большинстве нефтегазоносных провинций мира показывают, что дальнейшие перспективы добычи нефти и газа связаны с глубоко залегающими комплексами отложений и одно из перспективных направлений — разработка карбонатных коллекторов. Например, в карбонатных коллекторах заключено 43% (577 млн т) извлекаемых компанией «Газпром нефть» запасов нефти, а добыто только 3% (18 млн т). Несомненно, что роль карбонатных коллекторов будет только расти для поддержания объемов добычи компании [Алексеев, 2017].

Обобщив актуальные направления поиска, следует обратить внимание на мощные карбонатные горизонты в разрезе верхнего докембрия Волго-Уральской области (ВУО), представленные калтасинской (нижний рифей), шиханской и леузинской (верхний рифей) свитами. В качестве нефтегазоматеринской толщи большинством исследователей признана калтасинская свита [Егорова, 1986; Лагутенкова, Чепикова, 1982]. Отложения шиханской и леузинской свит верхнего рифея к настоящему времени вскрыты небольшим числом скважин, преимущественно в пределах Предуральского прогиба, и менее изучены.

В статье рассмотрены литологические, структурно-текстурные особенности, коллекторские свойства, содержание и степень преобразования органического вещества в породах шиханской и леузинской свит. Объектами исследования служат стратотипические разрезы рассматриваемых отложений, вскрытые глубокими скважинами в пределах двух разобщенных структур Предуральского краевого прогиба: скв. 6 Ахмеровская, расположенная в Бельской впадине, в 125 км юго-восточнее от г. Уфы, и скв. 1 Леузинская, находящаяся в Юрюзано-Сылвенской впадине, в 195 км северо-восточнее г. Уфы.

Краткая история исследования карбонатных комплексов докембрия

Первые упоминания о наличии углеводородов (УВ) в карбонатных комплексах докембрия относят к концу 20-ых годов прошлого столетия. А.Д. Архангельский [1929] обратил внимание на многочисленные нефте- и битумопроявления в карбонатных комплексах Анабарской и Алданской антеклиз Сибирской платформы, согласно прежнему расчленению их относили к кембрию, а теперь — к венду.

В 1933 г. во время маршрута в районе бассейна р. Толба Василий Сенюков, студент Московского нефтяного института, обнаружил неокатанные обломки битуминозных доломитов и гальку асфальтита, а уже в 1935–1936 гг. на Толбинских скважинах получили первые тонны «кембрийской» нефти. Но, согласно современным стратиграфическим представлениям, эти карбонатные комплексы имеют вендский возраст. Открытие толбинской нефти поспособствовало созданию Восточно-Сибирского геологоразведочного треста (15 июля 1939 г., г. Иркутск). Развернутые по всей стране В.М. Сенюковым работы по опорному бурению вскоре принесли результаты. В 1962 г. из опорной скважины № 1 Марково начал бить первый нефтяной фонтан в Иркутской области, новое месторождение связано с отложениями вендского и кембрийского возраста.

Перспективы нефтегазоносности докембрийских толщ все больше притягивали исследователей. А.А. Трофимук на этот счет сказал: «…на Сибирской платформе представляется возможным впервые на Земле обнаружить древнейшие залежи нефти в допалеозойских осадочных толщах…».

После открытия первой «кембрийской» нефти долгие годы исследователи ограничивали поиски терригенными и карбонатными коллекторами венда, но в 70-х годах впервые в качестве самостоятельного объекта для оценки нефтегазоносности выделили отложения рифея. Дальнейшее изучение привело к открытию в 1982 г. месторождений Юрубчено-Тохомской зоны в пределах Байкитской нефтегазоносной области в составе Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. В тектоническом отношении месторождение приурочено к центральной части Камовского свода Байкитской антеклизы. Коллектора представлены карбонатными и терригенными (песчаники) отложениями вендского и рифейского возраста. Пористость доломитов кавернозно-трещинного карбонатного коллектора составляет 0.35–2.40%, трещинно-каверновая емкость — до 6.5%, проницаемость по трещинам $0–5.0\times10^{-3}$ мкм^2. Флюидоупорами являются терригенно-карбонатные породы катангской свиты венда и галогенно-карбонатные породы усольской свиты кембрия [Кутукова, 2020].

В верхнем рифее Предъенисейского прогиба развиты кремнистые доломиты с большим содержа-

нием органического углерода, которые рассматривают в качестве главного источника нефти и газа для отложений верхнего рифея Сибирской платформы [Конторович и др., 1996]. Юрубчено-Тохомское месторождение стало эталоном для создания концепции поиска нефти и газа в протерозое.

Открытия ученых в Сибири повлекли за собой целенаправленные поиски докембрийских нефтяных и газовых месторождений на всех древних платформах. Особое внимание исследователей было направлено на изучение рифейских авлакогенов Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Ключевую роль в истории изучения ВЕП играют исследования ВУО, потому как в довоенное время здесь был открыт ряд нефтяных месторождений в палеозое, за что регион назвали «вторым Баку». В тектоническом плане ВУО включает в себя восточную часть Русской плиты и Предуральский краевой прогиб.

Древние отложения ВУО имеют удачное расположение для изучения, находясь между двух стратотипических местностей: стратотип рифея на востоке (Южный Урал) и венд на западе (Московская синеклиза). ВУО является единственной структурой, в которой сохранились рифейские отложения в полном объеме, они близки по объему, строению и составу к развитым в стратотипическом разрезе рифея Южного Урала и достигают мощности более 13 км.

В 1944–1945 гг. скважинами на Бавлинской разведочной площади впервые вскрыли 250 м додевонских отложений, которые А.Я. Виссарионова и М.Ф. Микрюков выделили в бавлинскую свиту. Затем длительное время учеными приводятся различные варианты расчленения додевонских отложений [Тимергазин, 1959]. В 1954 г. Е.В. Чибриковой впервые описан комплекс примитивных спор в нижне- и верхнебавлинских отложениях Западной Башкирии, что позволило предположить их раннекембрийский или более древний возраст. В 1956 г. на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы (г. Свердловск, 13–18 февраля 1956 г.) К.Р. Тимергазиным, Е.В. Чибриковой и А.И. Олли представлен доклад на тему: «Сопоставление доживетских отложений восточной части Русской платформы с древними свитами западного склона Южного Урала».

Важным событием в истории изучения докембрия ВУО за последние 20 лет является Всероссийское совещание «Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы», проведенное в г. Уфа в 1999 г., на котором была принята Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений ВУО.

Изучением Волго-Уральской области занималось большое количество ученых. Общие проблемы геологии докембрия освещены в работах Н.С. Шатского, В.В. Меннера, Б.М. Келлера, Б.С. Соколова, В.Е. Хаина, А.А. Богданова, М.Е. Раабен, М.А. Семихатова, И.Е. Постниковой и др.

Литолого-стратиграфические исследования рифейских и вендских отложений ВУО выполнены К.Р. Тимергазиным, А.И. Олли, Д.В. Наливкиным, С.Г. Морозовым, З.П. Ивановой, А.А. Клевцовой, С.Г. Саркисяном, Л.Ф. Солонцовым, Н.С. Лагутенковой, Е.М. Аксеновым, Ю.Р. Беккером, Л.Д. Ожигановой, Т.В. Ивановой, В.И. Козловым, Н.Д. Сергеевой, Р.Х. Масагутовым, В.В. Барановым и др. Основным результатом исследований можно назвать составление Стратиграфической схемы рифея и венда ВУО, принятой в 2000 г., которой пользуются до сегодняшнего дня [Стратиграфическая схема…, 2000]. Существенным дополнением к этим результатам была монография [Сергеева, Пучков, Карасева, 2021], в которой обобщены материалы новых, пробуренных за последние два десятилетия глубоких параметрических скважин, результаты хемостратиграфического изучения и изотопного датирования рифейских осадочных и магматических пород ВУО.

Микрофоссилии, микрофитолиты и строматолиты из отложений верхнего докембрия ВУО и западного склона Южного Урала описаны в работах С.Н. Наумовой, Е.В. Чибриковой, Е.Д. Шепелевой, И.К. Чепиковой, Н.Г. Пыховой, И.Н. Голуб, З.А. Журавлевой, В.М. Маслова, И.Н. Крылова, В.А. Комара, В.Н. Сергеева, Т.В. Янкаускаса и др. В результате были выделены комплексы строматолитов и биоты микрофоссилий: бавлинская (венд), кабаковская (нижний рифей) и эдиакарская фауна. Выделенные [Янкаускас, 1982] комплексы позволили уточнить корреляционные связи между разрозненными отложениями пробуренных скважин.

Обоснование возраста изотопными методами дано в работах М.А. Гаррис, Г.А. Казакова, А.А. Краснобаева, А.Б. Кузнецова. Одной из важных проблем этого направления являлось определение возраста калтасинской свиты — нефтематеринской толщи рифея ВУО. С помощью C-Sr изотопных хемостратиграфических исследований карбонатных пород [Кей и др., 2007] из скважин 133 Азино-Пальниковская (Удмуртская республика) и 203

Бедряжская (Пермский край) был получен возраст древнее, чем 1300 млн лет, соответствующий раннему рифею.

По последним данным Sr и C хемостратиграфических и U-Pb (Pb-Pb) геохронологических исследований карбонатных пород, вскрытых скважиной 1 Леузинская в интервале глубин 3601.5–4095 м, установлено, что изохроны сравнения в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ для известняков шиханской и катавской (возрастной аналог уральского стратотипа) свит дают основание считать их одновозрастными. Оценка Pb-Pb возраста шиханских известняков, равная 900 млн лет, близка к K-Ar возрасту аутигенного глауконита из катавской свиты — 938 млн лет, что свидетельствует о позднерифейском возрасте шиханской свиты [Козлов и др., 2003].

Вопросы тектоники и истории геологического развития верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской области рассмотрены Н.С. Шатским, Э.Э. Фотиади, Ю.Н. Годиным, А.С. Новиковой, В.Д. Наливкиным, Л.Н. Розановым, Б.М. Келлером, А.Я. Ярошем, К.Э. Якобсоном, Н.К. Грязновым, Н.В. Неволиным, Е.П. Брунс, А.В. Масловым, С.Г. Морозовым, А.А. Клевцовой, Р.Н. Валеевым, М.М. Грачевским, В.Н. Пучковым.

Современные геотектонические взгляды сводятся к тому, что существовал единый и обширный седиментационный бассейн, фациальные границы которого не постоянны для отложений Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория, поэтому нет четкого раздела между уральскими и платформенными разрезами. Существенные доказательства в эти представления внесли работы треста «Башнефтегеофизика» (ныне ОАО «Башнефтегеофизика»). Анализ данных сейсмических профилей и геологических материалов в районе скважины 1 Кулгунинская показал, что отражающие площадки в отложениях рифея и венда Камско-Бельского авлакогена прослеживаются через параметрические скважины 5 Шиханская и 1 Кулгунинская [Козлов и др., 2011; Сергеева и др., 2021].

Геохимические исследования верхнедокембрийских отложений, изучение коллекторских свойств и решение вопросов, связанных с перспективами нефтегазоносности, проводились К.Р. Тимергазиным, М.А. Гаррис, Н.А. Зуфаровой, Н.П. Егоровой, Н.Б. Вассоевичем, С.Г. Морозовым, Т.В. Карасевой (Белоконь), М.М. Балашовой, А.А. Клевцовой, А.В. Кутуковым, С.К. Нечитайло, Л.В. Шароновым, И.Е. Постниковой, К.Ф. Родионовой. Комплексный анализ общих и специфических критериев генерации, миграции, аккумуляции и сохранности УВ позволил выделить в пределах рифейских отложений ВУО ряд перспективных зон. Наиболее перспективные на нефть, газ и газоконденсат отложения располагаются в центральной части Камско-Бельского авлакогена, соответствующей Орьебаш-Чернушинской приподнятой зоне по поверхности фундамента и северной части Бельской впадины. Для данной территории характерно региональное развитие основной нефтегазоматеринской калтасинской и кабаковской свит нижнего рифея. Предварительная оценка показала, что теоретически возможный выход УВ из пород калтасинской свиты составляет до 7.5 млрд т [Белоконь и др., 2001].

Следующая перспективная структура Восточно-Европейской платформы — Московская синеклиза, расположенная между Балтийским и Сарматским щитами [Гаврилов и др., 2000]. В ее центральной части выявлены скопления легкой нефти (Даниловская площадь, Ярославская область). Непромышленные притоки и признаки нефти из отложений венда выявлены на разведочных площадях: Шарья, Горьковская, Маряинская, Балахнинская, Любимская, Мосоловская, Морсовская, Бутовская [Белякова, Охотникова, 1999]. По мнению [Гаврилов и др., 2000], в пределах Московской структуры главными нефтегазоносными комплексами являются рифейские и венд-кембрийско-ордовикские образования.

Мезенская синеклиза в качестве самостоятельной структуры выделена в работах Северного геологического управления [Зеккель, 1939]. В 1958 г. Э.Э. Фотиади обосновал строение впадины с помощью региональных гравиметрических и аэромагнитных исследований. Первые сведения о наличии запасов нефти и газа здесь известны еще с довоенного времени; в Притиманье (Кельтменский район) были найдены прослои пермских известняков, пропитанных нефтью. В 50-х годах XX в., как говорилось выше, сетью опорных скважин постепенно покрываются многие малоизученные районы страны. Были получены первые данные по вещественному составу, литологии и стратиграфии. В конце 60-ых годов пройден ряд параметрических и опорных скважин, вскрывших отложения рифея и венда. Очаги генерации углеводородов выделены в погруженных участках Тиманского, Котласского, Лешуконского и Сафоновского рифтов, где пласты-коллекторы представляют собой песчаные и песчано-алевролитовые толщи с невысокими фильтрационно-емкостными свойствами, покрышками для которых служат перекрывающие их аргиллитовые пласты.

Залежи нефти в древних отложениях известны и в других странах мира. Один из самых древних неметаморфизованных бассейнов расположен на севере Австралии. Бассейн Мак-Артур занимает площадь свыше 200 тыс. км^2, он выполнен среднепротерозойскими, кембрийскими и кайнозойскими отложениями. Осадочные терригенные и карбонатные толщи, накопившиеся в континентальных, дельтовых, прибрежно-, мелководно- и глубоководноморских обстановках, характеризуются изменчивой мощностью (до 3000 м) и сложной литолого-фациальной структурой. Приток нефти был получен в 1990 г. в скв. Джемисон-1. Коллектором служат песчаники Джемисон, перекрытые мощной толщей аргиллитов. Возраст песчаников оценивается около 1400 млн лет. Вероятно, это древнейшая из выявленных к настоящему времени нефть на Земле [Конторович и др., 1996 и ссылки там же].

В Китае в 1975 г. во впадине Хуабэй было открыто нефтяное месторождение Женчию, связанное с погребенным выступом карбонатных пород синийского возраста (возрастной аналог венда). Толщина нефтеносных пластов 500–800 м. Коллекторами являются трещиноватые известняки и доломиты с пористостью 3–5%. Максимальные суточные дебиты скважин достигают 5–6 тыс. т [Ли Го Юй, 1992].

На территории Аравийско-Нубийской платформы широко распространены отложения верхнего протерозоя. В Южном Омане разрез верхнего протерозоя сложен песчано-алевролито-глинистыми породами, доломитами и строматолитовыми доломитами, ангидритами и каменной солью (галит). Аргиллиты обогащены органическим веществом и являются нефтепроизводящими. Эти отложения обособляют в свиту Абу Махара, которая согласно перекрывается строматолитовыми доломитами свиты Куфаи. Выше залегают свиты Шурам (кремнистые сланцы) и Буах (строматолитовые доломиты). Разрез инфракембрия на всей рассматриваемой территории завершают доломито-ангидрито-соленосные (галит) отложения свиты Ара. Весь комплекс протерозойских отложений объединяется в группу Хакф. Впервые нефтеносность отложений формации Ара (венд) была установлена в 1956 г. в скв. 1 на месторождении Мармул. Нефть была получена из межсолевых доломитов. В последующем была установлена промышленная нефтеносность месторождений Бирба, Амал, Дахан, Атзел и Мазрад [Конторович и др., 1996].

Несомненно, потенциал древних докембрийских осадочных толщ весьма высок, что подтверждается наличием таких значительных месторождений во всем мире.

Карбонатные уровни верхнего рифея Волго-Уральской области: шиханская и леузинская свиты и перспективы их нефтегазоносности

В тектоническом отношении Волго-Уральская область представляет собой восточную часть Русской плиты и Предуральский краевой прогиб. На севере ее ограничивают складчатые образования Тимана, на востоке — горный Урал, на юге и западе она граничит с Прикаспийской синеклизой, Сысольским и Токмовским сводами. В административно-территориальном плане включает республику Удмуртию, платформенные районы Пермского края и республики Башкортостан, а также примыкающие к ним с запада и юга части республики Татарстан, Самарской, Кировской и Оренбургской областей.

Наибольшая концентрация прямых признаков нефтегазоносности приурочена к северным и северо-западным бортам Камско-Бельского авлакогена (КБА) и Орьебаш-Чернушинской приподнятой зоне. Углеводородные проявления рифей-вендской формации тяготеют к бортовым зонам авлакогенов и к участкам поднятий, осложняющих их центральные части. В обоих случаях проявления связаны с зонами систем крупных разломов, осложняющих ложе авлакогенов. Эпигенетические процессы, в результате которых произошла перестройка порового пространства, сопровождались активной перекристаллизацией коллекторов, а в ряде случаев — их вторичным выщелачиванием. Это привело к тому, что морфологически потенциальные резервуары рифей-вендской формации являются крайне сложными и характеризуются высокой степенью анизотропии [Гатиятуллин, 1994].

Основными нефтегазоматеринскими толщами рифейского комплекса исследователями признаны калтасинская и кабаковская свиты нижнего рифея в северной части КБА, где нефтегазопроявления в карбонатах калтасинского уровня отмечены в скважинах на территории Пермского края (203 Бедряжская, 41 Черновская, 14 Очерская), республики Башкортостан (1 Восточно-Аскинская) и республики Удмуртия (608 Титпинская, скважины Шарканской площади). В среднем рифее к таким толщам отнесены ольховская и тукаевская свиты в центральных и южных частях КБА, а верхнем рифее — леонидовская свита в южной части КБА [Егорова, 1986].

В качестве перспективных нефтегазоносных толщ в верхнем рифее предлагается рассматривать карбонатные отложения шиханской и леузинской свит, вскрытые единичными скважинами в пределах Юрюзано-Сылвенской и Бельской впадин Предуральского краевого прогиба (рис. 1). Находясь в непосредственной близости к уральскому стратотипу, отложения шиханской и леузинской свит имеют близкий литологический состав, структурно-текстурные особенности с аналогичными отложениями уральского разреза, где проявления УВ были обнаружены в доломитах миньярской свиты верхнего рифея [Горожанин и др., 2014], что значительно расширяет площадь объекта исследований для поисковых работ в восточном направлении.

Шиханская свита впервые была выделена Л.Ф. Солонцовым в 1963 г. со стратотипом в скважине 5 Шиханская, расположенной в Бельской впадине Предуральского прогиба. Шиханская свита (интервал глубин 3070–3438 м) представлена пестроцветными и темно-серыми известняками и доломитами с прослоями аргиллитов и алевролитов. В 1989 г. в нескольких км южнее скв. 5 Шиханская была пробурена скв. 6 Ахмеровская, где вскрытый в интервале глубин 3190–3430 м разрез шиханской свиты (см. рис. 1) представлен известняками глинистыми с тонкими слойками мергелей и прослоями (толщина 1–5 см) кварцевых и полевошпат-кварцевых алевролитов с глауконитом. Известняки в нижней части темно-серые, почти черные, а в верхней — пестроцветные (зеленовато-серые, вишнево-красные, коричневые, желтовато-коричневые). Отмечаются брекчированные разности известняков. Мощность составляет 240 м. Карбонаты шиханской свиты с глубоким размывом перекрываются терригенными отложениями байкибашевской свиты венда [Сергеева и др., 2021].

В скважине 1 Леузинская, расположенной в башкирской части Юрюзано-Сылвенской впадины в пределах Леузинской структуры, выявленной в 1977 г. сейсмическим методом МОГТ, шиханская свита вскрыта в интервале глубин 3950–4130 м. Здесь отложения представлены известняками тонко- и мелкозернистыми, пестроокрашенными (темно- и розовато-коричневые, коричневато-красные и серые часто с голубоватым и зеленоватым оттенками), слабо доломитизированными, отдельными участками перекристаллизованными. Для них характерна субпараллельная неравномерная, тонкая, часто ленточная, волнистая и линзовидная слоистость, обусловленная послойным изменением интенсивности окраски и содержанием глинистого материала. Известняки часто разбиты трещинками (1–2 мм), выполненными светлым доломитом, иногда с зеркалами скольжения. Отмечаются доломиты мелко- и среднекристаллические, коричневато-серые, битуминозно-глинистые. Мощность свиты составляет 180 м. Перекрывается шиханская свита карбонатными отложениями леузинской свиты.

Шиханская свита является основной маркирующей толщей абдулинской серии ВУО и по вещественному составу, структурно-текстурным особенностям, наличию микрофитолитов верхнерифейского облика практически не отличается от своего уральского возрастного аналога — катавской свиты.

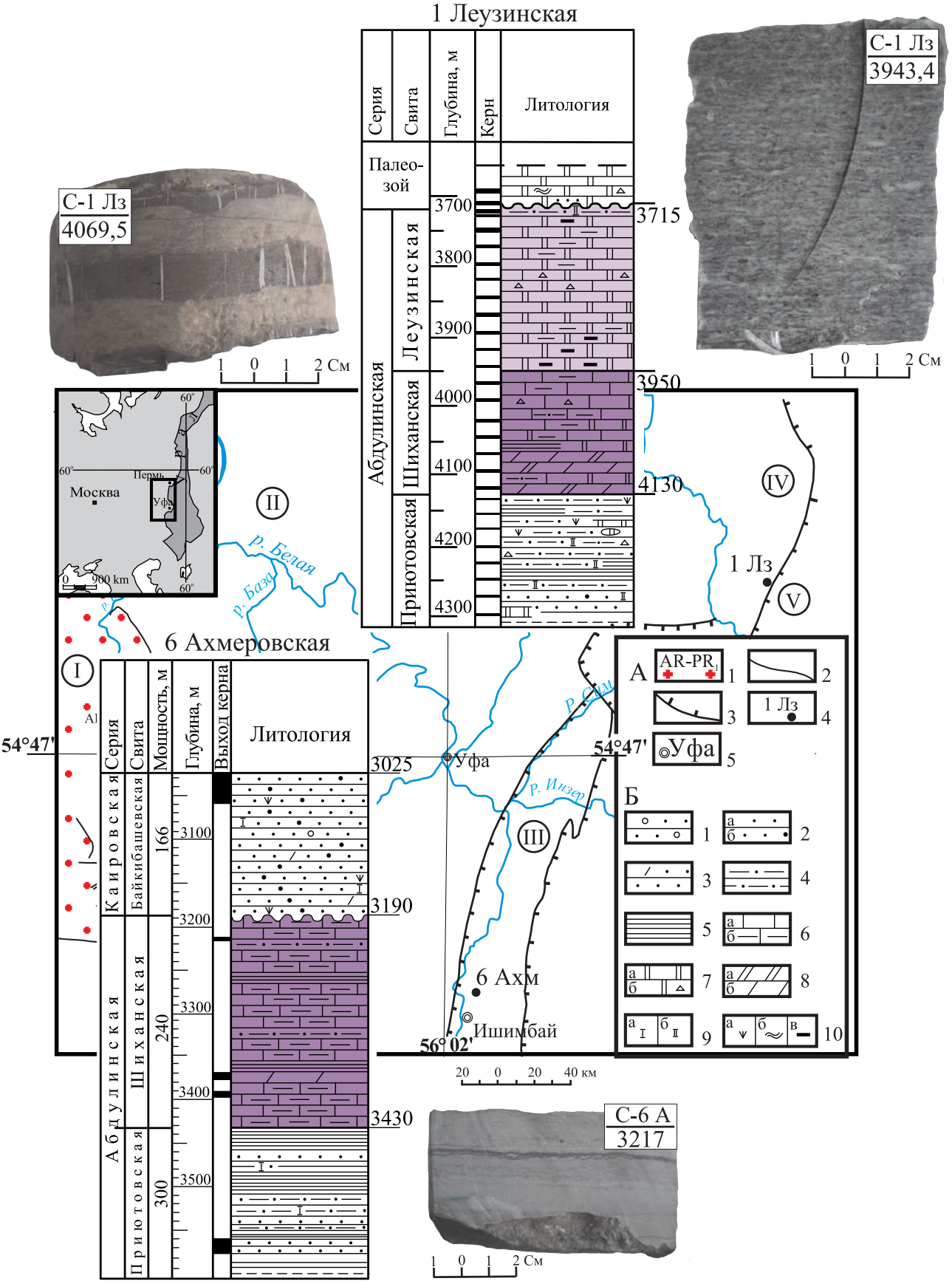
Леузинская свита впервые была выделена В.И. Козловым [Козлов и др., 1999] со стратотипом в скважине 1 Леузинская в интервале глубин 3715–3950 м, где сложена доломитами с тонкими темно-серыми углеродисто-глинистыми слойками с подчиненными прослоями известняков в основании.

Рис. 1. Обзорная карта восточной части Русской плиты ВЕП с расположением скважин и стратиграфическими колонками. По [Сергеева и др., 2021]

I — выступ кристаллического фундамента (Татарский свод); II — восточная часть Русской плиты Восточно-Европейской платформы; III–IV — Предуральский краевой прогиб: Бельская (III) и Юрюзано-Сылвенская (IV) впадины; V — Уральская складчатая система. *Условные обозначения к карте (А):* 1 — кристаллический выступ фундамента; 2 — граница выступа; 3 — границы основных структур; 4 — местоположение скважины; 5 — города. *Условные обозначения к колонкам (Б):* 1 — гравелиты; 2 — песчаники кварцевые (а) и полевошпат-кварцевые (б); 3 — полимиктовые песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки массивные (а) и глинистые (б); 7 — доломиты (а) и брекчированные доломиты (б); 8 — мергель доломитовый (а) и известковистый (б); 9–10 — характеристика породы: 9 — кальцитизация (а) и доломитизация (б); 10 — глауконит (а), растительный детрит (б), углеродистость (в).

Fig. 1. Overview map of the eastern part of the Russian plate of the EEP with the location of wells and stratigraphic columns. According to [Sergeeva et al., 2021]

I — uplift of the crystalline basement (Tatar arch); II — the eastern part of the Russian plate of the East European platform; III–IV — Pre-Uralian foredeep: Belskaya (III) and Yuryuzan-Sylvenskaya (IV) depressions; V —Ural fold system. Legend to the map (A): 1 — uplift of the crystalline basement; 2 — boundaries of the uplift; 3 — boundaries of the main structures; 4 — location of the well; 5 — cities. *Legend for columns (Б):* 1 — gravelstones; 2 — quartz sandstones (a) and feldspar-quartz sandstones (б); 3 — polymictic sandstones; 4 — siltstones; 5 — shales; 6 — limestones massive (a) and clayey (б); 7 — dolomites (a) and brecciated dolomites (б); 8 — dolomitic marl (a) and calcareous marl (б); 9–10 — rock characteristics: 9 — calci cation (a) and dolomitization (б); 10 — glauconite (a), plant detritus (б), carbon content (в).


1 Леузинская
Серия
Свита
Глубина, м
Керн
Литология
Палео-зой
Абдулинская
Леузинская
Шиханская
Приютовская
3700
3800
3900
4000
4100
4200
4300
3715
3950
4130
С-1 Лз 4069,5
С-1 Лз 3943,4
1 0 1 2 См
Москва
Пермь
Уфа
0 900 km
II
р. Белая
р. База
IV
1 Лз
V
6 Ахмеровская
I
Al
54°47'
Серия
Свита
Мощность, м
Глубина, м
Выход керна
Литология
Каировская
Байкибашевская
166
Шиханская
240
Приютовская
300
3100
3200
3300
3400
3500
3025
3190
3430
Уфа
р. Сим
р. Инзер
III
6 Ахм
Ишимбай
56° 02'
20 0 20 40 км
А
AR-PR1
1
2
3
1 Лз
4
Уфа
5
Б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
С-6 А 3217
1 0 1 2 См

Доломиты серые, темно- и светло-серые, иногда со слабым коричневатым оттенком, мелко- и тонкозернистые, прослоями средне- и крупнозернистые. Зерна доломита (размерностью от 0.05 до 0.1 мм, отдельными прослойками до 0.25–0.5 мм) преимущественно ромбоэдрического, угловатого и угловато-ромбоэдрического облика. Слоистость в доломитах неравномерная, слабоволнистая, иногда линзовидная, часто присутствуют глинистые прослойки, местами замутненные гидроокислами железа или пропитанные органическим веществом и почти всегда содержащие рассеянные включения мелких зерен пирита.

В интервале 3896–3944 м в доломите отмечаются тонкие глинистые прослойки, извилистые, часто оборванные, изогнутые, их фрагменты выполняют поровые пространства в доломитовом агрегате. Вдоль глинистых прослойков развивается крупнозернистый водяно-прозрачный доломит. В интервале глубин 3726.0–3753 м доломиты неравномерно брекчированы, с глинистыми прослойками с вкрапленностью пирита в слойках, толщиной около 2–4 мм. Иногда зоны дробления (интервал глубин 3842–3842.7 м) имеют мощность 0.3 м и представлены тектонической брекчией, состоящей из обломков известняка и кристаллического доломита, сцементированных доломитистым глинисто-слюдистым материалом, часто ожелезненным. По разноориентированным трещинкам доломиты милонитизированы. В породах спорадически присутствуют единичные гравийные зерна кварца и отмечаются редкие кальцитовые прожилки. Нижняя граница свиты в керне не наблюдалась и определена по данным каротажа.

По данным [Козлов и др., 1999, 2003], леузинская свита надстраивает разрез верхнего рифея КБА и по стратиграфическому положению является возрастным аналогом подинзерских слоев инзерской свиты стратотипического разреза рифея Южного Урала.

Карбонатные коллектора и перспективы их нефтеносности

Качество коллектора определяют по его фильтрационно-емкостным свойствам, которые, прежде всего, характеризуются пористостью и проницаемостью.

Горные породы, руды, каменные угли, минералы, слагающие земную кору, не являются сплошными телами. Они содержат пустоты, которые в соответствующих условиях заполнены пластовой водой, различного рода газами, нефтью или смесью флюидов. По происхождению пустоты делятся на первичные, которые сформировались в момент образования горной породы, и вторичные, возникшие уже после образования породы, в процессе ее литогенеза.

Первичные — это различного вида пустоты между обломками (зернами) породы, объем этих пустот будет определяться размером зерен, их однородностью и видом упаковки. Вторичные — трещины и каверны.

Трещиноватость характерна для плотных, низкопористых горных пород. Происхождение трещин чаще всего тектоническое, хотя в природе можно встретить трещины диагенеза (доломитизация карбонатов). Поэтому при изучении карбонатных коллекторов необходимо обращать внимание именно на наличие трещин и каверн.

Изучаемые карбонатные толщи верхнего рифея характеризуются значительной трещиноватостью. В известняках шиханской свиты (скв. 1 Леузинская) трещины имеют разнообразные направления. Их длина по керну изменяется от 1–2 до 10–15 см, а ширина — от мм до 5–10 мм (рис. 2Б).

Мощная толща органогенных (строматолиты) и органогенно-обломочных известняков леузинской свиты (рис. 2А) была вскрыта скважиной на Красноусольской разведочной площади [Сергеева и др., 2020].

На предмет наличия трещин и пор также были изучены петрографические шлифы. Отмечены как открытые полости (рис. 3), так и залеченные различными вторичными минералами — кальцитом, доломитом, кварцем (рис. 4).

Для оценки генерационного потенциала нефтематеринских пород и установления степени катагенетической зрелости органического вещества в нефтяной геологии используется геохимический метод — пиролиз. С его помощью определяется эффективно трансформированная в углеводороды доля исходного генетического потенциала (S_1), остаточный нереализованный потенциал пород (S_2), температура, соответствующая максимуму генерации УВ (T_{max}), и весовое количество органического углерода ($C_{орг}$).

При соотношении вышеуказанных показателей становится возможной оценка степени превращения органического вещества (ОВ) конкретной толщи в нефть или газ. Индекс продуктивности PI, отражает степень фактической реализации генетического потенциала. Значения PI менее 0.15 ограничивают зону незрелого ОВ. Водородный

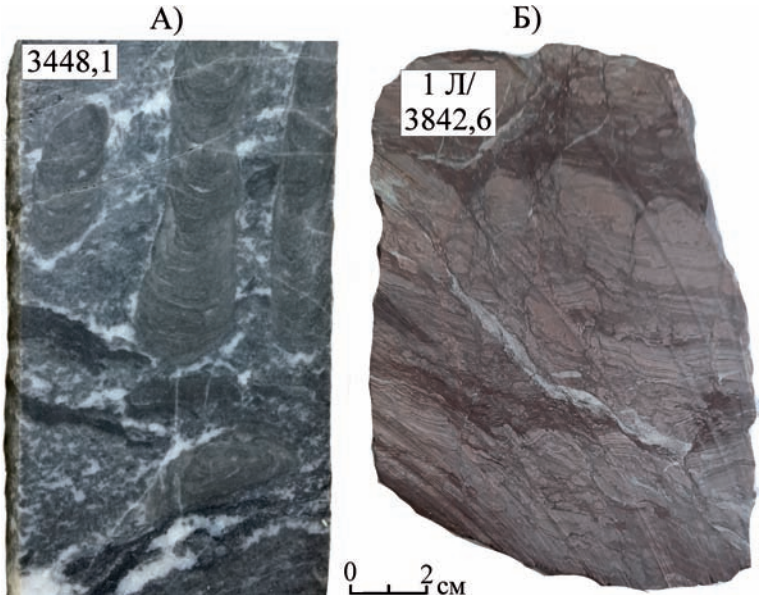


Рис. 2. Керн карбонатных толщ верхнего рифея, вскрытый скважиной 1 Леузинская

А — строматолитовый известняк леузинской свиты; Б — трещиноватый известняк шиханской свиты.

Fig. 2. Core of carbonate strata of the Upper Riphean

A — organogenic-detrital limestone of the Leuza Formation; Б — fractured limestone of the Shikhan Formation.

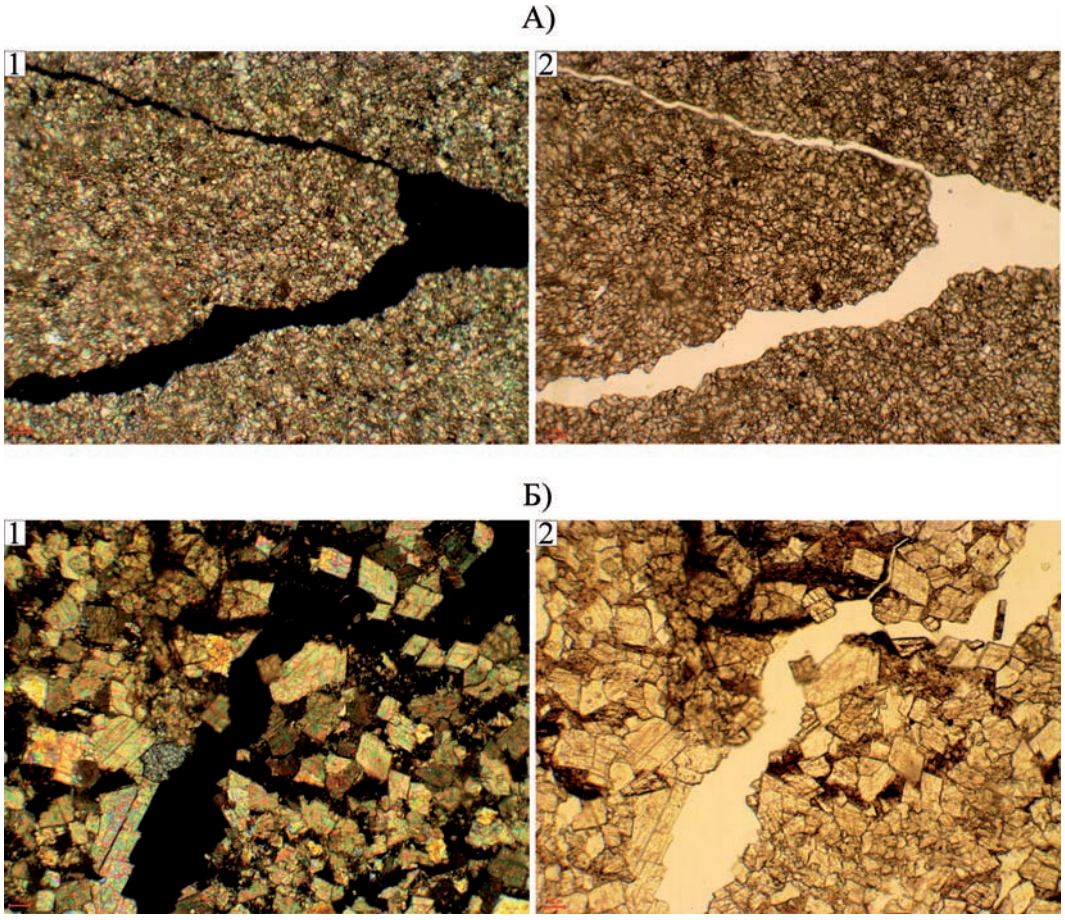


Рис. 3. Микрофотографии трещиноватых карбонатов с открытыми полостями

Условные обозначения: 1 — с анализатором, 2 — без анализатора. А — мелкозернистый известняк шиханской свиты (скв. 6 Ахмеровская, гл. 3372); Б — доломит мелко- и среднезернистый леузинской свиты (скв. 1 Леузинская, гл. 3920).

Fig. 3. Micrographs of fractured carbonates with open cavities

Legend: 1 — with analyzer, 2 — without analyzer. A — ne-grained limestone of the Shikhan Formation (well 6 Akhmerovo, depth 3372); Б — ne and medium-grained dolomite of the Leuza Formation (well 1 Leuza, depth 3920).

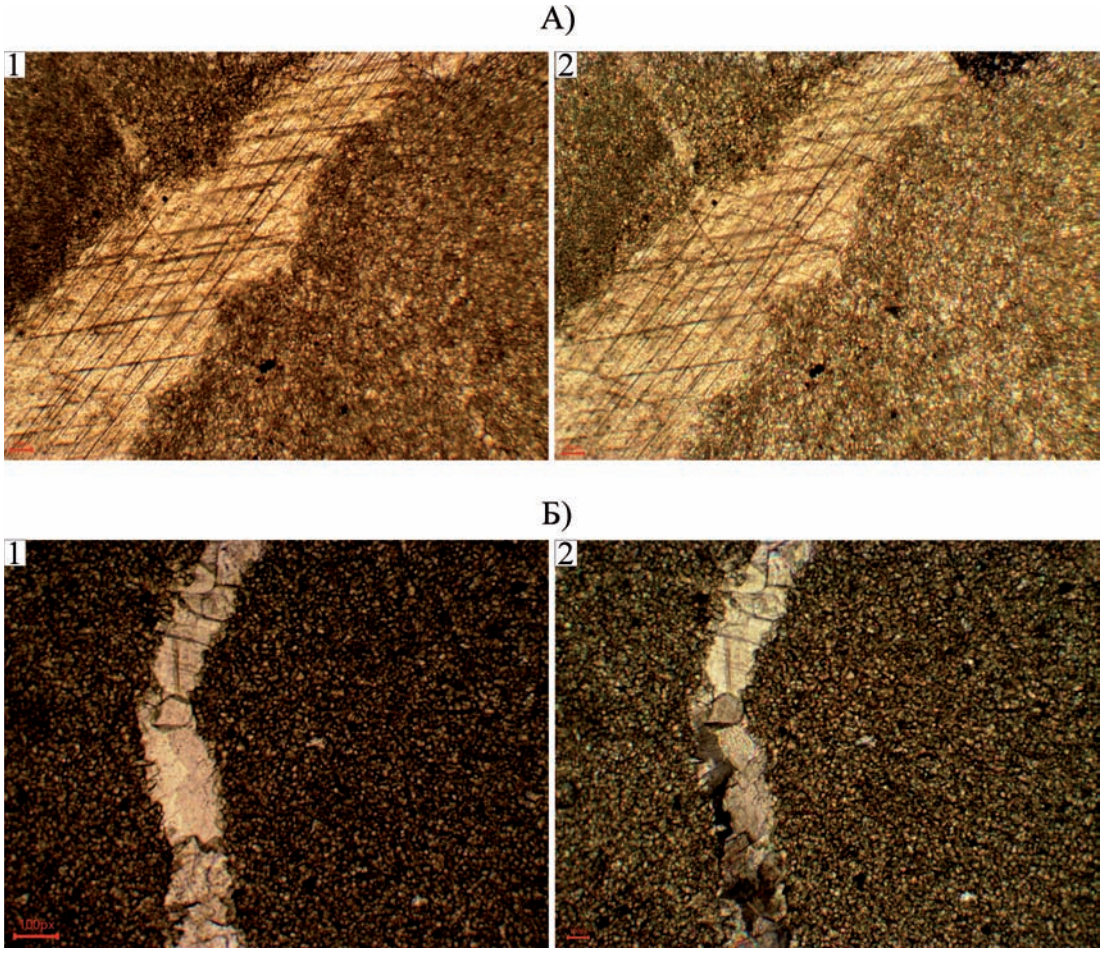


Рис. 4. Микрофотографии известняков с залеченными трещинами

Условные обозначения: 1 — с анализатором, 2 — без анализатора. *Трещины заполнены:* А — кальцитом (леузинская свита, скв. 1 Леузинская, гл. 3842.6 м) и Б — кварцем (шиханская свита, скв. 6 Ахмеровская, гл. 3375 м).

Fig. 4. Micrographs of healed cracks

Legend: 1 — with analyzer, 2 — without analyzer. А — Tectonic breccia of ne-grained dolomitic limestone. The crack is lled with calcite (Leuza Formation, well 1 Leuza, depth 3842.6); Б — ne-grained limestone. The crack is lled with quartz (Shikhan Formation, well 6 Akhmerovo, depth 3375).

индекс Hl отражает нафтидогенерационный потенциал и тип материнского ОВ. В зависимости от его значения нефтегазоматеринские отложения подразделяются на следующие типы [Лопатин, Емец, 1987]: 1) превосходный >600; 2) богатый 600–400; 3) средний 400–200; 4) умеренный 200–150; 5) бедный <150.

По материалам [Козлов и др., 2009], с помощью метода пиролиза исследованы породы, вскрытые скважиной 1 Леузинская. Из отложений шиханской свиты проанализированы 9 образцов (известняка — 3, доломита — 2, мергеля — 3 и аргиллита — 1) из интервала глубин 3820–4118 м. В результате получен вывод, что значение S_2 количественно превосходит S_1. Pl варьирует в пределах 0.30–0.44. Образцы с низкими значениями Pl (0.30–0.34) имеют невысокую T_{max} (351–357°C), а наибольшие значения Tmax (438–450°C), установлены в образцах с самыми большими Pl (0.40–0.44). По показателям Hl среди НГМ пород свиты наибольшим развитием пользуются бедные (80–181), реже встречаются средние (200–323) и в единичных случаях — богатые (642) типы.

Также изучены доломиты и известняки (по одному образцу) леузинской свиты. Углеводороды обнаружены в количестве десятых долей мг/г породы: S_1 = 0.14–0.22 мг/г и S_2 = 0.28–0.42 мг/г. S_2 преобладает над S_1. Значения Pl невысокие и составляют 0.34–0.35. Tmax — 356–432°C. Из изложенного сделан вывод о недостаточной степени

зрелости керогена в породах леузинской свиты и начальной стадии процесса превращения его в подвижную микронефть. По показателям HI (150–170) породы бедные.

Содержание $C_{орг}$, определяющее весовое количество органического углерода, в образцах *шиханской свиты* имеет значительный разброс по концентрации: от 0.02 до 0.85%. Максимальное средневзвешенное содержание $C_{орг}$ выявлено в аргиллитах — 0.36% (при размахе 0.04–0.71%), затем идут мергели — 0.32% (0.05–0.85%), доломиты в различной степени глинистые — 0.27% (0.02–0.60%) и известняки — 0.20% (0.03–0.34%).

Из пород *леузинской свиты* проанализировано 9 образцов, из них доломита — 6 и известняка — 3. Содержание $C_{орг}$ в известняках выявлено в количестве сотых долей процента и в среднем составляет 0.06%. В доломитах выявленно более высокое содержание $C_{орг}$, составляющее в среднем 0.22% при размахе его значений 0.08–0.30%. Авторами [Козлов и др., 2003] высокое содержание $C_{орг}$ в доломитах, в сравнении с известняками, объясняется большим количеством терригенной примеси.

Нами были проанализированы 4 образца карбонатных пород из шиханской и леузинской свит в Центре исследования пород и флюидов (Лаборатория геохимии) АО «КамНИИКИГС». Полученные результаты приведены в таблице, из которой следует, что по содержанию $C_{орг}$ карбонатные породы и шиханской, и леузинской свит имеют значения 0.06–0.08%, что не противоречит данным [Козлов и др., 2003]. Показатель S_1 в известняках шиханской свиты имеет значения 0.02 и 0.03, а S_2 для всех пород имеет нулевое значение. Доля исходного генетического потенциала (S_1) единичных проб имеет низкие значения, а именно 0.02 и 0.03. Доля остаточного потенциала (S_2) имеет нулевые значения. Дальнейшее проведение анализа для большего количества проб из карбонатных пород шиханской и леузинской свит в разрезах скважин позволит оценить потенциал отложений на нефть.

Заключение

Изучение глубокозалегающих отложений докембрия, учитывая наличие крупных месторождений на всех древних платформах в докембрийских толщах наряду со снижением ресурсной базы углеводородов и падающей добычей УВ в отложениях палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, становится актуальной задачей.

В качестве перспективных нефтегазоносных толщ в верхнем рифее Волго-Уральской области, кроме песчаников леонидовской свиты, предлагается рассматривать карбонатные отложения шиханской и леузинской свит, вскрытые небольшим числом скважин в пределах Юрюзано-Сылвенской и Бельской впадин Предуральского краевого прогиба.

Положительным критерием выделения объектов на поиски УВ в отложениях верхнего рифея ВУО, прежде всего, является наличие коллекторов, представленных трещиноватыми и кавернозными известняками и доломитами. Трещины имеют разнообразные направления и размеры (длина по керну изменяется от 1–2 до 10–15 см, а ширина — от мм до 5–10 мм). В петрографических шлифах (см. рис. 3 и 4) и образцах керна (см. рис. 2) отмечаются полости, как открытые, так и заполненные кальцитом, доломитом и кварцем. В стратотипе леузинской свиты отмечены зоны дробления, представленные тектонической брекчией, состоящей из обломков известняка и кристаллического доломита, сцементированных доломитистым глинисто-слюдистым материалом, часто ожелезненным.

Среди опубликованных данных крайне мало результатов изучения пористости и проницаемости карбонатных пород. Единичные определения пористости доломитов калтасинской свиты нижнего рифея составляют от 0.2 до 3.1%, проницаемость может быть самой разной (от 1 до 100 ф/м) [Проворов и др., 2007]. Данные по изучению шиханской и леузинской свит отсутствуют, поэтому дальнейшее

Таблица (Table)

Свита	Порода	НО	$C_{орг}$, %	S_1, мг/г	S_2, мг/г	T_{max}, °C
RF_3lz	Известняк	11.49	0.08	0.00	0.00	–
RF_3lz	Доломит серый	11.76	0.07	0.00	0.00	–
RF_3sh	Известняк серый	19.13	0.08	0.03	0.00	–
RF_3sh	Известняк темно-серый	26.80	0.06	0.02	0.00	–

Примечание: T_{max} некондиционный в связи с низкими значениями S_2.

Notes: T_{max} is substandard due to low values S_2.

изучение карбонатных коллекторов верхнего рифея Волго-Уральской области необходимо.

Использование геохимического метода (пиролиз) для оценки генерационного потенциала нефтематеринских пород позволило определить степень превращения ОВ конкретных уровней в нефть или газ. В результате сделан вывод о недостаточной степени зрелости керогена в породах леузинской свиты и начальной стадии процесса превращения его в подвижную микронефть [Козлов и др., 2003]. Ввиду наличия анализов только по скважине 1 Леузинская, нами запланировано дальнейшее изучение большего количества проб из карбонатных пород шиханской и леузинской свит в разрезах других скважин, вскрывших эти отложения, для оценки потенциала отложений на нефть.

Положительным моментом поисковых работ на УВ в докембрийских толщах Волго-Уральской области служит доступность и экономическая освоенность территории. Хорошо развитая инфраструктура нефтегазовой отрасли на территории ВУО позволяет значительно сократить затраты при проведении геологоразведочных работ в регионе.

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

Список литературы:

Алексеев А. Курс на карбонаты. Разработка карбонатных коллекторов в «Газпром нефти» // Сибирская нефть. 2017. № 1. С. 28–36.

Архангельский А.Д. Где и как искать нефтеносные области СССР // Нефтяное хозяйство. 1929. Т. 6, № 6. С. 791–796.

Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: Звезда, 2001. 108 с.

Белякова Л.Т., Охотникова С.И. Верхний протерозой Тимана и Мезенской синеклизы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. № 3. С. 38–42.

Гаврилов В.П., Дворецкий П.И., Дунаев В.Ф., Пономарев В.А., Руднев А.Н. Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз. М.: Недра, 2000. 144 с.

Гатиятуллин Н.С. Диагенетические резервуары УВ в отложениях верхнего докембрия востока Русской платформы // Проблемы развития нефтяной промышленности Татарстана на поздней стадии освоения запасов. Альметьевск, 1994. С. 66–67.

Горожанин В.М., Холлман К., Кузнецов Н.Б. Проявление УВ в верхнепртерозойских отложениях Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. и докл. 10-й Межрег. науч.-практ. конф., Уфа, 13–15 мая, 2014 г. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 99–101.

Егорова Н.П. Геохимический критерий нефтегазоносности докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 1986. 168 с.

Зеккель Я.Д. Геологические исследования в районе Зимнего берега Белого моря, бассейна Кулоя и низовьев Мезени. М.: Госгеолиздат, 1939. 96 с. (Тр. Сев. геол. упр.; Вып. 3).

Кей Л.С., Крофорд Д.С., Бартли Д.К., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. C- и Sr-изотопная хемостратиграфия как инструмент для уточнения возраста рифейских отложений Камско-Бельского авлакогена Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. № 1. С. 15–34.

Козлов В.И., Иванова Т.В., Горохов И.М., Масагутов Р.Х., Сергеева Н.Д., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Илеменова О.Д. Литолого-петрографическая характеристика и перспективы нефтегазоносности доверхнедевонских отложений, вскрытых скважиной 1 Леузинская (северо-восток платформенного Башкортостана): Препринт / УНЦ РАН, ООО «ИК БашНИПИнефть», ИГГД РАН. Уфа, 2003. 40 с.

Козлов В.И., Масагутов Р.Х., Ахметшин И.Н., Пучков В.Н., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д. Верхний докембрий южного обрамления Красноуфимского выступа кристаллического фундамента. СПб.: Недра, 2009. 336 с.

Козлов В.И., Масагутов Р.Х., Лозин Е.В., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Андреев Ю.В. Стратиграфия и нефтегазоносность верхнего докембрия Волго-Уральской области // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы: Матер. Всерос. совещ. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. Ч. 1. С. 40–48.

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

Конторович А.Э., Трофимук А.А., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Фрадкин Г.С. Глобальные закономерности нефтегазоносности докембрия Земли // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 8. С. 6–42.

Кутукова Н.М. Реконструкция геологического строения, условий формирования и прогноз углеводородных скоплений рифейских отложений Камовского свода Байкитской антеклизы Восточной Сибири (на примере Юрубчено-Тохомского месторождения): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук / ИПНГ РАН. М., 2020. 27 с.

Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Недра, 1982. 224 с.

Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 143 с.

Ли Го Юй. Геология нефти и газа Китая / *Под ред. В.С. Вышемирского*. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. 37 с.

Проворов В.М., Неганов В.М., Передреева Г.Л., Медведева Н.В., Ехлаков Ю.А., Соснин Н.Е., Мягкова Л.В.,

Фрик М.Г., Серкин М.Ф. Перспективы нефтегазоносности рифей-вендских отложений Бедряжской площади и сопредельных районов Калтасинского авлакогена // Вестник Пермского университета. Геология. 2007. №4. С. 32–45.

Сергеева Н.Д., Дьяконова О.Б., Козлова О.В. Стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений, вскрытых в Предуральском краевом прогибе скважиной 40 Красноусольская // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. и докл. 13-й Межрег. науч.-практ. конф., Уфа, 20–22 мая 2020 г. Уфа: Мир печати, 2020. С. 141–146.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области: Объяснительная записка / *Сост. Е.М. Аксенов, В.И. Козлов*. Уфа, 2000. 81 с. + схема 2 л.

Тимергазин К.Р. Додевонские образования западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа: БФАН СССР, 1959. 311 с.

Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия европейской части СССР и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. М., 1982. 52 с.

References:

Alekseev A. (2017) Course towards carbonates. Development of carbonate reservoirs at Gazprom Neft. *Sibirskaja neft' – Siberian oil*, (1). 28-36. (In Russian).

Arkhangel'skii A.D. (1929) Where and how to look for oil-bearing regions of the USSR. *Neftjanoe hozjajstvo – Oil industry*, **6**(6), 791-796. (In Russian).

Belokon' T.V., Gorbachev V.I., Balashova M.M. (2001) *Stroenie i neftegazonosnost' rifeisko-vendskikh otlozhenii vostoka Russkoi platformy* [Structure and oil and gas content of the Riphean-Vendian deposits in the east of the Russian platform]. Perm', Zvezda Publ., 108 p. (In Russian).

Belyakova L.T., Okhotnikova S.I. (1999) Upper Proterozoic Timan and Mezen syneclise. *Byul. MOIP. Otd. geol – Bulletin of the Moscow society of the testers of nature. Division is geological*, (3), 38-42. (In Russian).

Egorova N.P. (1985) *Geokhimicheskii kriterii neftegazonosnosti dokembriya Bashkirskogo Priural'ya* [Geochemical criterion of oil and gas content of the Precambrian Bashkir Urals]. Moscow, Nedra Publ., 168 p. (In Russian).

Gatiyatullin N.S. (1994) Diagenetic reservoirs of hydrocarbons in the sediments of the Upper Precambrian of the east of the Russian platform. *Problemy razvitiya neftyanoi promyshlennosti Tatarstana na pozdnei stadii osvoeniya zapasov* [Problems of the development of the oil industry of Tatarstan at the late stage of reserves development]. Almetyevsk, 66-67. (In Russian).

Gavrilov V.P., Dvoreckii P.I., Dunaev V.F., Ponomarev V.A., Rudnev A.N. (2000) *Geologiya i neftegazonosnost' Moskovskoi i Mezenskoi sinekliz* [Geology and oil and gas potential of the Moscow and Mezen syneclises]. Moscow, Nedra Publ., 144 p. (In Russian).

Gorozhanin V.M., Khollman K., Kuznetsov N.B. (2014) Hydrocarbon manifestation in the Upper-Prterozoic sediments of the Southern Urals. *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nyh territorii.* Mater. i dokl. 10-i Mezhreg. nauch.-prakt. konf., Ufa, 13-15 maya, 2014 g. [Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories. Materials and reports. 10th Interregional scienti c-practical conference. Ufa, May 13-15, 2014]. Ufa, DesignPress, 99-101. (In Russian).

Kei L.S., Kroford D.S., Bartli D.K., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Puchkov V.N. (2007) C- and Sr-isotope chemostratigraphy as a tool for specifying the age of the Riphean deposits of the Kama-Bel'sk aulacogen of the East European platform. *Stratigrafija. Geologicheskaja korreljacija – Stratigrafiya. Geological correlation*, (1), 15–34. (In Russian).

Kontorovich A.Je., Tro muk A.A., Basharin A.K., Belyaev S.Ju., Fradkin G.S. (1996) Global regularities of oil and gas content of the Precambrian of the Earth. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, 37(8), 6-42. (In Russian).

Kozlov V.I., Ivanova T.V., Gorokhov I.M., Masagutov R.H., Sergeeva N.D., Ovchinnikova G.V., Kuznecov A.B., Genina L.A., Mikhajlov P.N., Ilemenova O.D. (2003) *Litologo-petrograficheskaya kharakteristika i perspektivy neftegazonosnosti doverhnedevonskikh otlozhenii, vskrytykh skvazhinoi 1 Leuzinskaya (severo-vostok platformennogo Bashkortostana)* [Lithological and petrographic characteristics and prospects of oil and gas content of the pre-Upper Devonian deposits, exposed by well 1 Leuzinskaya (north-east of platform Bashkortostan)]. Ufa, 40 p. (In Russian).

Kozlov V.I., Masagutov R.H., Akhmetshin I.N., Puchkov V.N., Ivanova T.V., Sergeeva N.D. (2009) *Verhnii dokembrii yuzhnogo obramleniya Krasnoufimskogo vystupa kristallicheskogo fundamenta* [Upper Precambrian of the southern framing of the Krasnou mskii ledge of the crystalline basement]. St. Petersburg, Nedra Publ., 336 p. (In Russian).

Kozlov V.I., Masagutov R.H., Lozin E.V., Ivanova T.V., Sergeeva N.D., Genina L.A., Mikhajlov P.N., Andreev Ju.V. (1999) Stratigraphy and oil and gas potential of the Upper Precambrian of the Volga-Ural region. *Stratigrafiya, paleontologiya i perspektivy neftegazonosnosti rifeya i venda vostochnoi chasti Vostochno-Evropeiskoi platformy*. Materialy Vserossiiskogo soveshchaniya. Chast' 1 [Materials of the All-Russian meeting "Stratigraphy, paleontology and oil and gas potential of the Riphean and Vendian of the eastern part of the East European platform". Part 1]. Ufa, IG USC RAS, 40-48. (In Russian).

Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2011) *Novaya skhema raschleneniya razreza parametricheskoi skvazhiny 1 Kulguninskaya (Yuzhnyi Ural)* [A new scheme for dismembering the section of parametric well 1 Kulguninskaya (South Urals)]. Ufa, DesignPoligrafService Publ., 2011, 60 p.

Kutukova N.M. (2020) *Rekonstruktsiya geologicheskogo stroyeniya, usloviy formirovaniya i prognoz uglevodorodnykh skopleniy rifeyskikh otlozheniy Kamovskogo svoda Baykitskoy anteklizy Vostochnoy Sibiri (na primere Yurubcheno-Tokhomsko-*

go mestorozhdeniya). Avtoref. diss. … cand. geol.-min. nauk [Reconstruction of the geological structure, formation conditions and forecast of hydrocarbon accumulations of the Riphean deposits of the Kamovsky arch of the Baikit anteclise in Eastern Siberia (on the example of the Yurubcheno-Tokhomsky eld). Author's abstract. dis. ... Cand. geol.-min. Science]. Moscow, IOGP RAS, 27 p. (In Russian).

Lagutenkova N.S., Chepikova I.K. (1982) *Verhnedokembrijskie otlozhenija Volgo-Ural'skoj oblasti i perspektivy ih neftegazonosnosti* [Upper Precambrian deposits of the Volga-Uralian area and the prospects for their oil and gas potential]. Moscow, Nedra Publ., 224 p. (In Russian).

Li Guo Yu (1992) *Geologiya nefti i gaza Kitaya* [Geology of oil and gas of China]. V.S. Vyshemirsky (ed.). Novosibirsk, JIGGM SO RAN Publ., 37 p. (In Russian).

Lopatin N.V., Emec T.P. (1987) *Piroliz v neftegazovoi geohimii* [Pyrolysis in oil and gas geochemistry]. Moscow, Nauka Publ., 143 p. (In Russian).

Provorov V.M., Neganov V.M., Peredreeva G.L., Medvedeva N.V., Ekhlakov Ju.A., Sosnin N.E., Myagkova L.V., Frik M.G., Serkin M.F. (2007) Prospects for oil and gas potential of the Riphean-Vendian deposits of the Bedryazhskaya area and adjacent negative Kaltasa aulacogen. *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya – Bulletin of Perm University. Geology*, (4). 32-45. (In Russian).

Sergeeva N.D., Diakonova O.B., Kozlova O.V. (2020) Stratigraphic subdivision of pre-Paleozoic sediments uncovered in the Cis-Ural foredeep by well 40 Krasnousolskaya. *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nyh territorii*. Mater. i dokl. 13-i Mezhreg. nauch.-prakt. konf., Ufa, 20–22 maya 2020 g. [Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories. Mater. and reports. 13th Interregional scienti c-practical Conf., Ufa, May 20-22, 2020]. Ufa, Mir pechati Publ., 141-146. (In Russian).

Sergeeva N. D., Puchkov V. N., Karaseva T. V. (2021) *Verhnii proterozoij (rifei i vend) Volgo-Ural'skoj oblasti v parametricheskikh i glubokikh skvazhinakh* [Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) of the Volga-Ural region in parametric and deep wells]. Ufa, Kniga-Print Publ., 196 p. (In Russian).

Stratigraficheskaya skhema rifeiskikh i vendskikh otlozhenii Volgo-Ural'skoj oblasti. Obyasnitel'naya zapiska [Stratigraphic diagram of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Ural region. Explanatory note] (2000) Compiled by E.M. Aksenov, V.I. Kozlov. Ufa, 81 p. + scheme 2 p. (In Russian).

Timergazin K.R. (1959) *Dodevonskie obrazovaniya zapadnoy Bashkirii i perspektivy ih neftegazonosnosti* [Pre-Devonian formations of western Bashkiria and the prospects for their oil and gas potential]. Ufa, Bashkir branch AS USSR Publ., 311 p. (In Russian).

Yankauskas T.V. (1982) *Rastitel'nye mikrofossilii verhnego dokembriya i kembriya evropejskoi chasti SSSR i ih stratigraficheskoe znachenie*. Avtoref. dis. … d-ra geol.-min. nauk [Plant microfossils of the Upper Precambrian and Cambrian of the European part of the USSR and their stratigraphic signi cance. Extended abstr. … Doctor of Sci. (Geology, Mineralogy) dissertation]. Moscow, 52 p. (In Russian).

Zekkel' Ja.D. (1939) *Geologicheskie issledovaniya v raione Zimnego berega Belogo morya, basseina Kuloya i nizov'ev Mezeni* [Geological investigations in the area of the Zimny coast of the White Sea, the Kuloi basin and the lower reaches of the Mezen]. Moscow, Gosgeolizdat Publ., 96 p. (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 552.52; 551.311.234.5 DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-3

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ СУИРОВСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА: ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОХИМИИ

А. В. Маслов

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

Рассмотрены литохимические особенности глинистых пород суировской свиты верхнего протерозоя западного склона Южного Урала. Исходя из распределения точек состава аргиллитов на диаграмме $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_3*+MgO)/SiO_2$, сделан вывод, что исследованные породы представляют смесь каолинитовых, смектитовых с примесью каолинита и иллита, и хлорит-смектит-иллитовых глин. В составе аргиллитов преобладает петрогенный материал. Аргиллиты не подверглись воздействию К-метасоматоза, а также процессов окремнения. По величине гидролизатного модуля (ГМ) глинистые породы суировской свиты принадлежат преимущественно нормогидролизатам ($ГМ_{среднее}$ 0.41±0.06). Средняя величина индекса химического изменения для аргиллитов равна 74±4. По всей видимости, формирование тонкой алюмосиликокластики на палеоводосборах во время накопления отложений суировской свиты происходило в условиях теплого гумидного климата или же указанные палеоводосборы были сложены породами, в составе которых преобладали продукты такого выветривания. Распределение фигуративных точек аргиллитов на ряде диаграмм, позволяющих судить о составе размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород, не дает возможности сделать определенный вывод. На разных дискриминатных палеогеодинамических диаграммах точки состава аргиллитов суировской свиты также тяготеют к разным полям, поэтому для выбора «наиболее правильного» из них необходимо привлечение дополнительных данных.

Ключевые слова: суировская свита, верхний протерозой, Южный Урал, глинистые породы, литохимия

CLAYEY ROCKS OF THE UPPER PROTEROZOIC SUIROVO FORMATION, WESTERN SLOPE OF THE SOUTHERN URALS: THE MAIN FEATURES OF LITHOCHEMISTRY

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 lithochemical features of clayey rocks of the Upper Proterozoic Suirovo Formation of the western slope of the Southern Urals are considered. Based on the distribution of mudstone data points on the $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_3*+MgO)/SiO_2$ diagram, it was concluded that the studied rocks are a mixture of kaolinite, smectite with an admixture of kaolinite and illite, and chlorite-smectite-illite clays. The composition of mudstones is dominated by petrogenic material. Mudstones were not affected by K-metasomatism and silici cation processes. In terms of the hydrolyzate modulus (HM), the clayey rocks of the Suirovo Formation are predominantly normohydrolysates ($HM_{average}$ is 0.41±0.06). The average value of the CIA for mudstones is 74±4. Apparently, the formation of thin-grained aluminosilicoclastics on paleo-catchments during the accumulation of deposits of the Suirovo Formation took place in a warm humid climate, or the indicated paleo-catchments were composed of rocks dominated by the products

Для цитирования: *Маслов А.В.* Глинистые породы суировской свиты верхнего протерозоя западного склона Южного Урала: основные черты литохимии // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 31–45. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-3.

For citation: Maslov A.V. (2021) Clayey rocks of the Upper Proterozoic Suirovo Formation, western slope of the Southern Urals: the main features of lithochemistry. *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 31–45. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-3.

© А.В. Маслов, 2021

of such weathering. The distribution of the data points of mudstones on a number of diagrams, which make it possible to judge the composition of rock complexes eroded in paleo-catchment areas, does not make it possible to draw a de nite conclusion. On different paleogeodynamic diagrams, the data points of the mudstones of the Suirovo Formation also located in the different elds, therefore, to select the "most correct" of them, additional data are needed.

Keywords: Suirovo Formation, Upper Proterozoic, Southern Urals, clayey rocks, lithochemistry

Введение

Под литохимическими особенностями осадочных пород мы понимаем те, что определяются содержанием в них основных породообразующих оксидов [Маслов, 2005]. Анализ их позволяет с определенной долей успеха реконструировать палеоклиматические и палеогеодинамические обстановки формирования осадочных образований, а также установить состав пород-источников сноса и, иногда, палеогеографические характеристики конечных водоемов стока. Примеров работ подобного рода много как в отечественной, так и зарубежной литературе (обзор и анализ см., например, [Маслов, 2005; Маслов и др., 2018б, 2020 и др.]).

В настоящей публикации рассмотрены литохимические особенности глинистых пород суировской свиты верхнего протерозоя западного склона Южного Урала. Единственный район, где известны ее представительные обнажения, находится в окрестностях д. Толпарово (бассейн р. Зилим, обрывы правого берега р. Мал. Толпар и крупные выемки здесь же вдоль недостроенной автодороги в сторону д. Куюково) (рис. 1, 2).

Общая характеристика объекта исследований

Впервые суировская свита выделена как самостоятельное литостратиграфическое подразделение в работе [Келлер и др., 1984]. Б.М. Келлер считал, что отложения толпаровской и суировской свит выполняют крупную эрозионную долину в образованиях верхнего рифея; амплитуда ее вреза оценивалась им более чем в 600–700 м [Стратотип…, 1983]. Суировская свита объединяет песчано-алевролитовые микститы с валунами осадочных и магматических пород, алевролиты и аргиллиты [Келлер и др., 1984; Маслов и др., 2001]. Мощность свиты составляет ориентировочно около 350 м. Модельный Rb-Sr возраст фракции менее 0.001 мм, выделенной из аргиллитов суировской свиты, равен 638±70 млн лет [Горожанин, 1995]. Точная стратиграфическая принадлежность свиты все еще дискуссионна; одни авторы считают ее верхнерифейской, другие нижневендской. Меняющиеся с течением времени оценки возраста нижней границы венда вносят в этот вопрос все больше неопределенности.

Сопоставление разрезов раннего венда Южного и Среднего Урала (соответственно толпаровской и суировской, танинской, гаревской, койвинской, бутонской и керносской свит) с фациальными моделями гляциального осадконакопления [Powell, 1984; Anderson, Molnia, 1989; Brodzikowski, Van Loon, 1991; и др.] показало, что относительно маломощные марино-гляциальные последовательности Южного Урала с микститами, тяготеющими к их нижним частям, достаточно хорошо соответствуют типу собственно шельфовых осадочных ассоциаций [Маслов, 2000]. Был сделан вывод, что накопление осадочных последовательностей толпаровской и суировской свит происходило, скорее всего, в «кратонно-шельфовой» обстановке с активной переработкой ранее накопившихся гляциальных и марино-гляциальных отложений и сохранением их от полного уничтожения в ряде глубоких врезанных долин.

Наиболее подробная характеристика крупных обнажений суировской свиты в ее типовом районе приведена в публикации [Горожанин и др., 2015, с. 33]. Детальное их исследование позволило установить присутствие среди отложений свиты множества подводнооползневых текстур с характерными «рулетами» и каналов-промоин. С последними ассоциируют конгломераты, слагающие быстро выклинивающиеся тела. Предполагается, что они либо формировались в этих каналах, либо сползали (?) в них. Сказанное позволяет думать, что «…горизонт тиллитовидных конгломератов [в разрезе суировской свиты — А.М.] далеко не единичен». В то же время генезис конгломератов остался для авторов неясным; одна из гипотез их генезиса — это «…сгруженный тилль, который концентрировался при оползании в каналы-промоины».

В.М. Горожаниным с соавторами [2015] обосновывается также вывод о том, что «…Фациальный профиль осадконакопления в целом — от низов толпаровской свиты до верхов суировской, показы-

вает резкое углубление бассейна, наступившее в условиях трансгрессии, возможно, связанное с таянием ледника … формирование подводно-оползневых структур указывает на увеличивающуюся крутизну склонов бассейна…». Предполагается также, что во время накопления отложений суировской и подстилающей ее толпаровской свиты «…произошла смена от мелководных прибрежно-морских обстановок до глубоководных условий авандельты или шельфа. Изменились окислительно-восстановительные условия. Воды, обогащенные кислородом на начальном этапе развития прибрежного шельфа, с углублением бассейна сменились бескислородными или эвксинными…».

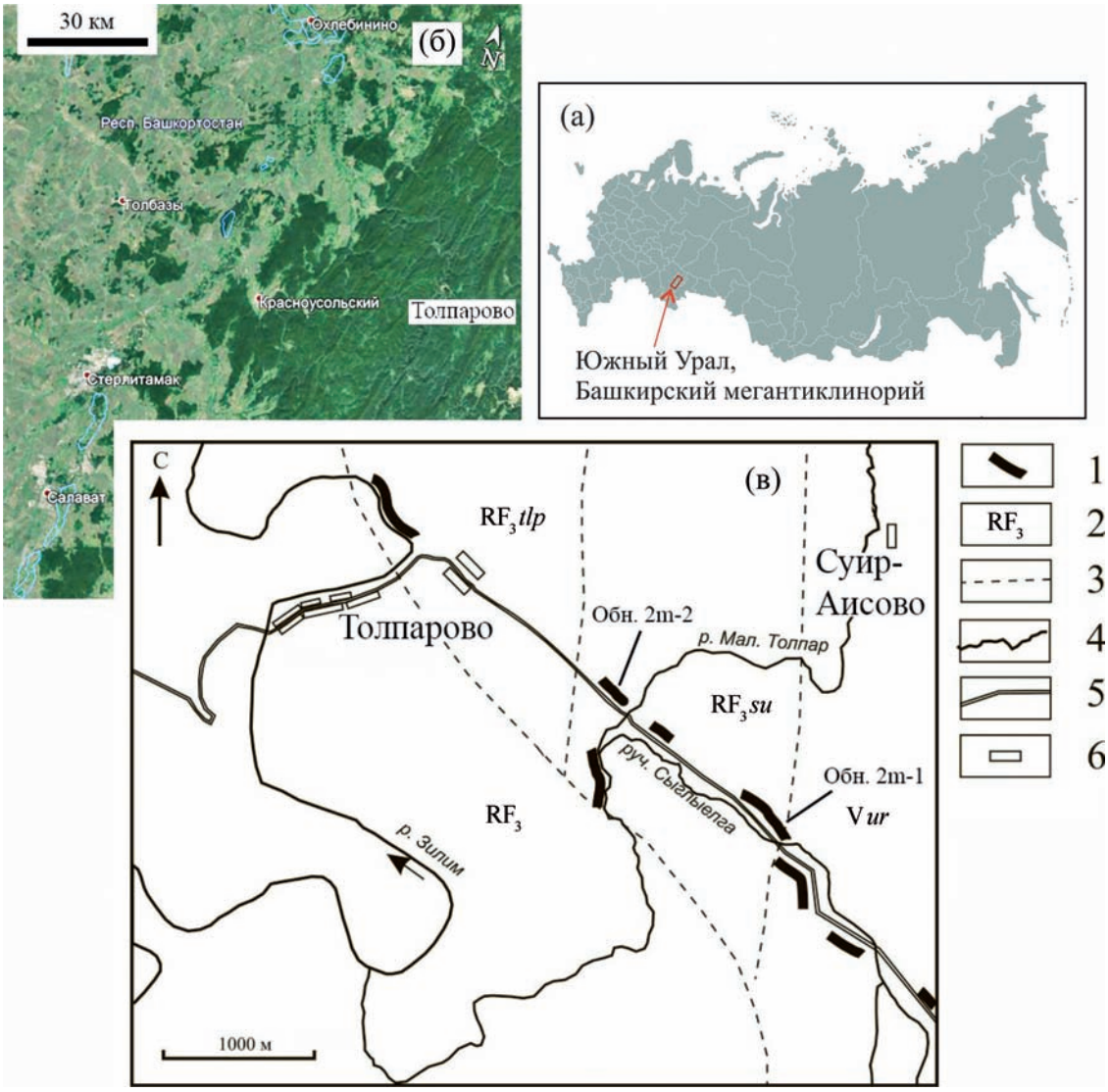


Рис. 1. Обзорные карты района работ (а, б) и схема положения исследованных обнажений суировской свиты в окрестностях д. Толпарово (в), по [Горожанин и др., 2015] с изменениями. Обзорная схема России заимствована с сайта https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia

Примечания: 1 — крупные обнажения; 2 — индексы стратиграфических подразделений (RF_3 — верхний рифей нерасчлененный, RF_3tlp — толпаровская свита, RF_3su — суировская свита, V*ur* — урюкская свита); 3 — границы свит; 4 — реки и речушки; 5 — дорога; 6 — населенные пункты.

Fig. 1. Overview maps of the study area (а, б) and a position of the studied outcrops of the Suirovo Formation in the vicinity of the Tolparovo village (в), after [Gorozhanin et al., 2015] with changes. The overview map of Russia is borrowed from the site https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia

Notes: 1 — large outcrops; 2 — indices of stratigraphic units (RF_3 — undivided Upper Riphean deposits, RF_3tlp — Tolparovo Fm., RF_3su — Suirovo Fm., V*ur* — Uryuk Fm.); 3 — the boundaries of the formations; 4 — rivers and streams; 5 — road; 6 — villages.

Рис. 2. Общий вид обнажений 2m-1 (а) и 2m-2 (б) и особенности распределения глинистых пород в них (в, г). *Фото Л.В. Бадиды и С.А. Дуба*

Fig. 2. General view of outcrops 2m-1 (a) and 2m-2 (б) and peculiarities of distribution of clay rocks in them (в, г). *Photo by L.V. Badida and S.A. Dub*

Предшествующие литохимические исследования

Пожалуй, единственной работой, в которой приводится валовый химический состав 1(!!!) образца глинисто-алевритовой породы суировской свиты, является публикация Э.З. Гареева [1998]. Содержание оксида алюминия в этом образце составляет около 15 мас.%, оксида калия — порядка 9 мас.% (см. колонку А в табл. 1). Рассчитанное нами значение индекса химического изменения ($CIA=100\times Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)$ [Nessbit, Young, 1982]) для указанного образца равно 47, что либо указывает на практически полное отсутствие влияния при формировании слагающего его тонкозернистого алюмосиликокластического материала процессов химического выветривания на субстрат, либо предполагает определенные аналитические несоответствия.

Фактический материал

Для реконструкции особенностей формирования глинистых пород суировской свиты использованы данные полных химических анализов 20 образцов (ИГГ УрО РАН, рентгеноспектральный флуоресцентный метод, СРМ-35 и EDX-8000, аналитики — Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова, И.А. Желуницин, А.А. Некрасова) аргиллитов, отобранных в обнажениях 2m-1 и 2m-2 (см. рис. 1в). Степень выветрелости аргиллитов в указанных обнажениях несколько различается, поэтому на большинстве построенных нами диаграмм намечаются два кластера фигуративных точек. Содержание основных породообразующих оксидов для ряда представительных образцов аргиллитов, а также значения некоторых литохимических модулей и индексов выветривания представлены в табл. 1.

Среднее содержание SiO_2 в образцах аргиллитов суировской свиты из нашей выборки составляет 61.58±3.06 мас.% (минимум — 57.44, максимум — 65.64 мас.%). Среднее содержание оксида титана равно 0.91±0.13 мас.% (минимум — 0.71, максимум — 1.10 мас.%). Минимальное содержание Al_2O_3 во всей выборке составляет 15.03 мас.%, максимальное достигает 19.73 мас.%. Среднее содержание Fe_2O_3*[1] составляет соответственно 6.56±1.52 мас.% (мин. — 4.67, макс. — 10.42 мас.%). Содержание MgO в аргиллитах варьирует от 1.20 до 2.41 мас.% (среднее — 1.86±0.38 мас.%). Разброс минимального и максимального содержания оксида кальция невелик (0.20…0.66 мас.%). Минимальное содержание Na_2O составляет 0.35 мас.%, максимальное достигает 0.94 мас.% (среднее содержание — 0.63±0.23 мас.%). Средние содержания K_2O и P_2O_5 равны соответственно 3.97±0.43 и 0.07±0.02 мас.%.

Сопоставление со средним постархейским австралийским глинистым сланцем (PAAS [Taylor, McLennan, 1985]) показывает, что аргиллиты суировской свиты обладают сходными с ним содержаниями оксидов кремния, титана, алюминия, общего двухвалентного железа и калия (рис. 3). Заметно более низкими в них являются содержания CaO, Na_2O и P_2O_5. Аргиллиты укской свиты верхнего рифея обладают по сравнению с глинистыми породами суировской свиты несколько более высокой концентрацией оксида кальция и варьирующим содержанием $FeO_{общ}$ и Na_2O. Содержание остальных породообразующих оксидов в них сопоставимо с их содержанием в аргиллитах суировской свиты. Глинистые породы бакеевской свиты (образцы отобраны на восточной окраине г. Усть-Катав, Челябинская область) характеризуются несколько более высоким, чем это свойственно аргиллитам суировского уровня, содержанием оксидов кальция и натрия, а также P_2O_5.

На классификационной диаграмме $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_3^*+MgO)/SiO_2$ (диаграмма НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000]) фигуративные точки аргиллитов суировской свиты локализованы в области

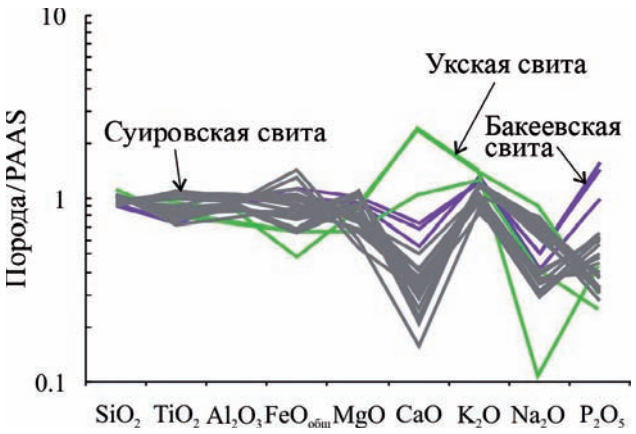


Рис. 3. Нормированное на PAAS распределение основных породообразующих оксидов в глинистых породах укской, суировской и бакеевской свит

Fig. 3. PAAS-normalized distribution of main rock-forming oxides in clayey rocks of the Uk, Suirovo and Bakeevo formations

[1] Fe_2O_3* — суммарное железо в виде Fe_2O_3.

Таблица. Содержание основных породообразующих оксидов (мас. %) и значения некоторых модулей и индексов в представительных образцах аргиллитов суировской свиты

Table. The content of the main rock-forming oxides (wt. %) and the values of some modules and indices in representative samples of mudstones of the Suirovo Formation

Компоненты. модули. индексы	А (n = 1)	Образцы										Б (n = 20)
		20m-1-1	20m-1-4	20m-1-7	20m-1-8	20m-1-10	20m-2-1	20m-2-3	20m-2-6	20m-2-8	20m-2-10	
SiO_2	62.85	60.85	60.81	58.05	57.51	59.67	65.64	63.80	65.11	63.84	64.11	61.58±3.06 57.44–65.64
TiO_2	0.73	1.04	0.90	1.04	1.05	0.91	0.81	0.79	0.71	0.80	0.85	0.91±0.13 0.71–1.10
Al_2O_3	11.98	18.50	17.57	19.06	19.26	19.73	16.69	16.39	15.03	17.65	16.61	17.80±1.44 15.03–19.73
Fe_2O_3*	4.87	6.16	9.36	7.18	7.62	6.80	4.67	5.87	6.43	4.77	5.70	6.56±1.52 4.67–10.42
MnO	0.10	0.04	0.02	0.03	0.08	0.02	0.04	0.24	0.27	0.11	0.19	0.10±0.10 0.02–0.27
MgO	1.36	1.52	1.20	1.80	1.74	1.43	1.94	2.28	2.23	2.28	2.06	1.86±0.38 1.20–2.41
CaO	0.78	0.50	0.40	0.54	0.53	0.46	0.37	0.44	0.46	0.39	0.29	0.41±0.11 0.20–0.66
Na_2O	1.23	0.38	0.49	0.41	0.42	0.44	0.82	0.87	0.94	0.84	0.72	0.63±0.23 0.35–0.94
K_2O	9.07	3.54	3.04	3.88	3.80	3.57	4.39	4.34	3.77	4.52	4.39	3.97±0.43 3.04–4.52
P_2O_5	0.05	0.10	0.09	0.10	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.07±0.02 0.04–0.10
ппп	3.99	7.10	5.86	7.70	7.81	6.82	4.52	4.54	4.78	4.38	4.93	5.89±1.34 4.38–7.81
Сумма	99.86	99.71	99.74	99.81	99.87	99.90	99.95	99.62	99.77	99.64	99.90	–
ГМ	0.32	0.42	0.46	0.47	0.49	0.46	0.34	0.37	0.34	0.37	0.36	0.41±0.06 0.34–0.51
ТМ	0.048	0.056	0.051	0.055	0.054	0.046	0.048	0.048	0.047	0.045	0.051	0.051±0.004 0.045–0.057
НКМ	0.69	0.21	0.2	0.23	0.22	0.2	0.31	0.32	0.31	0.30	0.31	0.26±0.05 0.20–0.32
ФМ	0.07	0.13	0.17	0.15	0.16	0.14	0.1	0.13	0.13	0.11	0.12	0.14±0.03 0.10–0.20
НМ	0.69	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04±0.02 0.02–0.06
ЩМ	0.13	0.11	0.16	0.11	0.11	0.12	0.19	0.2	0.25	0.19	0.16	0.16±0.05 0.10–0.25
ЖМ	0.31	0.32	0.51	0.36	0.38	0.33	0.27	0.36	0.43	0.27	0.34	0.36±0.07 0.27–0.55
CIA		78	78	76	77	78	71	70	70	72	72	74±4 70–80
ICV		0.71	0.88	0.78	0.79	0.69	0.78	0.89	0.97	0.77	0.84	0.81±0.08 0.69–0.97

Примечания к таблице: n — число проанализированных образцов. В колонке Б в числителе — среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе — минимальное и максимальное значение. Прочерк — значение не рассчитывалось. ппп — потери при прокаливании. Значения модулей рассчитаны в соответствии с [Юдович, Кетрис, 2000], значения индексов CIA и ICV — согласно [Nesbitt, Young, 1982; Cox et al., 1995].

Notes to the table: n is the number of analyzed samples. Column Б: in the numerator — the arithmetic mean and standard deviation, in the denominator — the minimum and maximum values. Dash — the value was not calculated. ппп — loss on ignition. The values of the modules were calculated in accordance with [Yudovich, Ketris, 2000], the values of the CIA and ICV indices, according to [Nesbitt, Young, 1982; Cox et al., 1995].

перекрытия полей I (преимущественно каолинитовые глины), II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины), а также в поле V (рис. 4).

По величине гидролизатного модуля (ГМ = $(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3*+MnO)/SiO_2$)[1] глинистые породы суировской свиты принадлежат преимущественно нормогидролизатам (рис. 5). Среднее значение ГМ для них составляет 0.41±0.06 (минимум — 0.34, максимум — 0.51). Для сравнения — величина ГМ в PAAS составляет 0.43. Средняя величина титанового модуля (ТМ = TiO_2/Al_2O_3) равна 0.051±0.004, максимальная достигает 0.057. Значения модуля нормированной щелочности (НКМ = $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$) для аргиллитов суировской свиты изменяются от 0.20 до 0.32. Фемический (ФМ = $(Fe_2O_3*+MgO)/SiO_2$) модуль варьирует от 0.10 до 0.20; его средняя величина составляет 0.14±0.03. Среднее значение натриевого модуля (НМ = Na_2O/Al_2O_3) равно 0.04±0.02. Щелочной модуль (ЩМ = Na_2O/K_2O) варьирует от 0.10 до 0.25, его среднее значение составляет 0.16±0.05. Наконец, средняя величина железного модуля (ЖМ = $(Fe_2O_3*+MnO)/(Al_2O_3+TiO_2)$) равна 0.36±0.07.

Для аргиллитов суировской свиты характерна слабая положительная корреляция между модулями ТМ и ЖМ (r = 0.34), а между модулями НКМ и ГМ она сильная отрицательная (r = –0.92). В соответствии с представлениями [Юдович, Кетрис, 2000, 2015 и др.] это позволяет считать, что в составе глинистых пород рассматриваемого нами уровня верхнего протерозоя преобладает петрогенный материал, т.е. материал, прошедший только один седиментационный цикл.

На диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ (рис. 6) фигуративные точки аргиллитов расположены вне области значений K_2O/Na_2O, указывающих, в соответствии с представлениями [Bolnar et al., 2005], на воздействие на породы К-метасоматоза, а также характеризуются величинами SiO_2/Al_2O_3, не типичными для пород, испытавших влияние процессов окремнения.

Все сказанное позволяет использовать обычный арсенал приемов и подходов к реконструкции условий формирования глинистых пород суировской свиты верхнего протерозоя западного склона Южного Урала [Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация…, 2001; Маслов, 2005; Маслов и др., 2018б].

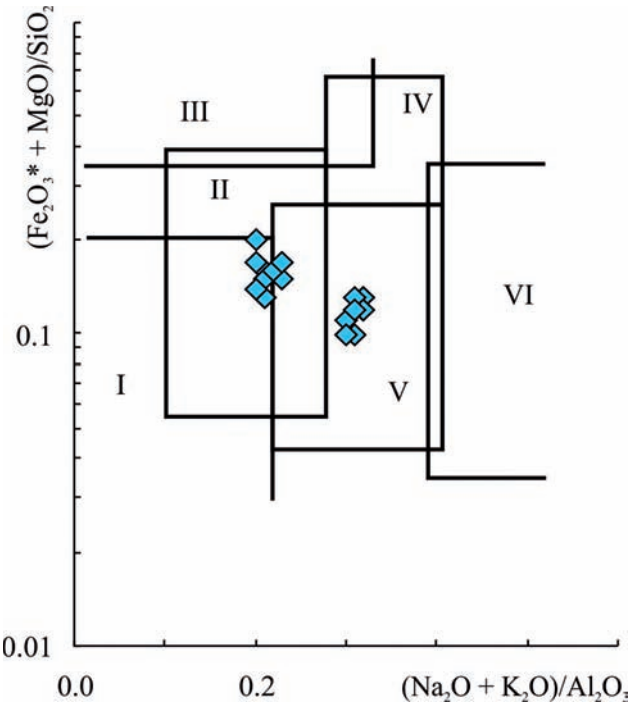


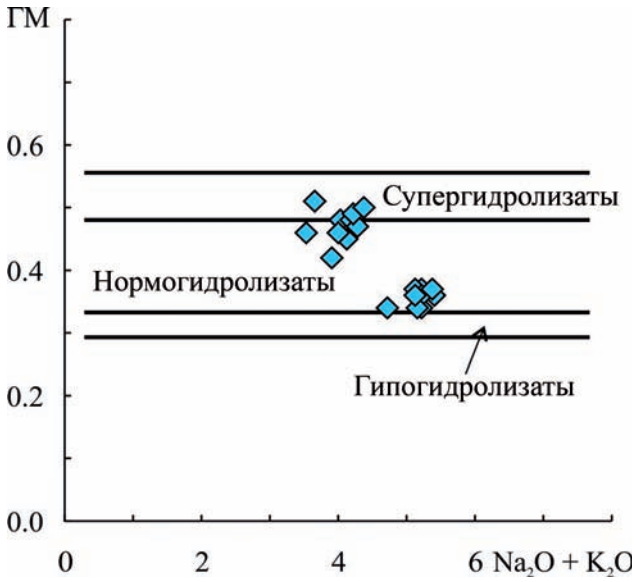
Рис. 4. Положение фигуративных точек глинистых пород суировской свиты на диаграмме $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ – $(Fe_2O_3*+MgO)/SiO_2$

Поля состава глинистых пород: I — преимущественно каолинитовых; II — преимущественно смектитовых с примесью каолинита и иллита; III — преимущественно хлоритовых с примесью Fe-иллита; IV — хлорит-иллитовых; V — хлорит-смектит-иллитовых; VI — иллитовых со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

Fig. 4. Position of the data points of clayey rocks of the Suirovo Formation on the $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ – $(Fe_2O_3*+MgO)/SiO_2$ diagram

Fields of clay rocks: I — mainly kaolinite; II — mainly smectite with an admixture of kaolinite and illite; III — mainly chlorite with an admixture of Fe-illite; IV — chlorite-illite; V — chlorite-smectite-illite; VI — illite with a signi cant admixture of dispersed feldspars.

[1] Все формулы модулей здесь и далее по [Юдович, Кетрис, 2000].



Пис. 5. Положение фигуративных точек глинистых пород суировской свиты на диаграмме (Na_2O+K_2O)–ГМ

Fig. 5. The position of the data points of the clayey rocks of the Suirovo Formation on the (Na_2O+K_2O)–ГМ diagram

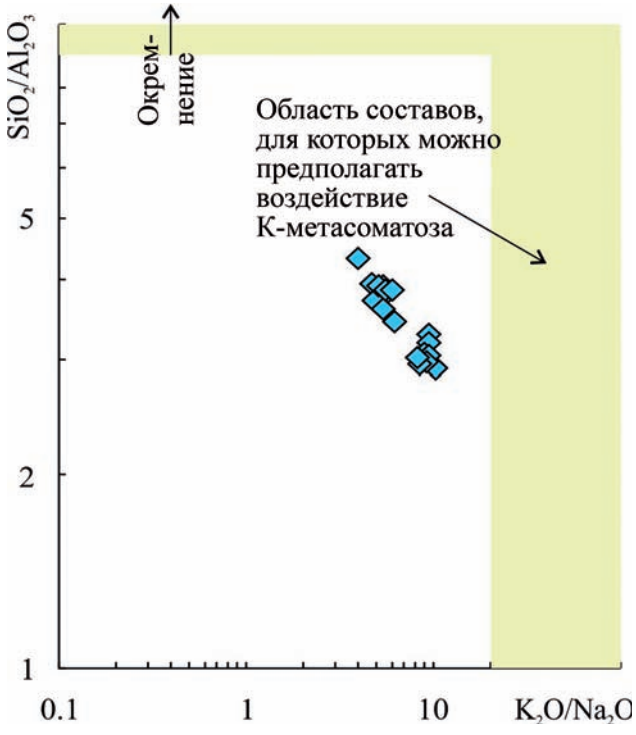


Рис. 6. Распределение фигуративных точек глинистых пород суировской свиты на диаграмме K_2O/Na_2O – SiO_2/Al_2O_3

Fig. 6. Distribution of the data points of clayey rocks of the Suirovo Formation on the K_2O/Na_2O–SiO_2/Al_2O_3 diagram

Источники тонкой алюмосиликокластики для глинистых пород свиты

Реконструкции состава пород-источников тонкой алюмосиликокластики по валовым химическим анализам могут быть выполнены несколькими разными способами. Так, на диаграммах F1–F2[1] и F3–F4[2] [Roser, Korsch, 1988] фигуративные точки аргиллитов суировской свиты расположены в основном в полях составов, сформированных из продуктов размыва осадочных пород и магматических пород среднего состава. Несколько точек попадает в поле продуктов размыва магматических пород основного состава (рис. 7а, б). На диаграмме ICV[3]–CIA [Potter et al., 2005] все точки состава аргиллитов тяготеют к линии тренда, берущей начало у средней точки среднепротерозойских базальтов по [Condie, 1993] (см. рис. 7в), т.е. в последнем случае источниками тонкой алюмосиликокластики являлись основные субстраты. Очевидно, что по распределению фигуративных точек аргиллитов суировской свиты на представленных трех диаграммах однозначного вывода о составе размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород сделать нельзя. Для решения этого вопроса, по всей видимости, необходимо привлекать данные о содержании и соотношении в аргиллитах редких и рассеянных элементов [Маслов и др., 2018б, 2020].

Интенсивность химического выветривания на палеоводосборах во время формирования глинистых пород свиты

Судить о палеоклимате, точнее об интенсивности химического выветривания на палеоводосборах, по данным о валовом химическом составе глинистых пород можно на основе анализа величин ряда индикаторов — гидролизатного модуля [Юдович, Кетрис, 2000], химического индекса изменения (CIA)[4]

[1] $F1 = 30.638 \times (TiO_2/Al_2O_3) - 12.541 \times (Fe_2O_3^*/Al_2O_3) + 7.329 \times (MgO/Al_2O_3) + 12.031 \times (Na_2O/Al_2O_3) + 35.402 \times (K_2O/Al_2O_3) - 6.382$;
$F2 = 56.500 \times (TiO_2/Al_2O_3) - 10.879 \times (Fe_2O_3^*/Al_2O_3) + 30.875 \times (MgO/Al_2O_3) - 5.404 \times (Na_2O/Al_2O_3) + 11.112 \times (K_2O/Al_2O_3) - 3.89$.

[2] $F3 = -1.773 \times TiO_2 + 0.607 \times Al_2O_3 + 0.76 \times Fe_2O_3^* - 1.5 \times MgO + 0.616 \times CaO + 0.509 \times Na_2O - 1.224 \times K_2O - 9.09$;
$F4 = 0.445 \times TiO_2 + 0.07 \times Al_2O_3 - 0.25 \times Fe_2O_3^* - 1.142 \times MgO + 0.438 \times CaO + 1.475 \times Na_2O + 1.426 \times K_2O - 6.861$.

[3] ICV — индекс изменения состава $(Fe_2O_3^* + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3$ [Cox et al., 1995].

[4] Значение CIA = 70 считается пороговым для разграничения отложений, формировавшихся в обстановках холодного и теплого климата [Visser, Young, 1990].

[Nesbitt, Young, 1982], индекса изменения состава (ICV) [Cox et al., 1995] и ряда других показателей. Предпосылки и методические аспекты применения перечисленных индикаторов палеоклимата обсуждались в литературе неоднократно, и здесь на них мы не останавливаемся.

Среднее значение ГМ для аргиллитов суировской свиты, как уже было отмечено выше, составляет 0.41±0.06, и почти в точности сопоставимо с величиной гидролизатного модуля для PAAS (0.43). Это позволяет предполагать, что глинистые породы рассматриваемого нами уровня верхнего протерозоя западного склона Южного Урала сформированы за счет преимущественно умеренно выветрелого материала.

Средняя величина индекса химического изменения для аргиллитов суировской свиты равна 74±4 (пределы изменения значений CIA — 70…80). Основываясь на представлениях [Visser, Young, 1990], можно думать, что формирование тонкой алюмосиликокластики на палеоводосборах исследуемого нами интервала времени происходило в условиях теплого гумидного климата или же, что указанные палеоводосборы были представлены породами, в составе которых преобладали продукты такого выветривания. Для PAAS значение CIA составляет 69.

Ранее мы уже отмечали [Маслов, 2021], что ряд авторов сопоставляют величины CIA, свойственные глинистым породам древних осадочных последовательностей, со значениями, характерными для тонкозернистых осадков современных крупных речных систем, и соответственно делают выводы о климате эпох их формирования. Так, например, авторы работы [González-Álvarez, Kerrich, 2012] сделали вывод, что аргиллиты мезопротерозойской надсерии Белт-Перселл со средним значением CIA 72±6 сопоставимы с осадками крупных рек, дренирующих области гумидного умеренного и тропического климата (рр. Ориноко, Нил, Амазонка и др.). Такой подход имеет, конечно, много подводных камней, но если все же считать, что он корректен, то можно предполагать, что формирование глинистых отложений суировского уровня западного склона Южного Урала происходило в обстановках, сходных с современными обстановками гумидного тропического климата (рис. 8). Очевидно, что такой вывод в корне противоречит представлениям о принадлежности отложений толпаровской и суировской свит к «диамиктитовой последовательности», основанным на присутствии в их разрезах тиллитовидных конгломератов и кэп-карбонатов [Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988; Горожанин и др., 2015], а также на исследовании особенностей строения разрезов нижней части ашинской серии [Маслов, 2000].

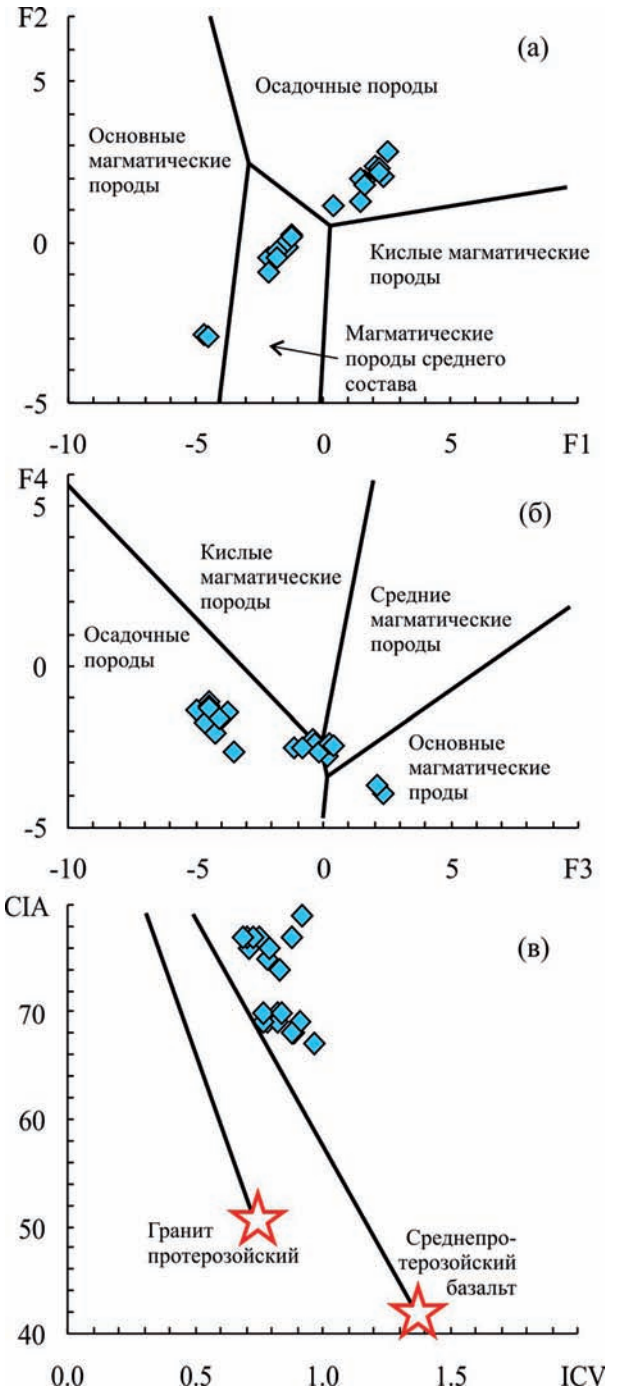


Рис. 7. Локализация фигуративных точек глинистых пород суировской свиты на диаграммах F1–F2 (а), F3–F4 (б) и ICV–CIA (в)

Fig. 7. Localization of the data points of clayey rocks of the Suirovo Formation on the F1–F2 (a), F3–F4 (б) and ICV–CIA (в) diagrams

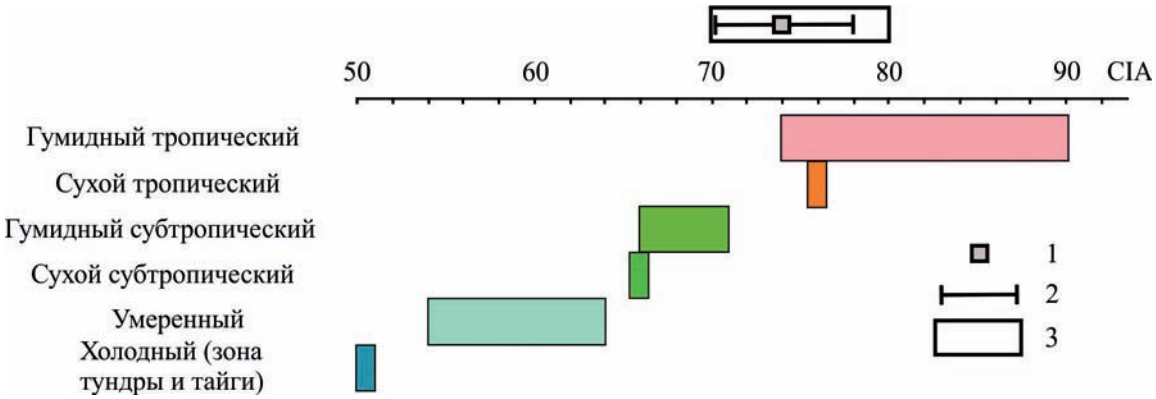


Рис. 8. Распределение величин CIA в тонкозернистых осадках современных крупных рек различных климатических зон, по [Маслов, 2021 и ссылки там], и в глинистых породах суировской свиты

Условные обозначения: 1 — среднее значение; 2 — стандартное отклонение; 3 — минимальное и максимальное значения.

Fig. 8. Distribution of the CIA values in the fine-grained sediments of modern large rivers of different climatic zones, according to [Maslov, 2021 and references there], and in clayey rocks of the Suirovo Formation

Legend: 1 — average value; 2 — standard deviation; 3 — minimum and maximum values.

Между значениями ГМ и CIA наблюдается сильная положительная корреляция ($r = 0.91$), что позволяет относиться к сделанным на основе двух названных индикаторов выводам о палеоклиматических обстановках суировского времени с большим доверием (справедливости ради отметим, что между CIA и ICV корреляция умеренная отрицательная !!!).

Вариации величин ICV в аргиллитах суировского уровня отвечают интервалу значений 0.69…0.97 (среднее — 0.81±0.08). Это предполагает, что в составе аргиллитов присутствует существенная доля глинистых минералов. Иными словами — рассматриваемые нами аргиллиты сложены материалом, подвергшимся достаточно выраженному химическому выветриванию.

Палеогеодинамические обстановки времени формирования глинистых пород свиты

Для расшифровки палеогеодинамических обстановок формирования глинистых пород по их валовому химическому составу предложено несколько диаграмм. Все они имеют различные недостатки [Armstrong-Altrin, Verma, 2005; Ryan, Williams, 2007; Caracciolo et al., 2012; Verma, Armstrong-Altrin, 2016; и др.], но тем не менее широко применяются в отечественной и зарубежной литературе. В данной работе использованы диаграммы $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ [Bhatia, 1983], SiO_2-K_2O/Na_2O [Roser, Korsch, 1986] и DF1–DF2[1] [Verma, Armstrong-Altrin, 2013], на которых показаны в разных сочетаниях поля составов терригенных пород (как обломочных, так и глинистых), характерных для пассивных и активных континентальных окраин, при/перикон-тинентальных и океанических островных дуг. При анализе получаемых с их помощью выводов следует иметь в виду, что диаграмма $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ наиболее приемлема при исследовании периостроводужных отложений, т.е. отложений, состав которых в существенной степени контролируется составом магматических и вулканических пород, размываемых в пределах расположенных вблизи областей их накопления вулканических дуг. Диаграмма SiO_2-K_2O/Na_2O может использоваться как для периостроводужных отложений (отложений глубоководных желобов, преддуговых, междуговых и задуговых бассейнов и др.), так и для отложений менее активных геодинамических обстановок. Диаграмма DF1–DF2 (нами использован ее высококремнистый, для составов с SiO_2 >63 мас.%,

[1] $DF1 = -0.263\times\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} + 0.604\times\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} - 1.725\times\ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj} + 0.660\times\ln(MnO/SiO_2)_{adj} + 2.191\times\ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.144\times\ln(CaO/SiO_2)_{adj} - 1.304\times\ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 0.054\times\ln(K_2O/SiO_2)_{adj} - 0.330\times\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} + 1.588$;

$DF2 = -1.196\times\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} + 1.064\times\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 0.303\times\ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj} + 0.436\times\ln(MnO/SiO_2)_{adj} + 0.838\times\ln(MgO/SiO_2)_{adj} - 0.407\times\ln(CaO/SiO_2)_{adj} + 1.021\times\ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} - 1.706\times\ln(K_2O/SiO_2)_{adj} - 0.126\times\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 1.068$.

Значок «adj» показывает здесь, что использованы содержания оксидов, пересчитанные на безводную основу, однако, как показано нами в публикации [Маслов и др., 2018а], использование непересчитанных таким образом концентраций оксидов не ведет к существенным ошибкам.

вариант) позволяет, как считают ее авторы, разграничивать отложения островодужных, рифтогенных и коллизионных обстановок, но это далеко не всегда так [Маслов и др., 2019; Маслов, Подковыров, 2020].

Таким образом, каждая из перечисленных диаграмм позволяет расшифровать только те обстановки, «узнавать которые она обучена». Конечно, на диаграмму $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ можно нанести точки состава платформенных аргиллитов, но вот принимать за «чистую монету» вывод о том, что они, скажем, представляют обстановки активной континентальной окраины (будучи локализованы в указанном поле), скорее всего, не следует. Это же относится и к возможному выводу о принадлежности их к пассивным континентальным окраинам (если фигуративные точки платформенных аргиллитов будут тяготеть к нему), так как данная диаграмма «обучена» на примере преимущественно различных периостроводужных обстановок.

На диаграмме $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ все фигуративные точки аргиллитов суировской свиты тяготеют к полю составов осадков периферии океанических островных дуг (рис. 9а). На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O, напротив, все точки состава аргиллитов сосредоточены в поле составов, типичных для пассивных континентальных окраин (см. рис. 9б). На диаграмме DF1–DF2 точки аргиллитов расположены в поле коллизионных обстановок (см. рис. 9в). Из всех трех возможных выводов более обоснованными представляются второй и третий. Но выбрать из них «наиболее правильный» невозможно.

Выводы

Сопоставление с PAAS показывает, что аргиллиты суировской свиты обладают сходными с ним содержаниями оксидов кремния, титана, алюминия, общего двухвалентного железа и калия. Заметно более низкими в них являются содержания CaO, Na_2O и P_2O_5. На диаграмме $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_3^*+MgO)/SiO_2$ (диаграмма НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000]) фигуративные точки аргиллитов локализованы в области перекрытия полей I (преимущественно каолинитовые глины), II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины), а также в поле V (хлорит-смектит-иллитовые глины). Слабая положительная корреляция между модулями ТМ и ЖМ в аргиллитах и выраженная отрицательная корреляция между модулями НКМ

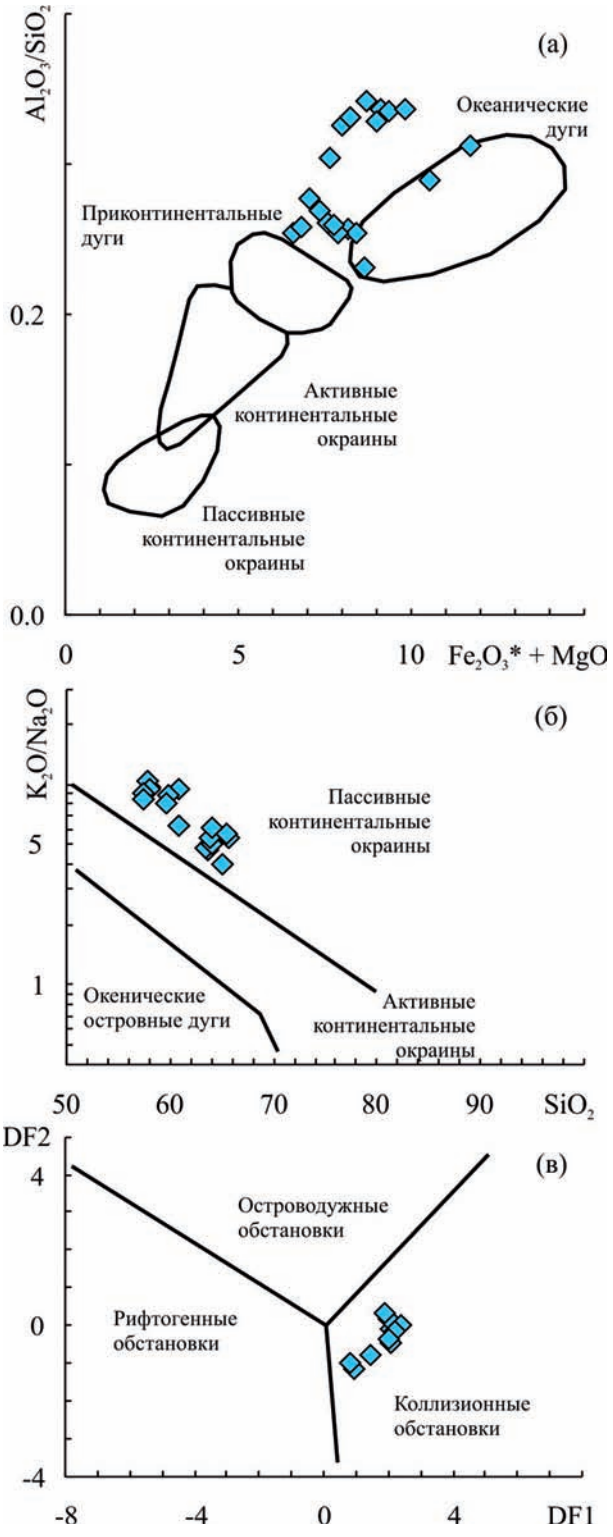


Рис. 9. Положение фигуративных точек глинистых пород суировской свиты на диаграммах $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ (а), SiO_2-K_2O/Na_2O (б) и DF1–DF2 (в)

Fig. 9. The position of the data points of clayey rocks of the Suirovo Formation on the diagrams $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ (a), SiO_2-K_2O/Na_2O (б) and DF1–DF2 (в)

и ГМ позволяет считать, что в составе глинистых пород свиты преобладает материал, прошедший только один седиментационный цикл. Соотношение в аргиллитах таких параметров, как K_2O/Na_2O и SiO_2/Al_2O_3 указывает, что аргиллиты суировской свиты не подверглись воздействию К-метасоматоза, а также процессов окремнения.

По величине гидролизатного модуля глинистые породы суировской свиты принадлежат преимущественно нормогидролизатам ($ГМ_{среднее}$ 0.41±0.06). Значение ГМ для аргиллитов суировской свиты сопоставимо с величиной ГМ для PAAS (0.43); это дает основание предполагать, что аргиллиты рассматриваемого уровня верхнего протерозоя западного склона Южного Урала сформированы за счет умеренно преобразованного процессами химического выветривания на палеоводосборах материала. Средняя величина индекса химического изменения для аргиллитов суировской свиты равна 74±4. По всей видимости, формирование тонкой алюмосиликокластики на палеоводосборах во время накопления отложений суировской свиты происходило в условиях теплого гумидного климата или же указанные палеоводосборы были сложены породами, в составе которых преобладали продукты такого выветривания. Исходя из приведенного среднего значения CIA, можно также предполагать, что климат суировского времени мог быть в какой-то мере сопоставим с климатом современных обстановок гумидного тропического климата. Однако это противоречит представлениям о принадлежности отложений толпаровской и суировской свит к «диамиктитовой последовательности» криогения или раннего венда.

Распределение фигуративных точек аргиллитов суировской свиты на ряде диаграмм, позволяющих судить о составе размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород, не дает возможности сделать определенный вывод.

На дискриминантных палеогеодинамических диаграммах фигуративные точки аргиллитов суировской свиты тяготеют либо к полю составов осадков периферии океанических островных дуг, либо к полю составов, типичных для пассивных континентальных окраин, либо к полю коллизионных обстановок. Из всех трех перечисленных вариантов более обоснованными представляются второй и третий. Но для выбора «наиболее правильного» из них необходимо привлечение дополнительных данных, например, по содержанию и соотношению ряда редких и рассеянных элементов [Маслов и др., 2020].

Автор искренне признателен С.А. Дубу и М.Т. Крупенину (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) за помощь в отборе образцов и их исследовании. Иллюстрации к статье выполнены Н.С. Глушковой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Список литературы:

Гареев Э.З. Петрохимия и эволюция составов терригенных пород как отражение процессов осадконакопления на примере стратотипа ашинской серии венда на Южном Урале // Палеогеография венда–раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 56–63.

Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 41–45.

Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1995. 23 с.

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. Литологические особенности диамиктитов на границе рифея и венда в разрезе Толпарово (Южный Урал) // Геологический сборник № 12 / ИГ УНЦ РАН. СПб: Свое издательство, 2015. С. 23–34.

Интерпретация геохимических данных / *Отв. ред. Е.В. Скляров.* М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124.

Маслов А.В. Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 6. С. 624–639.

Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.

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.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Котова Л.Н., Подковыров В.Н. Литохимические особенности песчаников машакской свиты (средний рифей, Южный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: материалы научных чтений памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 21. Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2018а. С. 153–161.

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.

Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20, № 1. С. 40–62. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Синрифтовые осадочные ассоциации (несколько литохимических этюдов). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. 172 с.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ножкин А.Д. Синрифтовые песчаники и глинистые породы: валовый химический состав и положение на ряде дискриминантных палеогеодинамических диаграмм // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 5. С. 439–465. DOI: 10.31857/S0024-497X20195439-465.

Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Иванов А.В., Страховенко В.Д., Черкашина Т.Ю. Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018б. 383 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

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

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. М.; Берлин: Директ-Медиа, 2015. 724 с.

Anderson J.B., Molnia B.F. Glacial-Marine sedimentation. Am. Geophys. Union Short Course Geol. 1989. Vol. 9. 127 p.

Armstrong-Altrin J.S., Verma S.P. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings // Sed. Geol. 2005. Vol. 177. P. 115–129. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2005.02.004.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91. P. 611–627. DOI: 10.1086/628815.

Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S., Whitehouse M.J., Collerson K.D. Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69. P. 1555–1573. DOI: 10.1016/j.gca.2004.09.023.

Brodzikowski K., Van Loon A.J. Glaciogenic sediments. Amsterdam: Elsevier, 1991. 674 p.

Caracciolo L., von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Critelli S., Manetti P., Marchev P. Petrological, geochemical, and statistical analysis of Eocene–Oligocene sandstones of the Western Thrace basin, Greece and Bulgaria // J. Sed. Res. 2012. Vol. 82. P. 482–498. DOI: 10.2110/jsr.2012.31.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. Vol. 104, P. 1–37. DOI: 10.1016/0009-2541(93)90140-E.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The in uence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. P. 2919–2940. DOI: 10.1016/0016-7037(95)00185-9.

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.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from majorelement chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299. P. 715–717. DOI: 0.1038/299715a0.

Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Springer, 2005. 308 p.

Powell R.D. Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quatenary examples // Mar. Geol. 1984. Vol. 57. P. 1–52. DOI: 10.1016/0025-3227(84)90194-4.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // J. Geol. 1986. Vol. 94. P. 635–650. DOI: 10.1086/629071.

Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. Vol. 67. P. 119–139. DOI: 10.1016/0009-2541(88)90010-1.

Ryan K.M., Williams D.M. Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins // Chem. Geol. 2007. Vol. 242. P. 103–125. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2007.03.013.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. Vol. 355. P. 117–133. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2013.07.014.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings // Sed. Geol. 2016. Vol. 332. P. 1–12. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2015.11.011.

Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatolo gy of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1990. Vol. 81. P. 49–57. DOI: 10.1016/0031-0182(90)90039-A.

References:

Anderson J.B., Molnia B.F. (1989) Glacial-Marine sedimentation. Am. Geophys. Union Short Course Geol., **9**, 127 p.

Armstrong-Altrin J.S., Verma S.P. (2005) Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sed. Geol.*, **177**, 115-129. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2005.02.004.

Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, **91**, 611-627. DOI: 10.1086/628815.

Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S., Whitehouse M.J., Collerson K.D. (2005) Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **69**, 1555-1573. DOI: 10.1016/j.gca.2004.09.023.

Brodzikowski K., Van Loon A.J. (1991) Glaciogenic sediments. Amsterdam, Elsevier, 674 p.

Caracciolo L., von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Critelli S., Manetti P., Marchev P. (2012) Petrological, geochemical, and statistical analysis of Eocene–Oligocene sandstones of the Western Thrace basin, Greece and Bulgaria. *J. Sed. Res*., **82**, 482-498. DOI: 10.2110/jsr.2012.31.

Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol*., **104**, 1-37. DOI: 10.1016/0009-2541(93)90140-E.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The in uence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940. DOI: 10.1016/0016-7037(95)00185-9.

Gareev E.Z. (1998) Petrochemistry and compositional evolution of terrigenous rocks as a re ection of sedimentation processes by the example of the stratotype of the Ashinskaya Group of the Vendian in the South Urals. *Paleogeografiya venda-rannego paleozoya Severnoi Evrazii* [Paleogeography of the Vendian – Early Paleozoic of Northern Eurasia]. Ekaterinburg, UrO RAN, 56-63. (In Russian).

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.

Gorozhanin V.M. (1988) On the question of the lower boundary of the Vendian in the Southern Urals. *Verkhnii dokembrii Yuzhnogo Urala i vostoka Russkoi plity* [Upper Precambrian of the Southern Urals and the East of the Russian Plate]. Ufa, IG BNTs UrO AN SSSR, 41-45. (In Russian).

Gorozhanin V.M. (1995) *Rubidii-strontsievyi izotopnyi metod v reshenii problem geologii Yuzhnogo Urala*. Avtoref. dis. … kand. geol.-min. nauk [Rubidium-strontium isotope method in solving problems of geology of the Southern Urals: Extended abstr. … Cand. of Sci. (Geol. Mineral.) dissertation]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 23 p. (In Russian).

Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Kanipova Z.A., Biktimerova Z.R. (2015) Lithological features of diamictites from Riphean and Vendian boundary deposites (Tolparovo section, South Urals). *Geologicheskii sbornik № 12 IG UNTs RAN* [Geological collection No. 12 IG UNTs RAN]. St. Petersburg, Svoe izdatel'stvo Publ., 23-34. (In Russian).

Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh [Interpretation of geochemical data] (2001) (Ed. E.V. Sklyarov). Moscow, Intermet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russian).

Keller B.M., Veis A.F., Gorozhanin V.M. (1984) Tolparovo section of the Upper Precambrian (South Urals). *Izv. AN SSSR. Ser. geol*., (9), 119-124. (In Russian).

Maslov A.V. (2000) Some Speci c Features of Early Vendian Sedimentation in the Southern and Middle Urals. *Lithology and Mineral Resources*, (6), 556-570.

Maslov A.V. (2005) *Osadochnye porody: metody izucheniya i interpretatsii poluchennykh dannykh* [Sedimentary rocks: methods of studying and interpreting the obtained data]. Ekaterinburg, UGGU Publ., 289 p. (In Russian).

Maslov A.V. (2021) Possible "current climate images" of deposits of various lithostratigraphic units of the Ural's Riphean and Vendian. *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (1), 38-45. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-1-4. (In Russian).

Maslov A.V., Gareev E.Z., Kotova L.N., Podkovyrov V.N. (2018a) Lithochemical features of sandstones of the Mashak Formation (Middle Riphean, South Urals). *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii: materialy nauchnykh chtenii pamyati P.N. Chirvinskogo*. Vyp. 21 [Problems of mineralogy, petrography and metallogeny: materials of scienti c readings in memory of P.N. Chirvinsky, Is. 21] Perm': PGNIU Publ., 153-161. (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)]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., **1**, 351 p. (In Russian).

Maslov A.V., Mel'nichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. *Litosfera*, **20** (1), 40-62. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62. (In Russian).

Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2020) *Sinriftovye osadochnye assotsiatsii (neskol'ko litokhimicheskikh etyudov)* [Synrift sedimentary associations (several lithochemical studies)]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 172 p (In Russian).

Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Gareev E.Z., Nozhkin A.D. (2019) Synrift Sandstones and Mudstones: Bulk Chemical Composition and Position in Some Discriminant Paleogeodynamic Diagrams. Lithology and Mineral Resources, (5), 390-411. DOI: 10.1134/s0024490219050055.

Maslov A.V., Shkol'nik S.I., Letnikova E.F., Vishnevskaya I.A., Ivanov A.V., Strakhovenko V.D., Cherkashina T.Yu. (2018b) *Ogranicheniya i vozmozhnosti litogeokhimicheskikh i izotopnykh metodov pri izuchenii osadochnykh tolshch* [Limitations and possibilities of lithogeochemical and isotopic methods in the study of sedimentary strata]. Novosibirsk: IGM SO RAN Publ., 383 p. (In Russian).

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

Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. (2005) Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Springer, 308 p.

Powell R.D. (1984) Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quatenary examples. *Mar. Geol*., **57**, 1-52. DOI: 10.1016/0025-3227(84)90194-4.

Roser B.P., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. *J. Geol*., **94**, 635-650. DOI: 10.1086/629071.

Roser B.P., Korsch R.J. (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol*., **67**, 119-139. DOI: 10.1016/0009-2541(88)90010-1.

Ryan K.M., Williams D.M. (2007) Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins. *Chemical Geol*jgy, **242**, 103-125. DOI: 10.1016/j.chemgeo. 2007.03.013.

Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya [Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology] (1983). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russian).

Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford, Blackwell, 312 p.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2013) New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of silici-clastic ediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geol*ogy, **355**, 117-133. DOI: 10.1016/j.chemgeo. 2013.07.014.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2016) Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sed. Geol*., **332**, 1-12. DOI: 10.1016/j.sedgeo. 2015.11.011.

Visser J.N.J., Young G.M. (1990) Major element geo-chemistry and paleoclimatolo gy of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol*., **81**, 49-57. DOI: 10.1016/0031-0182(90)90039-A.

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

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2015) *Geokhimicheskie i mineralogicheskie indikatory vulkanogennykh produktov v osadochnykh tolshchakh* [Geochemical and mineralogical indicators of volcanogenic products in sedimentary strata]. Moscow, Berlin, Direkt-Media Publ., 724 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 author:
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: 551.72 DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-4

ЗИГАНСКАЯ СВИТА АШИНСКОЙ СЕРИИ ВЕНДА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Н.Д. Сергеева, С.А. Солодова, А.А. Ратов

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

В статье дано детальное описание наиболее полных и хорошо обнаженных разрезов зиганской свиты ашинской серии венда: по р. Зиган (стратотип) и в междуречье Кукраук и Зиган в техногенных выемках автодороги Стерлитамак – Верхний Авзян на участке с. Макарово – с. Кулгунино, который предложен в качестве гипостратотипа зиганской свиты. Характерная фациальная изменчивость зиганских осадков по латерали отчетливо проявилась даже в близко расположенных разрезах: по р. Зиган, руч. Кукраук и в их междуречье, что позволяет судить об особенностях отдельных участков осадочного бассейна в зиганское время. Впервые на юге Алатауского антиклинория в разрезе зиганской свиты междуречья Кукраук и Зиган вскрыто несколько туфовых прослоев. Туфы представляют значительный интерес как объект датирования современными изотопными методами (по глинистым минералам и циркону) и материал при палеогеографических реконструкциях региона на рубеже венда и палеозоя. Наличие туфовых прослоев в подошве и кровле зиганской свиты позволяет определить возраст свиты, ее нижней границы и рубежа докембрий/кембрий.

Ключевые слова: венд, зиганская свита, ашинская серия, туф, стратотип, Алатауский антиклинорий, Южный Урал

ZIGAN FORMATION OF THE ASHA GROUP OF THE VENDIAN IN THE SOUTHERN URALS

N.D. Sergeeva, S.A. Solodova, A.A. Ratov

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

The article gives a detailed description of the most complete and well-exposed sections of the Zigan Formation of the Asha Group of the Vendian: along the Zigan river (stratotype) and in the inter uve of Kukrauk and Zigan in the technogenic excavations of the Sterlitamak – Verkhniy Avzyan highway in the section Makarovo village – Kulgunino village, which is proposed as the hypostratotype of the Zigan Formation. The characteristic facies lateral variability of the Zigan sediments was clearly manifested even in closely spaced sections: along the Zigan river, Kukrauk stream and in their inter uve, which makes it possible to make a judgment about the features of individual sections of the sedimentary basin in the Zigan time. For the rst time in the south of the Alatau anticlinorium, in the section of the Zigan Formation between the Kukrauk stream and Zigan river, several tuff interlayers have been exposed. Tuffs are of considerable interest as an object of dating by modern isotope methods (based on clay minerals and zircon) and as a material for paleogeographic reconstructions of the region at the Vendian-Paleozoic boundary. The presence of tuff interlayers at the base and top of the Zigan Formation makes it possible to determine the age of the formation, its lower boundary and the Precambrian / Cambrian boundary.

Keywords: Vendian, Zigan Formation, Asha Series, tuff, stratotype, Alatau anticlinorium, Southern Urals

Для цитирования: *Сергеева Н.Д., Солодова С.А., Ратов А.А.* Зиганская свита ашинской серии венда на Южном Урале // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 46–57. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-4.

For citation: Sergeeva N.D., Solodova S.A., Ratov A.A. (2021) Zigan Formation of the Asha Group of the Vendian in the Southern Urals. *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 46–57. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-4.

© Н.Д. Сергеева, С.А. Солодова, А.А. Ратов, 2021

Введение

Особый интерес к зиганской свите верхнего отдела вендской системы [Вендская…, 1985] связан с тем, что она завершает стратиграфическую последовательность отложений в разрезе докембрия на Южном Урале, является верхним членом молассовой формации орогенного этапа, завершающего крупный тектонический цикл геологической истории докембрия региона [Сергеева и др., 2019]. Отложения зиганской свиты отвечают котлинскому биостратиграфическому горизонту [Гражданкин и др., 2011], в развитии органического мира которого происходят переломные события, а именно: отмечено резкое сокращение таксономического разнообразия мягкотелых организмов («бесскелетной фауны») и увеличение роли макроводорослей («вендотениевой флоры») в экосистемах [Grazhdankin, 2014].

Отложения зиганской свиты распространены преимущественно на крыльях Алатауского антиклинория (рис. 1), где прослеживаются вдоль полосы развития пород куккараукской свиты, с которой зиганская связана постепенным переходом [Олли, 1948; Беккер, 1988; Козлов, 1982], а также в Каратауском антиклинории и Сулеймановской антиклинали. Фрагменты разреза свиты можно наблюдать по рекам Зиган (стратотип), Кукраук, Мендым, Инзер, Юрюзань и др., но наиболее полно отложения зиганской свиты представлены в дорожных выемках на новом участке (с. Макарово – с. Кулгунино) автодороги г. Стерлитамак – пос. Верхний Авзян (см. рис. 1, точка 1).

Описание разрезов

Зиганская свита (V_2zn) впервые была выделена А.И. Олли в 1940 г. со стратотипом по р. Зиган, в 1750 м ниже (по прямой) устья руч. Янаш (см. рис. 1, точка 2). Отложения зиганской свиты располагаются стратиграфически выше разногалечных конгломератов и песчаников куккараукской свиты и перекрыты светло-серыми полимиктовыми гравелитами такатинской свиты эмсского яруса нижнего девона. Стратотипический разрез зиганской свиты детально изучен В.И. Козловым [1982], и материалы этих исследований используются в статье, включая зарисовку разреза, стратиграфическую колонку и план к разрезу, которые самим автором не были опубликованы и приведены только в отчетах НИР [Козлов и др., 2008ф]. Соавторы отчета считают целесообразным опубликовать материалы, что сделает их более доступными для широкой аудитории.

В монографической работе В.И. Козловым [1982] дано следующее описание стратотипа зиганской свиты (снизу вверх, рис. 2 и 3).

V_2kk 1–3. Конгломераты и песчаники куккараукской свиты.

V_2zn 4. Песчаники полимиктовые, серые с зеленоватым оттенком, среднезернистые, слабоизвестковистые, разноплитчатые, слюдистые, с редкими прослоями (от 1–2 до 6–8, редко 10 см) алевролитов кварцевых, зеленовато-серых, слюдистых, тонкоплитчатых, прослоями косослоистых. Переход между песчаниками и алевролитами постепенный. Преобладающее падение слоистости ЗСЗ 275°∠25°. Нижняя граница слоя не обнажена. Мощность 40 м.

5. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, розовато-серые, слюдистые, разноплитчатые (от 2–3, 5–10 до 30–50 см). В основании содержатся редкие и не выдержанные по мощности (от 3–5 до 10–80 см, редко 1–1.2 м) прослои розовато-зеленовато-серых полимиктовых алевролитов; нередко породы имеют косую слоистость. Падение слоистости З 270°∠23°. Нижняя граница слоя проведена условно по смене окраски пород. Мощность 45 м.

6. Задерновано по мощности 20 м. Обломки и щебенка пород слоя 5. Разрез продолжается по правому берегу р. Зиган.

7. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые, иногда преимущественно кварцевые, среднезернистые, с желтоватым оттенком, слюдистые, прослоями известковистые, с волновыми знаками ряби. Наблюдаются прослои (от 2–5 до 10–15 см) алевролитов аналогичного песчаникам состава и облика. Породы разноплитчатые (от 1–6 до 10–15 см). Падение слоистости ЗСЗ 280°∠20°. Нижняя граница слоя проведена условно по смене окраски пород. Мощность 25 м.

8. Задерновано по мощности 45 м. Наблюдаются разрозненные гривки песчаников и алевролитов, аналогичных описанным в слое 5.

9. Алевролиты полимиктовые, серые и зеленовато-серые, отдельными прослоями известковистые, тонкоплитчатые. В верхней половине слоя в алевролитах появляются прослои песчаников (от 5 до 10 см), аналогичных описанным в слое 7. Падение слоистости ЗСЗ 275°∠25°. Нижняя граница слоя не обнажена. Мощность 75 м.

10. Задерновано по мощности 100 м. Отмечена щебенка пород слоя 9. Далее разрез продолжается по левому берегу р. Зиган.

11. Песчаники полимиктовые и кварцевые, мелкозернистые, зеленовато-серые, разноплитчатые (от 2–5, 8–10 до 30–40 см), слюдистые, в различной степени известковистые, местами с редкими прослоями (от 2–5 до 10–15 см) алевролитов того же состава и облика. Переход между песчаниками и алевролитами постепенный. Падение слоистости ЗСЗ 280°∠28°. Нижняя граница слоя не обнажена. Мощность 35 м.

12. Неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники полимиктовые, средне- и мелкозернистые, серые, зеленовато-серые, известковистые, неравномерно плитчатые (5–10, 30–40, иногда 70 см). Алевролиты преимущественно кварцевого состава, зеленые и зеленовато-серые, тонкоплитчатые, слюдистые, образую-

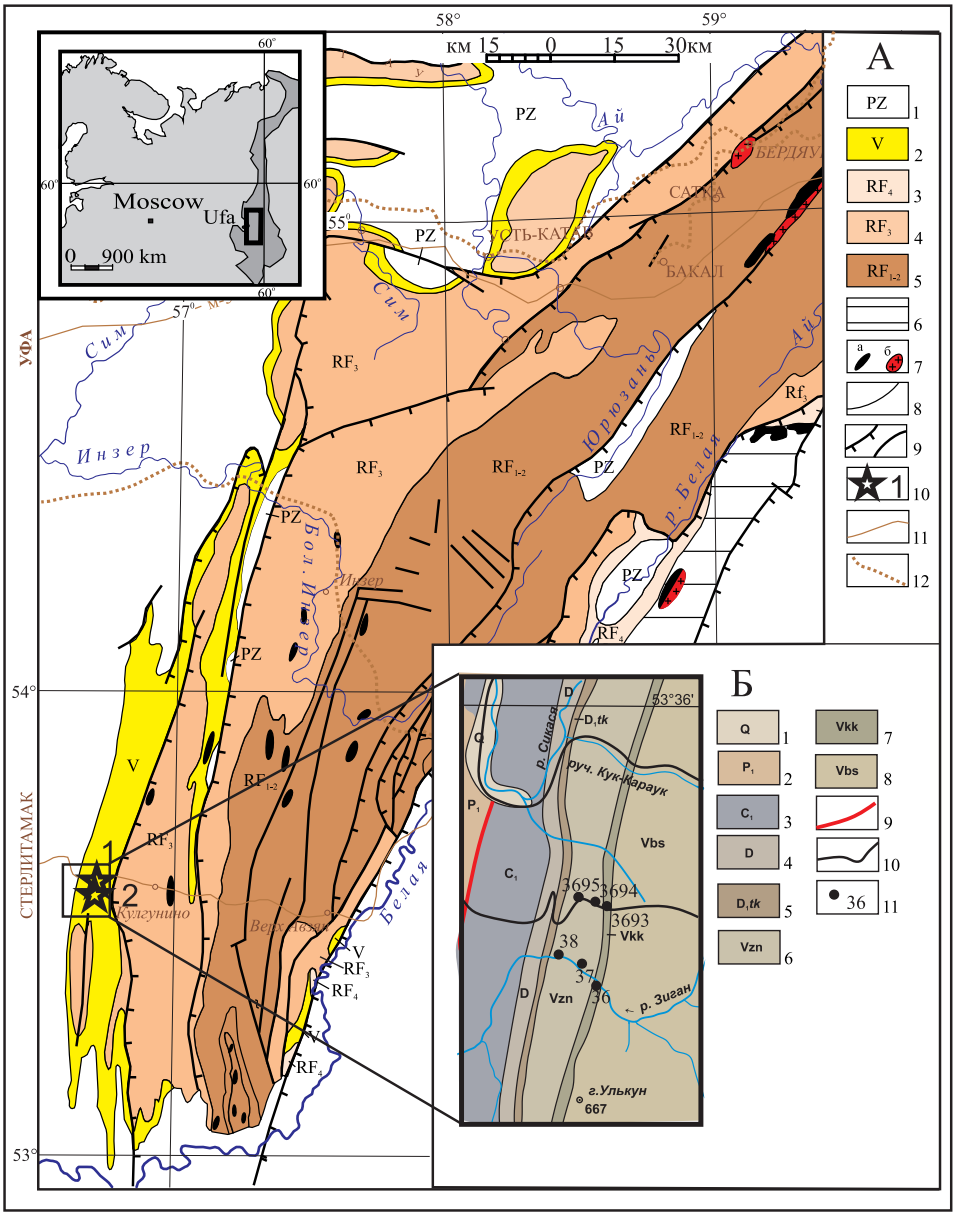


Рис. 1. А — Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория Южного Урала, по [Геологическая…, 2002] с упрощением. Б — геологическая карта района исследований, по [Синицын, Синицына, 1968] с изменениями

Условные обозначения к карте: **А.** Нерасчлененные отложения: 1 — палеозоя, 2 — венда, 3–5 — рифея: 3 — завершающего, 4 — верхнего, 5 — среднего и нижнего; 6 — метаморфические образования Уралтауского антиклинория; 7 — магматические образования: габбродолериты (а) и граниты (б); 8 — геологические границы; 9 — основные разрывные нарушения; 10 — местоположение разрезов: 1 — по автодороге на участке с. Макарово – с. Кулгунино; 2 — по р. Зиган; 11 — автодороги; 12 — железные дороги. **Б.** 1–3 — нерасчлененные отложения: 1 — четвертичные, 2 — перми, 3 — карбона, 4 — девона; 5 — такатинская свита эмсского яруса нижнего девона; 6–8 — отложения ашинской серии венда. Свиты: 6 — зиганская, 7 — куккараукская, 8 — басинская; 9, 10 — границы: 9 — тектонические, 10 — геологические; 11 — номера изученных обнажений.

Fig. 1. A — Schematic geological map of the Bashkirian meganticlinorium of the Southern Urals after [Geologicheskaya…, 2002], simplified. B — geological map of the study area according to [Sinitsyn, Sinitsyna, 1968] with changes

Map legends: A. Undivided deposits: 1 — Paleozoic, 2 — Vendian, 3–5 — Riphean: 3 — Terminal, 4 — Upper, 5 — Middle and Lower; 6 — metamorphic formations of the Uraltau anticlinorium; 7 — magmatic formations: gabbrodolerites (a) and granites (b); 8 — geological boundaries; 9 — major faults; 10 — location of the sections: 1 — along the road section between Makarovo village – Kulgunino village; 2 — along the Zigan river; 11 — highways; 12 — railways. B. Undivided deposits: 1 — Quaternary; 2 — Permian; 3 — Carboniferous; 4 — Middle and Upper Devonian; 5 — Takata Formation of the Emsian Stage of the Lower Devonian; 6–8 — Vendian deposits of the Asha Group. Formations: 6 — Zigan, 7 — Kukkarauk, 8 — Basa; 9, 10 — boundaries: 9 — tectonic, 10 — geological; 11 — numbers of the studied outcrops.

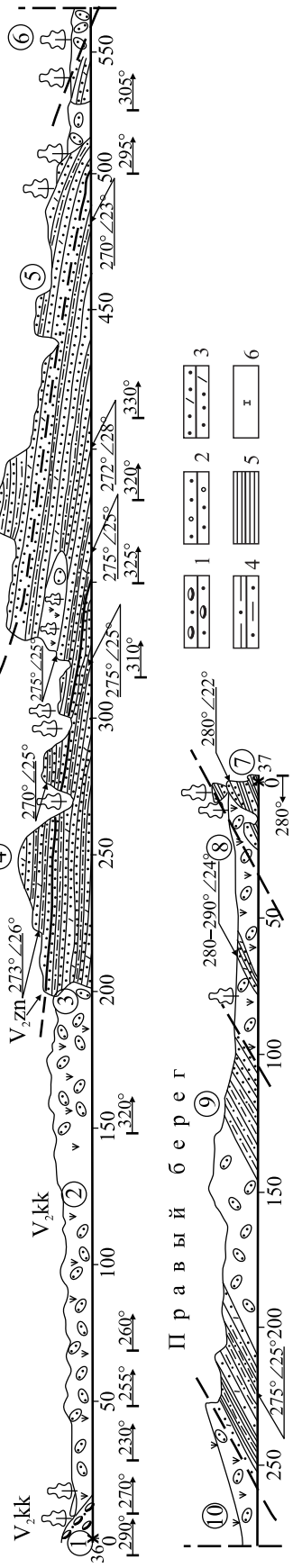


Рис. 2. Разрез отложений зиганской свиты по р. Зиган (обнажения 36, 37, 38) Зарисовка фрагментов разреза по В.И. Козлову [Козлов и др., 2008ф]

Условные обозначения: 1 — конгломерат; 2 — гравелит; 3 — песчаник полимиктовый; 4 — алевролит; 5 — аргиллит; 6 — кальцитизация. Цифры в кружках — номера слоев.

Fig. 2. Section of the Zigan Formation sediments along the Zigan river (outcrops 36, 37, 38) Sketch of fragments of the section from [Kozlov et al., 2008ф]

Legend: 1 — conglomerates; 2 — gravelstones; 3 — polymictic sandstone; 4 — siltstone; 5 — shales; 6 — calci cation. Numbers in circles — layer number.

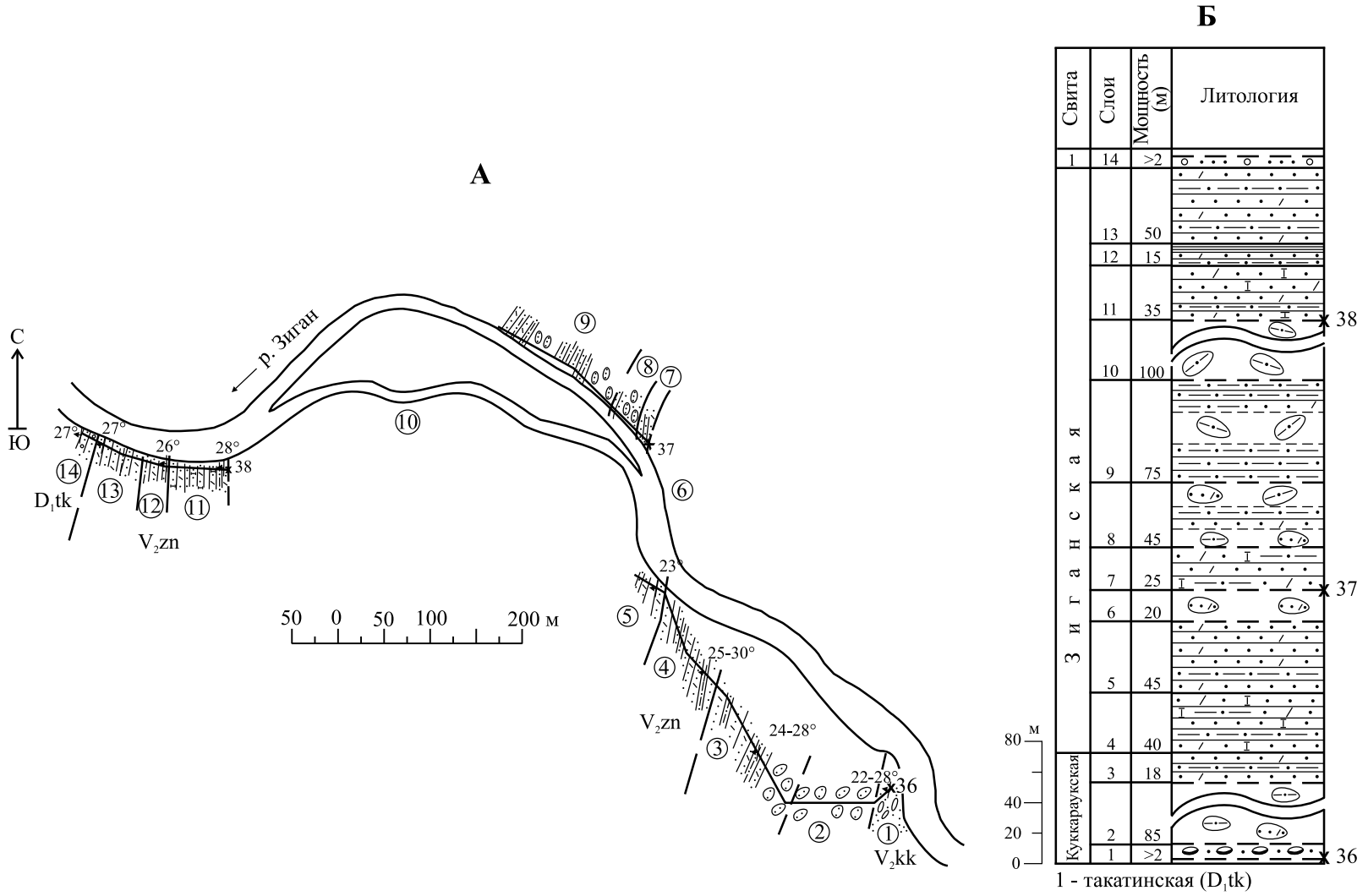


Рис. 3. План и литолого-стратиграфическая колонка разреза отложений зиганской свиты по р. Зиган (обнажения 36, 37, 38). Составлено В.И. Козловым [Козлов и др., 2008ф]

Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 3. Plan and lithologic-stratigraphic column of the Zigan Formation sediments section along the Zigan river (outcrops 36, 37, 38). Compiled by V.I. Kozlov [Kozlov et al., 2008ф]

Legend see in the g. 2.

щие прослои от 2–3 до 30–40, редко 70–120 см. Аргиллиты зеленовато-серые и в редких прослоях толщиной около 1 см розовато-серые. Падение слоистости З 270°∠26°. Нижняя граница слоя четкая, ровная и проведена по кровле подстилающих песчаников. Мощность 15 м.

13. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, иногда среднезернистые, зеленые и зеленовато-серые, плотные, слюдистые, прослоями известковистые или глинистые. Участками песчаники постепенно переходят в алевролиты того же состава и облика. Песчаники плитчатые (0.5–1, 2–3, 10–15 см). Падение слоистости СЗ 290°∠27°. Нижняя граница слоя не обнажена. Мощность 50 м.

D_1*tk* 14. Гравелиты полимиктовые, светло-серые с желтоватым оттенком, в цементе их грубозернистые кварцевые песчаники, гравийные зерна и мелкая галька хорошо окатанная, средний размер их в диаметре от 1 мм до 1 см и 3–4 см. Галька представлена жильным кварцем, алевролитами и песчаниками полимиктовыми, мелкозернистыми, зеленовато-серыми. Падение слоистости ЗСЗ 275°∠27°. Нижняя граница слоя не обнажена. Мощность более 2 м.

В стратотипическом разрезе зиганская свита представлена преимущественно песчаниками (около 65% мощности свиты), меньше алевролитами (34%), в подчиненном количестве (около 1%) присутствуют аргиллиты [Козлов, 1982]. Песчаники полимиктовые, реже кварцевые, средне- и мелкозернистые, зеленовато- и розовато-серые, слюдистые, слабо известковистые, разноплитчатые, содержат прослои алевролитов того же состава и облика. Переход между песчаниками и алевролитами постепенный. В породах наблюдаются косая слоистость, знаки ряби и волнений. Зеленовато- и розовато-серые аргиллиты отмечаются в редких маломощных прослоях. Падение слоистости пород западное (270–280°∠20–28°). Мощность зиганской свиты в стратотипе 450 м. На подстилающих отложениях куккараукской свиты она залегает с постепенным переходом и с размывом перекрывается кварцевыми песчаниками такатинской свиты эмсского яруса нижнего девона (см. рис. 2 и 3, описание слоя 14).

Обнаженность отложений зиганской свиты в стратотипе недостаточная, да и сам разрез труднодоступен для изучения и демонстрации. В настоящее время, как отмечено выше, легкодоступный и наиболее полно вскрытый разрез отложений зиганской свиты описан в дорожных выемках (**обнажения 3693–3695**) по автодороге г. Стерлитамак–пос. Верхний Авзян на новом участке с. Макарово–с. Кулгунино, проложенном в междуречье Зигана и Кукраука в 2 км севернее стратотипа (см. рис. 1, точка 1).

Обнажение 3693 (N 53°34.239', E 056°40.953') находится в 68 км от г. Стерлитамак по автодороге г. Стерлитамак–пос. Верхний Авзян, где в дорожных выемках стратиграфически выше конгломератов куккараукской свиты вскрыт следующий разрез отложений зиганской свиты (рис. 4).

V_2*kk* 1. Конгломераты разногалечные (см. рис. 4, фото 4.2). Галька хорошо окатанная, округлой, овальной или неправильной формы (размер от 0.5×1 см до 15–20 см), представлена преимущественно кварцевыми песчаниками разнозернистыми до гравийных, с единичной темно-серой уплощенной галькой (0.4×1 см) кварцевого алевролита и галькой (3×5 см) гранитоидного облика. Галька не сортирована и распределена неравномерно. Цемент конгломератов глинисто-кварцевый (алеврито-песчанистый) легко разрушается, составляет 10–20%. Падение слоистости ЗСЗ 280°∠11–12°. Мощность 20 м.

2. Задерновано по мощности 30 м. Обломки и щебенка конгломератов.

V_2*zn* 3. Задерновано по мощности 32 м. Обломки и щебенка алевролитов зиганской свиты. Контакт куккараукской и зиганской свит задернован и проведен условно по появлению щебенки алевролитов (см. рис. 4, литолого-стратиграфическая колонка).

4. **Обнажение 3694** (N 53°34.239', E 056°40.953') находится в 400 м по автодороге от обн. 3693 (см. рис. 4, план разреза). Здесь в дорожной выемке высотой более 15 м вскрыты: алевролиты (преобладают), аргиллиты и песчаники в неравномерном чередовании. Алевролиты и песчаники полимиктовые, по напластованию наблюдается мелкая слюда (серицит); тонко- и среднеплитчатые (1–10 см), зеленовато-серые. Прослоями алевролиты переходят в мелкозернистые песчаники, слоистые за счет тонких глинистых слойков. Цвет пород серый с голубоватым оттенком. Наблюдаются прослои алевролитов и аргиллитов вишневой окраски. На поверхности алевролитов отмечаются знаки волнений (рис. 5.1), а в аргиллитах — трещины гидроразрыва.

В 20 м от подошвы слоя отмечаются два туфовых прослоя мощностью около 30 см (монтмориллонитовая глина). Падение слоистости З 260–280°∠20–25°. Мощность 48 м.

5. Задерновано по мощности 120 м.

Обнажение 3695 (N 53°34.385' и E 056°40.193') находится в 600 м по автодороге от обнажения 3694 (см. рис. 4, план разреза). Здесь в дорожной выемке высотой около 20 м вскрыты:

1. Алевролиты и аргиллиты серые, тонкоплитчатые, в неравномерном переслаивании. Нижняя граница слоя проведена по подошве аргиллитов (мощностью 1.2 м). Падение слоистости ЮЗ 260°∠26°. Мощность 14 м.

2. Переслаивание пород, аналогичное описанному в слое 1, но с тонкими слойками зеленовато-серых разностей. Мощность 6 м.

3. Переслаивание серых с голубоватым оттенком алевролитов и аргиллитов тонкоплитчатых, слюдистых. Прослои алевролитов имеют мощность до 1.5 м, аргиллитов — до 1.2 м, по подошве последнего проведена нижняя граница слоя. Мощность 20 м.

4. Переслаивание алевролитов и аргиллитов, аналогичное описанному в слое 3, но появляются прослои (мощность

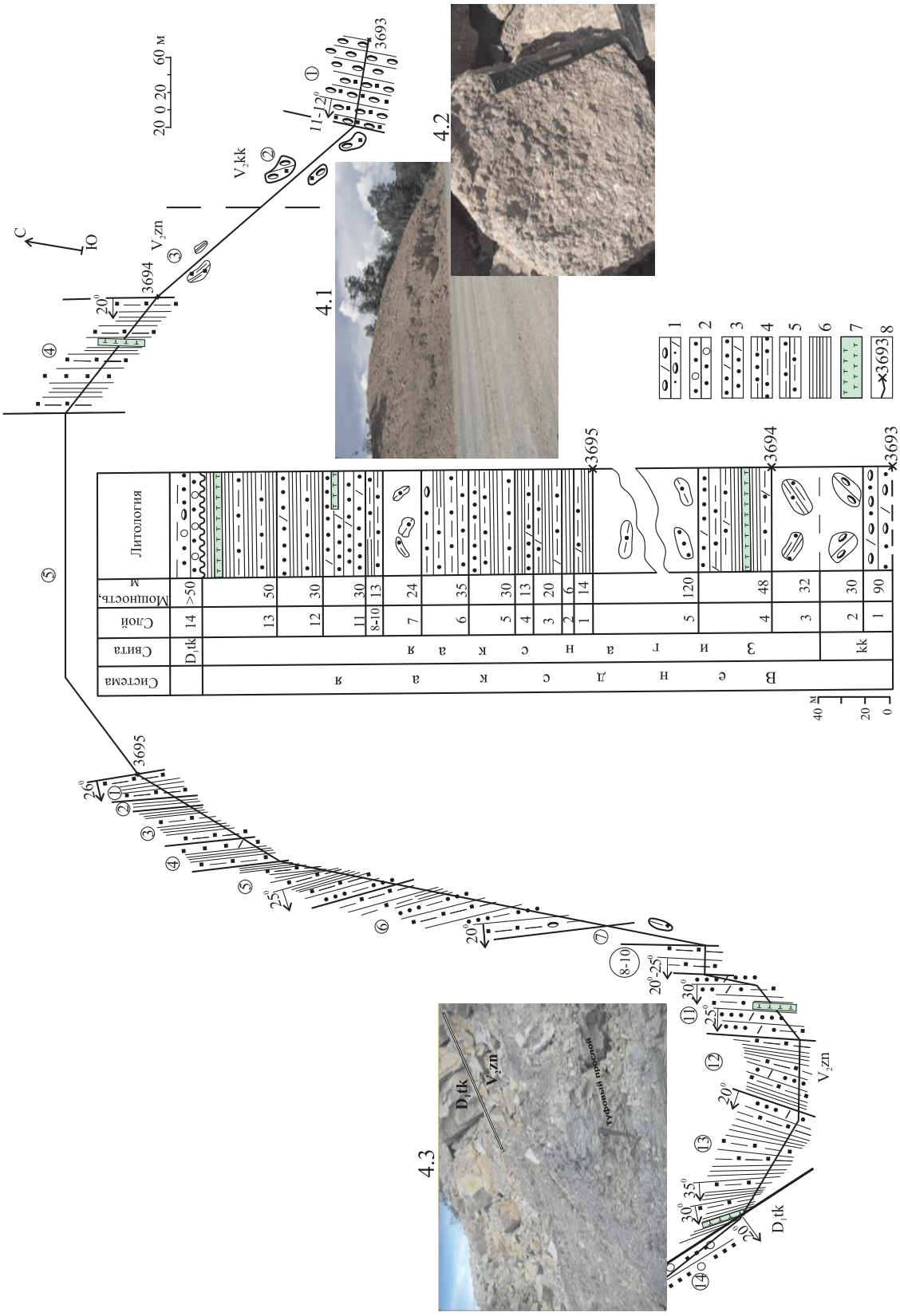


Рис. 4. План и литолого-стратиграфическая колонка отложений зиганской свиты в междуречье Кукраук и Зиган в дорожных выемках на участке автодороги с. Макарово – с. Кулгунино (обнажения 3693, 3694, 3695)

Fig. 4. Plan and lithological-stratigraphic column of the Zigan formation in road cuts on the road section Makarovo village – Kulgunino village (outcrops 3693, 3694, 3695) between the Kukrauk and Zigan rivers

Условные обозначения к рис. 4: 1 — конгломерат полимиктовый; 2 — гравелит и гравийный песчаник; 3, 4 — песчаник полимиктовый (3) и алевритовый (4); 5 — алевролит; 6 — аргиллит; 7 — туф; 8 — номер обнажения. *На фотографиях:* 4.1 — общий вид фрагмента дорожной выемки куккараукских конгломератов (обн. 3693); 4.2 — мелкогалечный конгломерат куккараукской свиты; 4.3 — контакт зиганской свиты венда и такатинской свиты девона.

Fig.4 legend: 1 — conglomerates polymictic; 2 — gravelstones and gravel sandstone; 3, 4 — polymictic (3) and silty (4) sandstone; 5 — siltstone; 6 — shales; 7 — tuff; 8 — number of the outcrop. *In the photos:* 4.1 — general view of a fragment of the road excavation of the Kukkarauk conglomerates (outcrop 3693); 4.2 — small-pebble conglomerate of the Kukkarauk Formation; 4.3 — contact between the Vendian Zigan Formation and the Devonian Takata Formation.

Рис. 5. Текстурные особенности пород зиганской свиты

1 — знаки волновой ряби в алевролитах (сл. 4, обн. 3694); 2–3 — гальки (30×40 см, 30×45×10 см) уплотненного песчаника со скорлуповатой отдельностью (сл. 6, обн. 3695); 4 — знаки волнений в песчаниках, расстояние между валиками 15 см (сл. 11, обн. 3595); 5 — глинистые пластинки по напластованию в песчаниках (сл. 12, обн. 3595).

Fig. 5. Textural features of the rocks of the Zigan Formation

1 — signs of wave ripples in siltstones (layer 4, outcrop 3694); 2–3 — pebbles (30×40 cm, 30×45×10 cm) of compacted sandstone with shell-like detachment (layer 6, outcrop 3695); 4 — signs of disturbances in sandstones, the distance to between is 15 cm (layer 11, outcrop 3595); 5 — clay plates by bedding in sandstones (layer 12, outcrop 3595).

60 см) песчаников мелкозернистых, полимиктовых, серых, массивных, крепких. Нижняя граница слоя 4 проведена по подошве песчаника. Мощность 13 м.

5. Аргиллиты и алевролиты глинисто-кварцевые, серые с голубоватым оттенком в неравномерном переслаивании. В кровле слоя появляются (в раздувах до 30 см) песчаники мелкозернистые, серые, плотные, крепкие. Падение слоистости ЮЗ 250°∠25°. Мощность 30 м.

6. Алевролиты глинисто-кварцевые, зеленовато-серые, тонкоплитчатые, с тонкими слойками аргиллитов. Наблюдаются прослои (20–30 см) более плотных кварцевых алевролитов серой окраски. В кровле слоя алевролиты содержат округло-овальные скорлуповатые «гальки» песчаников (размером 30×40 и 30×45×10 см, рис. 5.2 и 5.3). Падение слоистости ЗЮЗ 260–270°∠20°. Мощность 35 м.

7. Задерновано по мощности 24 м. Глыбы и щебенка описанных выше пород.

8. Песчаники глинисто-кварцевые, мелкозернистые, алевритистые, зеленовато-серые, слюдистые, слоистые за счет тонких глинистых слойков, разноплитчатые (средне-, тонкоплитчатые: от 1 до 3–5 см). На плоскостях наслоения наблюдаются темно-бурые железистые пленки. Мощность 4.0 м.

9. Песчаники, аналогичные таковым слоя 8, но более плотные и массивные. Падение слоистости З 270–280°∠20°–25°. Мощность 2.8 м.

10. Алевролиты глинисто-кварцевые, тонкоплитчатые (0.5 см), зеленовато-серые. Мощность 6 м.

11. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые и темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, слюдистые (серицитизированные), плотные, массивные, среднеплитчатые. По плоскостям наслоения в песчаниках отмечаются текстуры струйчатых течений, знаки ряби и крупных волнений (см. рис. 5.4) и текстуры похожие на отпечатки водорослей (Арумберия?) В 10 м от кровли слоя отмечен прослой (40 см) туфа. Падение слоистости З 270–275°∠30–25°. Мощность 30 м.

12. Переслаивание песчаников мелкозернистых, полимиктовых, коричневато-желтовато-серых, массивных, слюдистых; алевролитов, по составу и облику аналогичных песчаникам, и аргиллитов желтовато-коричневато-серых. Отмечаются прослои (около 15 см) глинистой массы с обилием аргиллитовых пластинок (тонкие – 1–2–3 мм) округлой и овальной формы. Цементирующий глинистый материал светло-зеленовато-серый, а пластинки серые, темно-серые, зеленовато-серые и желтовато-коричневые. В песчаниках по напластованию также отмечаются аналогичные глинистые пластинки (см. рис. 5.5). Падение слоистости ЗСЗ 280°∠20°. Мощность 30 м

13. Неравномерное переслаивание алевролитов и аргиллитов, но количественное соотношение пород приблизительно равное. Алевролиты глинисто-кварцевые, зеленовато-серые, слоистые (за счет глинистых тонких слойков), слабо слюдистые. Аргиллиты глинистые, зеленовато-серые. При выветривании аргиллиты рассыпаются на полигональные пластинки. Прослои алевролитов имеют мощность около 30 см, а аргиллитов — около 40 см, но в них также могут содержаться тонкие слойки алевролитов. В кровле слоя наблюдаются два туфовых прослоя мощностью около 30–40 см. Падение слоистости З 270–260°∠35–30°. Нижняя граница слоя проведена по кровле песчаника (0.7 м мощность) подстилающего слоя 12. Мощность 53 м.

D_1*etk* 14. Песчаники кварцевые, разнозернистые (от мелкозернистых до гравийных), светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком, возможно, за счет глинисто-хлоритовой примеси в цементе, или розовато-серые за счет ожелезнения по трещинам, порам и напластованию, массивные. Прослоями песчаники переходят в гравелиты кварцевые, светло-серые и содержат мелкую кварцевую гальку, которая концентрируется иногда в тонкие прослои. В основании слоя отмечается косая слоистость и крупные гальки (пластинки) глинистого состава, зеленовато-серого цвета. Мощность более 50 м.

Нижняя граница слоя проведена по подошве светло-серых кварцевых песчаников такатинской свиты эмсского яруса нижнего девона (D_1). Непосредственный контакт отложений зиганской свиты венда и такатинской свиты нижнего девона завален глыбами песчаника.

Мощность зиганской свиты составляет 465 м.

В отличие от стратотипического разреза по р. Зиган здесь свита имеет немного большую мощность осадков и иное соотношение пород в переслаивании: преобладают алевролиты (53%), подчиненную роль играют аргиллиты (29%) и песчаники (18%). По плоскостям наслоения в песчаниках и алевролитах отмечаются текстуры струйчатых течений, знаки волновой ряби. Прослои туфов (мощностью около 30–40 см) отмечены среди аргиллитов в основании разреза и вблизи верхней границы зиганской свиты с кварцевыми светло-серыми песчаниками такатинской свиты нижнего девона (см. рис. 4). В нижней части разреза свиты (на 70 м по мощности) породы имеют зеленовато-серую и вишневую окраску, а выше по разрезу — исключительно серую, зеленовато-серую и темно-серую. Породы зиганской свиты в описанном разрезе имеют пологое западное падение слоистости, как и в стратотипе по р. Зиган. Из приведенного выше описания стратотипического и опорного разрезов зиганской свиты, а также ранее изученных разрезов свиты в Сулеймановской антиклинали и северной части Алатауского антиклинория [Сергеева и др., 2019] и результатов маршрутных исследований, проведенных в полосе распространения свиты, подтвержден вывод [Козлов, 1982] о ее фациальной изменчивости по латерали. Так, в разрезах по рекам Зиган и Кукраук преобладают песчаники (около 65% мощности свиты), алевролиты (34%) и аргиллиты (немного более 1%). В разрезе зиганской свиты в г. Усть-Катав преобладают аргиллиты, составляющие 51% мощности свиты, алевролиты (38%) и песчаники (14%). Несмотря

на меняющееся соотношение пород в переслаивании в разрезах зиганской свиты, общий петрографический состав, структурно-текстурные особенности и внешний облик их почти не меняются.

Литолого-петрографическая характеристика основных типов пород

Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, иногда крупнозернистые, зеленовато-серые, отдельными прослоями буровато-серые или серые с розоватым оттенком, плитчатые, реже массивные, неравномернослоистые. Слоистость градационная или за счет наличия аргиллитовых и алевролитовых слойков различной толщины, часто растащенных, оборванных и взмученных. В составе песчаника: кварц (от 30–35 до 50%), плагиоклаз (от 3–5% до 10–12%, редко 20–25%) бурый, сильно глинизированный, монокристалличный, реже сдвойникованный и обломки пород (от 10–15% до 40%). Последние представлены алевролитами и песчаниками кварцевыми, слюдисто-кварцевыми, глинистыми породами, иногда филлитизированными, кремнистыми породами, редко отмечаются обломки кварцитов, микросланцев слюдисто-кварцевых, жильных пород гранитоидного состава с реликтовыми, микрографическими и микросферолитовыми структурами; присутствуют редкие буроватые обломки вулканогенных пород основного состава, часть которых (10–15%) глинизирована или замещена микрочешуйками гидрослюды и замутнена окислами и гидроокислами железа так, что определить их первоначальный состав невозможно. В изменчивых количествах отмечаются сростки кварца, кварца с плагиоклазом или хлоритом и серицитом, лейкоксенизированные титанистые минералы, магнетит и пирит (от редких знаков до 1%). Присутствуют листочки биотита (от единичных знаков до 5%) гидратизированного, иногда замещенного хлоритом, мусковитом, окислами и гидроокислами железа, голубовато-зеленого хлорита (от 3 до 10%), пластинчатого мусковита (единичные знаки). Из акцессорных минералов отмечаются циркон, турмалин, редко гранат и апатит. Цемент в песчаниках распределен неравномерно, чаще всего зерна имеют конформные контакты и иногда регенерационный кварцевый или глинистый цемент (от 1–3 до 5 и редко 10%) с рассеянными точечными включениями железистых минералов. В отдельных прослоях песчаники слабо кальцитизированы (около 1% и лишь иногда до 5–10%).

Алевролиты по составу и внешнему облику аналогичны песчаникам, но имеют более темную зеленовато- и буровато-серую и розовато-серую окраску. Алевролиты неравномернослоистые за счет послойного обогащения глинистым цементом и проявления градационной сортировки обломочных зерен. В алевролитах также отмечаются микротекстуры подводного оползания и взмучивания, алевритовые, реже алевропсаммитовые структуры. Они крупно- или среднезернистые, хорошо или средне сортированные и прослоями содержат псаммитовую примесь (от 5 до 35–40%). Обломочные зерна угловатой, удлиненной, изометричной или сглаженно-угловатой формы, неокатанные или полуокатанные. От песчаников алевролиты отличаются более высоким содержанием кварца (до 60–65%), обломочных слюд, в основном биотита (15–20%) и более высоким содержанием обломков пород (15–20%) и различных сростков минералов (20–25%), лейкоксенизированных титанистых минералов, магнетита и эпидота (соответственно 2–3% и 1–2%). Цемент в алевролитах (от 7–10 до 33–40%) неравномерно послойно обогащен хлоритом, гидроокислами железа и рудным минералом. В крупнозернистых алевролитах цемент (не превышает 7–10%) пленочный, пленочно-поровый. В разнозернистых алевролитах содержание цемента колеблется от 10 до 35%.

Аргиллиты серовато-зеленые или бурые, иногда содержат миллиметровые алевритовые или песчаные слойки, обычно растащенные, поэтому породы нередко приобретают пятнистые текстуры. Структура в аргиллитах бластопелитовая и алевробластопелитовая. Основная ткань бледно-зеленой окраски, хлоритового и гидрослюдисто-хлоритового состава, в разной степени замутнена рудными минералами размерностью 0.01–0.02 мм. Алевритовая и реже псаммитовая примесь (зерна кварца, листочки слюды, зерна эпидота, циркона, турмалина и рудных минералов) глинизирована и замутнена окислами и гидроокислами железа.

Заключение

Отложения зиганской свиты в дорожных выемках на водоразделе руч. Кукраук и р. Зиган (обнажения 3594–3595) имеют наибольшую мощность (465 м), хорошо обнажены и легко доступны для изучения. Этот разрез предлагается в качестве гипостратотипического для зиганской свиты.

В большинстве разрезов отложения зиганской свиты перекрываются массивными кварцевыми песчаниками такатинской свиты нижнего девона, что способствовало сохранению отложений зиганской свиты от последующего размыва. При этом наиболее полные по мощности отложения свиты развиты в южной части Алатауского антиклинория.

Несмотря на фациальную изменчивость пород зиганской свиты по латерали: в стратотипе по р. Зиган и руч. Кукраук преобладают песчаники (65%), в дорожных выемках на участке автодороги с. Макарово–с. Кулгунино — алевролиты (53%) и аргиллиты (29%) и в г. Усть-Катав — аргиллиты (68%), породы имеют однотипный состав, что могло быть обусловлено близким комплексом пород — источников обломочного материала. Полимиктовые песчаники зиганской свиты содержат кластику преимущественно осадочных пород, снос которых мог происходить с бортов межгорных прогибов тиманского орогена, сложенных осадочными рифейскими образованиями. В подчиненном количестве присутствуют обломки магматических и метаморфических образований, источником которых могли служить выступы кристаллического фундамента Русской плиты, гранитные интрузии (Барангуловский и Мазаринский массивы и др. [Краснобаев и др., 2007]) и осадочно-метаморфизованные образования аршинской серии завершающего рифея [Краснобаев и др., 2012], расположенные восточнее (в современных координатах) зиганского осадочного бассейна.

На юге Алатауского антиклинория в разрезе зиганской свиты междуречья Кукраук и Зиган впервые вскрыто несколько туфовых прослоев. И хотя нет определенного ответа на вопрос: откуда поступал пепловый материал в зиганское время на территорию Южного Урала, сами туфы представляют значительный интерес как объект датирования современными изотопными методами (по глинистым минералам и циркону) и материал при палеогеографических реконструкциях региона на рубеже венда и палеозоя. Наличие туфовых прослоев в подошве и кровле зиганской свиты позволит обосновать возраст свиты, ее нижней границы и рубежа докембрий/кембрий.

Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН (тема гос. задания № 0246-2019-0087) и при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00886.

Список литературы:

Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М.: Наука. 1985. Т. 2: Стратиграфия и геологические процессы. 240 с.

Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41) – Уфа. СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002 г.

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.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 2. С. 241–246.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140.

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во СГУ, 1948. 414 с.

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.

Синицын И.И., Синицына З.А. Объяснительная записка к геологической карте СССР. М 1:200 000. Сер. Южно-Уральская. N-40-XXI. М.: Госгеолком СССР, 1968. 70 с.

Grazhdankin D. Patterns of evolution of the Edicaran soft-bodied biota // J. Paleontol. 2014. Vol. 88. P. 269–283.

References:

Becker Ju.R. (1988) *Molassy dokembriya* [Molasses of the Precambrian]. Leningrad, Nedra Publ., 288 p. (In Russian)

Geologicheskaya karta Rossiiskoi Federacii i sopredel'noi territorii respubliki Kazahstan. Masshtab 1:1 000 000 (novaya seriya). List N-40 (41)–Ufa [Geological map of the Russian Federation and adjacent territory of the Republic of Kazakhstan. Scale 1:1,000,000 (new series). The sheet N-40(41)–Ufa] V.I. Kozlov (ed.). St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2002. (In Russian).

Grazhdankin D. (2014) Patterns of evolution of the Edicaran soft-bodied biota. *J. Paleontol.*, **88**, 269-283.

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

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

Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Larionov A.N., Nehorosheva A.G., Berezhnaja N.G. (2007) Polygenic-polychronic zirconology and the age problem of the Barangulov gabbro-granite complex. *Doklady Earth Sciences*, **416**(2), 241-246. (In Russian).

Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2012) New data on zircon geochronology of Arshin volcanic rocks (South Urals). *Litosfera*, (4), 127-140. (In Russian).

Olli A.I. (1948) *Drevnie otlozheniya zapadnogo sklona Urala* [Ancient deposits of the western slope of the Urals]. Saratov, University Publ., 414 p. (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).

Sinitsyn I.I., Sinitsyna Z.A. (1968) *Obyasnitel'naja zapiska k geologicheskoi karte SSSR. M 1:200000. Ser. Juzhno-Ural'skaya. N-40-XXI* [Explanatory note to the geological map of the USSR. M 1:200,000. Ser. South Ural. N-40-XXI]. Moscow, Gosgeolkom SSSR, 70 p. (In Russian).

Vendskaya sistema. Istoriko-geologicheskoe i paleontologicheskoe obosnovanie. T. 2. Stratigrafiya i geologicheskie protsessy (1985) [Vendian system. Historical-geological and paleontological substantiation. Vol. 2: Stratigraphy and geological processes]. Moscow, Nauka Publ., 240 p. (In Russian).

Сведения об авторах:

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.

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

Ратов Александр Александрович, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г.Уфа. E-mail: ratov1990@icloud.com

About the autors:

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.

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

Ratov Alexander Alexandrovich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: ratov1990@icloud.com

УДК 551.83+551.733.1 (470.57)

DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-5

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА В РАЗРЕЗАХ НАБИУЛЛИНО И КУРГАШЛЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Е. Н. Горожанина, В. М. Горожанин, Р. Р. Якупов, Т. М. Мавринская

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

В статье рассмотрены литофациальные особенности карбонатных и терригенно-карбонатных пород сандбийского, катийского и хирнантского ярусов ордовика в разрезах Набиуллино и Кургашлы на Южном Урале. Обстановка осадконакопления вписывается в модель седиментации в условиях терригенно-карбонатного шельфа рампового типа с воздействием штормов и приливно-отливных течений. Хирнантское событие литологически фиксируется в верхней части разреза по смене темпеститовой седиментации тайдалитовой, в осадках распространены преимущественно мелководные биофации конодонтов. В конце ордовика–начале силура произошла смена карбонатной седиментации глинистой, что отражает возобновление трансгрессии и погружение края платформы в связи с расширением Палеоуральского океана. Формирование терригенно-карбонатных отложений ордовика контролировалось как геотектоническими, так и глобальными эвстатическими факторами.

Ключевые слова: ордовик, сандбийский, катийский, хирнантский ярусы, конодонты, литофациальный анализ, темпеститы, тайдалиты, песчанистые доломиты, Башкирский меганти клинорий

LITHOFACIAL FEATURES AND PALEOGEOGRAPHIC CONDITIONS FOR THE ACCUMULATION OF UPPER ORDOVICIAN SEDIMENTS IN THE NABIULLINO AND KURGASHLY SECTIONS (SOUTHERN URALS)

E. N. Gorozhanina, V. M. Gorozhanin, R. R. Yakupov, T. M. Mavrinskaya

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

The litho-facial features of carbonate and terrigenous-carbonate rocks of the Sandbian, Katian and Hirnantian stages of the Ordovician in the Nabiullino and Kurgashly sections are considered in the paper. The sedimentation environment ts into the model of sedimentation in the setting of a ramp-type terrigenous-carbonate shelf with the impact of storms and tidal currents. The Hirnantian event is lithologically recorded in the upper part of the section by a change of tempestite sedimentation with the tidal one; mainly shallow-water conodont biofacies are common. The subsequent change of carbonate sedimentation to clay sedimentation in the Late Ordovician – Early Silurian re ects the resumption of transgression and sinking of the platform edge due to expansion of the Paleo-Uralian Ocean. The formation of the Ordovician terrigenous-carbonate deposits was controlled by both geotectonic and global eustatic factors.

Key words: Ordovician, Sandbian, Katian, Hirnantian stages, conodonts, lithofacial analysis, tempestites, taidalites, sandy dolomites, Bashkir meganticlinorium

Для цитирования: *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Якупов Р.Р., Мавринская Т.М.* Литофациальные особенности и палеогеографические условия накопления отложений верхнего ордовика в разрезах Набиуллино и Кургашлы (Южный Урал) // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 58–73. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-5.

For citation: Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Yakupov R.R., Mavrinskaya T.M. (2021) Lithofacial features and paleogeographic conditions for the accumulation of Upper Ordovician sediments in the Nabiullino and Kurgashly sections (Southern Urals). *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 58–73. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-5.

© Е.Н. Горожанина, В.М. Горожанин, Р.Р. Якупов, Т.М. Мавринская, 2021

Введение

На западном склоне Южного Урала верхнеордовикские отложения, распространенные в обрамлении Башкирского мегантиклинория (БМА), на границе с Западно-Зилаирской синклинальной зоной (рис. 1), представлены терригенными и карбонатными породами, выделенными в тирляно-кагинскую толщу — нижнюю толщу набиуллинской свиты, соответствующую интервалу верхов сандбийского яруса, катийскому и хирнантскому ярусам верхнего ордовика [Мавринская, Якупов, 2016]. Толща в основании сложена гравелитами с обломками микрокварцитов и сланцев и кварцевыми песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются карбонатными породами (песчанистыми доломитами и доломитами). Она трансгрессивно залегает на разновозрастных отложениях докембрия [Краузе, Маслов, 1961; Клюжина, 1985; Пучков, 1997; Маслов, Крупенин, 1998]. Причиной несогласного залегания ордовикских пород на разных уровнях докембрия на Урале считаются кадомские события — столкновение позднедокембрийских континентов, которое привело к образованию неопротерозойского орогенного поднятия [Пучков, 1997, 2000]. Размыв пород этого поднятия происходил в позднем неопротерозое (венде) и раннем палеозое. Полученные в последние годы данные по детритовым цирконам в осадках ордовика Башкирского мегантиклинория указывают на появление восточного источника сноса и размыв как протерозойских, так и вендских отложений [Кузнецов и др., 2016]. Ордовикские отложения в обрамлении Башкирского мегантиклинория представляют собой осадки окраинно-континентального шельфа Восточно-Европейской платформы [Пучков, 1997, 2000].

Для тирляно-кагинской толщи отмечается фациальная неоднородность по латерали, которая проявляется в различном соотношении терригенных и карбонатных пород. Терригенные породы преобладают в разрезах на севере территории (Тирлянская и Юрюзанская синклинали) и на юге (широтное течение р. Белой, р. Кургас, д. Максютово). Здесь верхнеордовикские отложения сложены массивными доломитистыми кварцевыми песчаниками [Краузе, Маслов, 1961], с фауной брахиопод, криноидей, трилобитов в отдельных прослоях. В центральной зоне (разрез Набиуллино) толща сложена преимущественно доломитами с подчиненным количеством песчаников. Песчаники фациально сменяются песчанистыми доломитами и образуют взаимные переходы по разрезу и по простиранию. Породы в этих разрезах содержат конодонтовую фауну [Мавринская, 2011; Мавринская, Якупов, 2016].

Эти особенности состава и строения тирляно-кагинской толщи верхнего ордовика связаны с нестабильными условиями осадконакопления. Общепринятой считается мелководная и прибрежно-морская обстановка со смешанной терригенно-карбонатной седиментацией [Краузе, Маслов, 1961; Клюжина, 1985; Горожанина, 2012; Горожанина и др., 2014]. В то же время отмечается присутствие относительно глубоководной фауны конодонтов и трилобитов [Мавринская, Якупов, 2016].

В связи с выделением отложений хирнантского яруса в разрезах Набиуллино и Кургашлы появилась возможность выяснения степени влияния хирнантского глобального события [Антошкина, 2012] на характер верхнеордовикских осадков на Южном Урале

Целью статьи является описание литофациальных особенностей верхнеордовикских отложений в восточном обрамлении БМА, выяснение фациальной обстановки, определение главных факторов, повлиявших на осадкообразование, уточнение палеогеографических условий их формирования. Для изучения выбраны разрезы Набиуллино и Кургашлы, как наиболее детально охарактеризованные палеонтологически по фауне конодонтов [Мавринская, Якупов, 2016; Толмачева и др., 2011].

Материалы и методы исследования

Материалом для исследования послужили отложения верхнего ордовика, образующие скальные выходы в обрывистом берегу р. Белая у д. Набиуллино (Набиево) и в выемке дороги у д. Кургашлы, образцы и шлифы пород, фотографии обнажений. Методы исследования включают анализ опубликованных и фондовых материалов, литологическое описание пород, характеристику слоистости, выделение литотипов и литофаций, фациальный анализ отложений, использование биостратиграфических данных, исследование пород в шлифах.

Литофациальная характеристика разрезов

Разрез Набиуллино

Разрез Набиуллино (стратотип набиуллинской свиты) расположен на правом берегу р. Белая напротив д. Набиуллино (Набиево), в 1.5 км ниже устья р. Кургашлы. В крупном скальном обнажении,

начиная от уреза воды, выходят тонкослоистые дислоцированные зеленовато-серые сланцы и кварциты байназаровской свиты неопротерозоя. В 15–20 м выше по склону на них с угловым несогласием залегают гравелиты и конгломераты основания тирляно-кагинской толщи верхнего ордовика мощностью 0.2–1.4 м; выше по разрезу расположена толща толстоплитчатых песчанистых доломитов

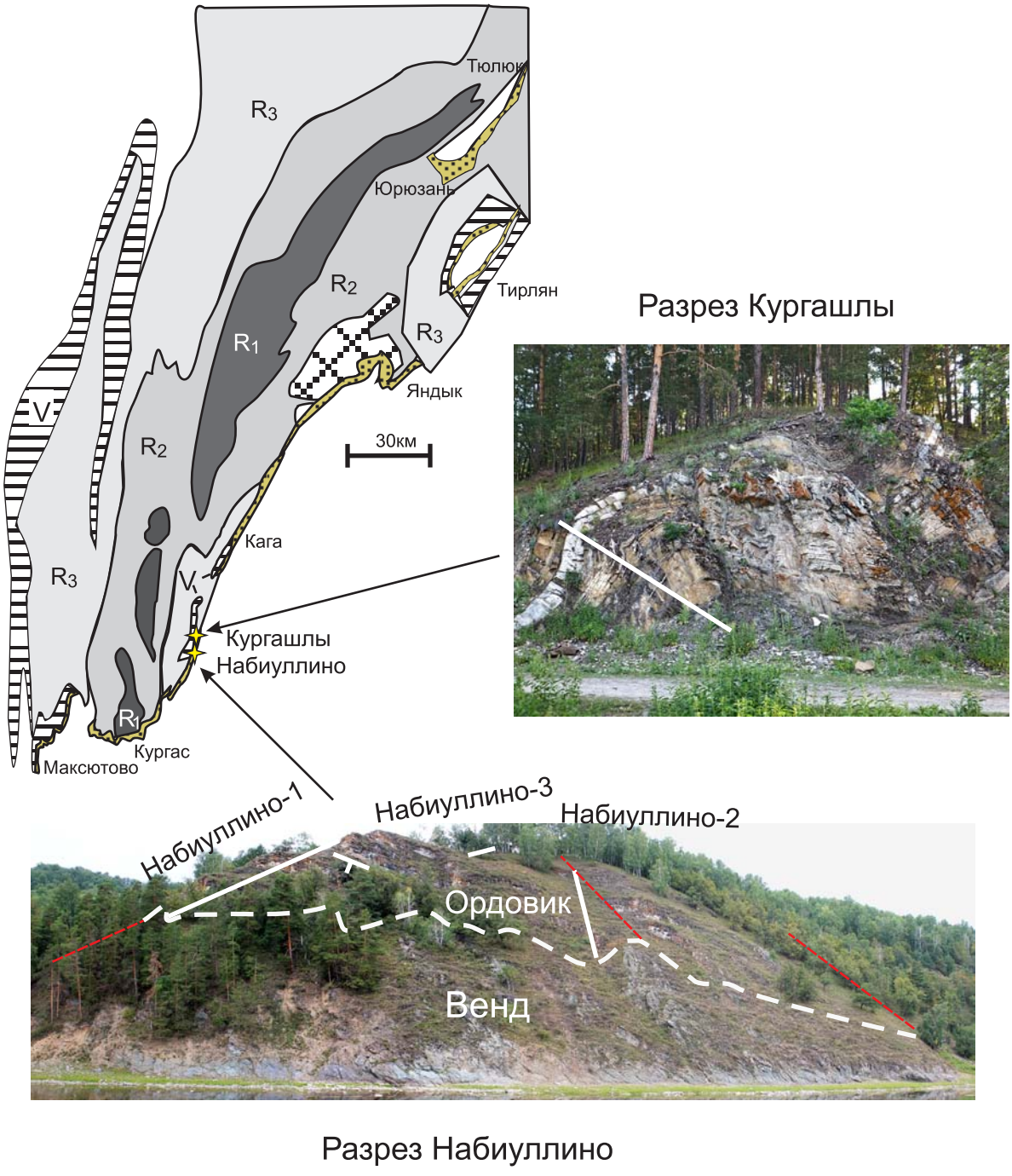


Рис. 1. Схематическая карта Башкирского мегантиклинория и положение разрезов Набиуллино и Кургашлы (выходы ордовикских пород в обрамлении БМА показаны полоской с крапом, по [Горожанина и др., 2014], с изменениями)

Fig. 1. Schematic map of the Bashkir meganticlinorium and the position of the Nabiullino and Kurgashly sections (Ordovician rock outcrops framed by the BMA are shown as a stripe with specks, according to [Gorozhanina et al., 2014], with changes)

мощностью 32 м, которая на вершине горы перекрывается темно-зеленовато-серыми кремнисто-глинистыми алевритистыми сланцами южно-байназаровской толщи [Мавринская Якупов, 2014, 2016]. Отложения залегают субгоризонтально, участками пологонаклонно из-за складчатости. Для послойного опробования на фауну конодонтов ранее было сделано 3 пересечения (см. рис. 1): первое — по южному краю скального обнажения, второе — в 20 м севернее по крутому склону, третье — в 80 м выше по склону, по вершине горы [Мавринская, Якупов, 2016; Якупов, Суяркова, 2019].

Снизу вверх выше песчано-гравелитового слоя выделяются следующие литологические пачки (рис. 2).

Пачка 1 — средне- и толстоплитчатые песчанистые доломиты и доломитистые песчаники массивные. Мощность 7.7 м (обр. 152–162). Нижняя часть пачки (3.2 м) сложена среднеплитчатыми доломитами с многочисленными конодонтами верхов сандбийского – низов катийского ярусов (обр. 154–157). Верхняя часть пачки (4.5 м) сложена толстоплитчатыми доломитами с конодонтами катийского яруса (обр. 158–159) [Мавринская, Якупов, 2014, 2016].

Пачка 2 — тонко- и среднеплитчатые песчанистые доломиты с тонкой горизонтальной слоистостью (приливно-отливного типа), прослоями волнисто-слоистые и биотурбированные, с темно-серыми фосфатными прослойками с ходами илоедов; в середине пачки наблюдается пласт (0.8–1.1 м) комковатого доломита (обр. 164). Мощность пачки 11 м (обр. 163–166). Конодонты редки.

Пачка 3 — среднеплитчатые песчанистые доломиты и доломитистые песчаники с желваками кремней (обр. 168). Мощность 3.5 м (обр. 167–169). Конодонты распространены спорадически и представлены видами широкого распространения [Мавринская, Якупов, 2014, 2016].

Пачка 4 — средне- и тонкоплитчатые песчанистые доломиты с прослоями волнисто-слоистых. Мощность 2 м. В доломитах установлены многочисленные конодонты верхов катийского яруса (обр. 170–174) [Мавринская, Якупов, 2014, 2016].

Пачка 5 — толсто- и среднеплитчатые алевритистые доломиты массивные и с тонкой горизонтальной слоистостью. Мощность 8.5 м (обр. 175–179). В обр. 175–176 установлены многочисленные конодонты, в том числе руководящий для выделения хирнантского яруса конодонт рода *Gamachignathus* [Мавринская, Якупов, 2014, 2016].

Наибольшее количество конодонтов найдено в низах разреза (пачка 1) и в верхней части (пачки 4, 5) [Мавринская, Якупов, 2014, 2016].

В разрезе Набиуллино-2 наблюдаются те же литологические пачки (рис. 3). В основании на дислоцированных породах докембрия залегает слой гравелито-песчаников мощностью около 1 м. Выше по склону выходят толстоплитчатые песчанистые доломиты, соответствующие пачке 1. Мощность 7–8 м.

Они перекрываются пачкой среднеплитчатых песчанистых доломитов, прослоями волнисто-слоистых и биотурбированных, с прослоем (0.8 м) комковатых доломитов (обр. 218) в середине пачки. На ней залегает слой массивных доломитистых песчаников (1.1 м) с тонкой слоистостью (обр. 220).

Выше прослежены среднеплитчатые доломиты с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью, мощность пачки около 10 м. Третья пачка, как и в пересечении 1, сложена средне- и тонкоплитчатыми песчанистыми доломитами с прослоями волнисто-слоистых, встречаются желваки и линзы кремней.

Выше по склону после перерыва (2 м) разрез наращивается пачками 4 и 5, выделенными в первом пересечении.

В разрезе Набиуллино-3, расположенном практически на вершине горы, представлен пограничный интервал ордовикско-силурийских отложений [Якупов, Суяркова, 2019]. Доломиты (5 м), относящиеся к верхней части хирнантского яруса, перекрываются пачкой (1.1 м) зеленовато-серых алевропелитов и черных углисто-кремнистых сланцев с граптолитами, которые относятся к южно-байназаровской толще — верхней части набиуллинской свиты. По данным Р.Р. Якупова [Якупов, Суяркова, 2019], в сланцах определены граптолиты хирнантского уровня, что указывает на вероятное положение границы ордовика и силура внутри пачки черных сланцев, перекрывающей доломиты.

Условия формирования ордовикских отложений в разрезе Набиуллино

Палеогеографическая обстановка формирования ордовикских отложений в обрамлении Башкирского мегантиклинория соответствует мелководной зоне шельфа со смешанной терригенно-карбонатной седиментацией при трансгрессии моря [Краузе, Маслов, 1961; Клюжина, 1985; Горожанина и др., 2014]. Разрез ордовикских отложений начинается с крупноглыбовых конгломератов и гравелитов с кварцевым песчаным матриксом и с обломками

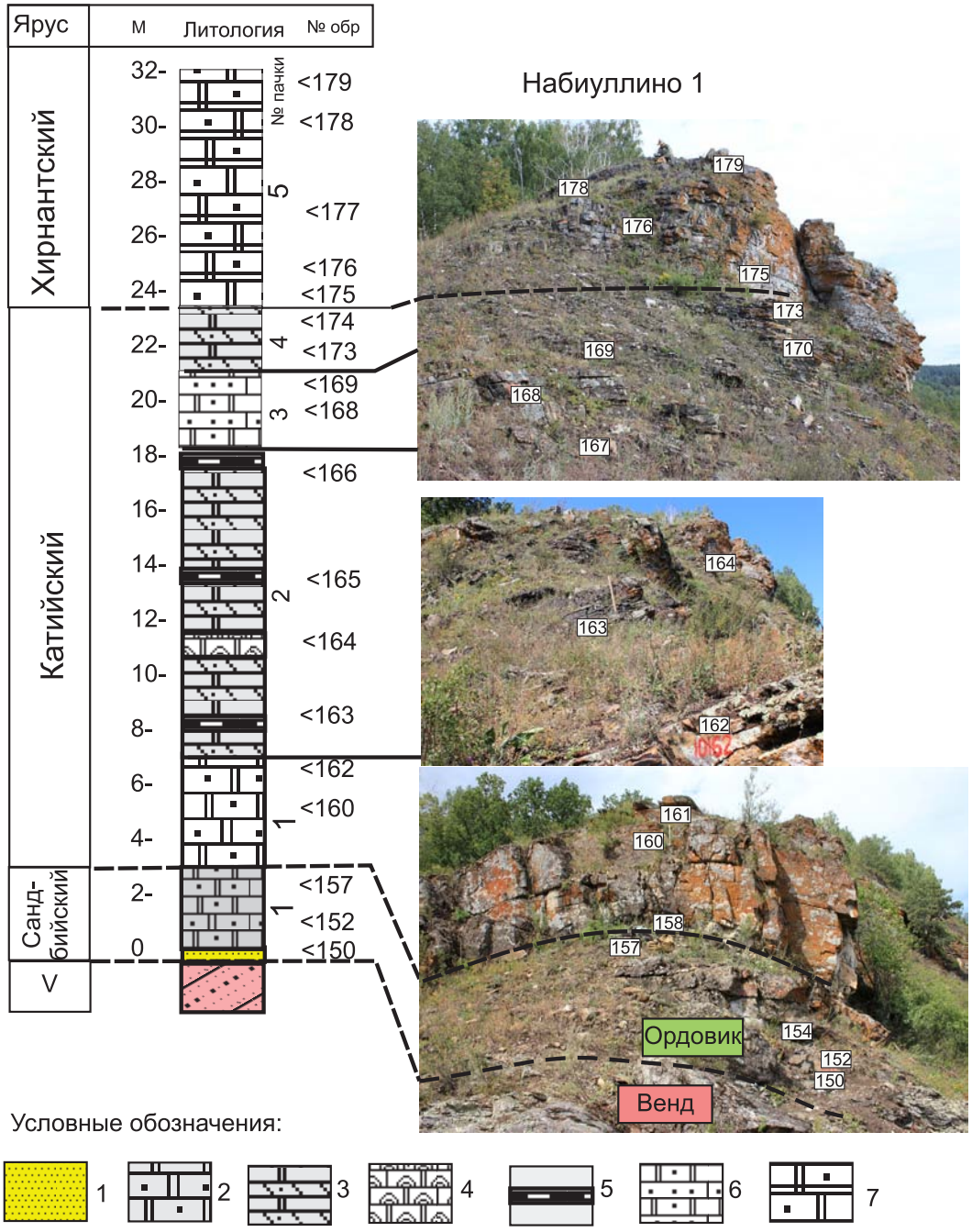


Рис. 2. Литологическая колонка и фотографии обнажений ордовикских пород в разрезе Набиуллино-1

Условные обозначения: 1 — песчаники кварцевые; 2 — толсто- и среднеплитчатые песчанистые доломиты и доломитистые песчаники массивные, пачка 1; 3 — тонко- и среднеплитчатые тонкослоистые и волнисто-слоистые песчанистые доломиты, пачки 2 и 4; 4 — прослой комковатых волнисто-слоистых доломитов в пачке 2; 5 — прослои с многочисленными ходами илоедов, обогащенные темно-серым фосфатным веществом; 6 — среднеплитчатые песчанистые доломиты и доломитистые песчаники с желваками кремней, пачка 3 (обр. 168); 7 — толсто- и среднеплитчатые доломиты массивные с тонкой горизонтальной двойной приливно-отливной слоистостью, пачка 5.

Fig. 2. Lithological column and photos of Ordovician outcrops in the Nabiullino-1 section

Legend: 1 — quartz sandstones; 2 — thick and medium-plate sandstone dolomites and massive dolomitic sandstones, member 1; 3 — thin- and medium-layered thin-layered and wavy-layered sandy dolomites, members 2 and 4; 4 — a layer of lumpy wavy-layered dolomites in member 2; 5 — interlayers with numerous silt-eating passages, enriched with dark gray phosphate matter; 6 — medium-layered sandy dolomites and dolomitic sandstones with int knobs, member 3 (sample 168); 7 — thick and medium-plate dolomites, massive with a thin horizontal double tidal strati cation, member 5.

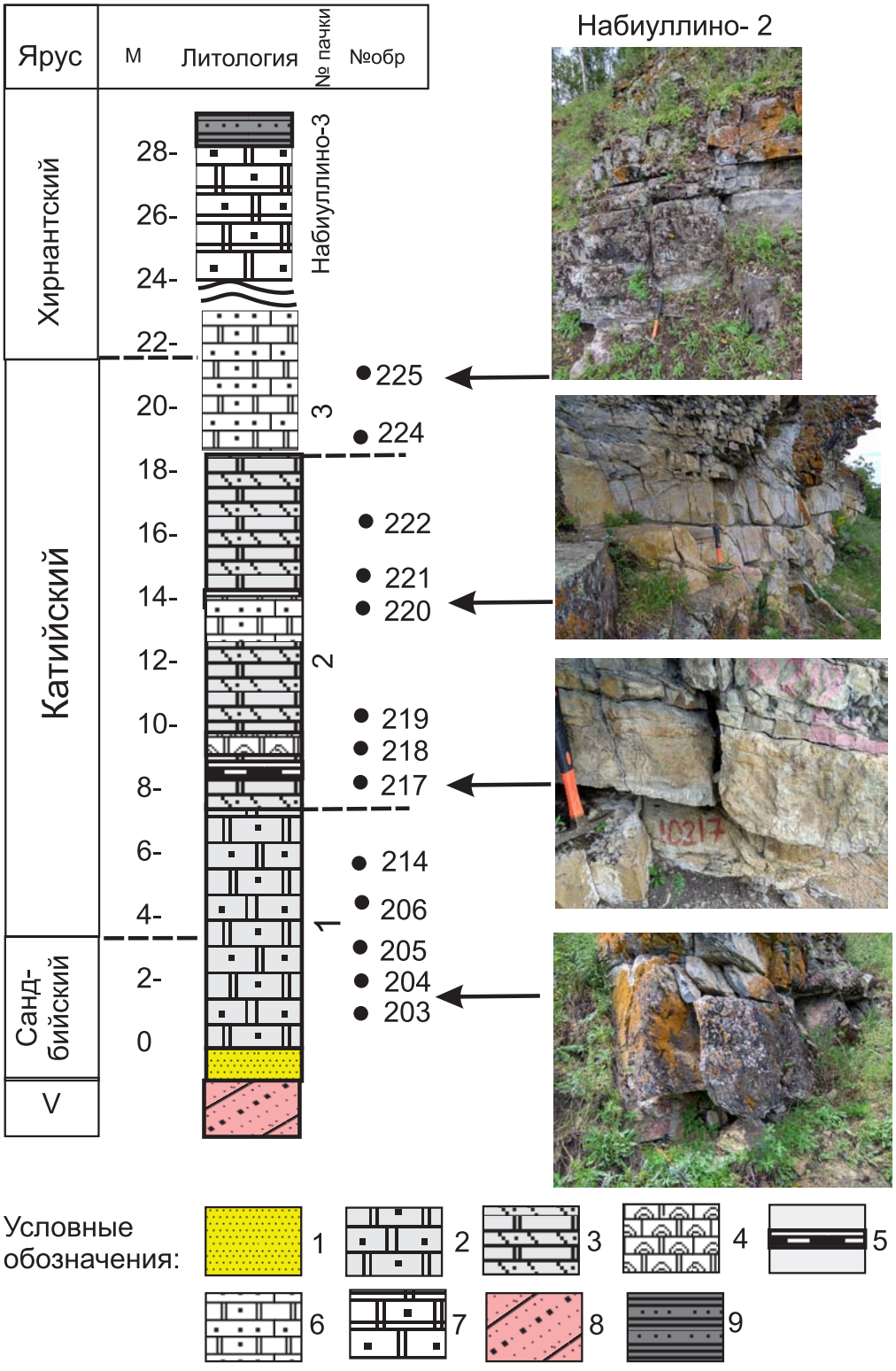


Рис. 3. Литологическая колонка и фотографии обнажений ордовикских пород в разрезе Набиуллино-2

Условные обозначения: 1–8 даны на рис. 2; 9 — углистые алевро-аргиллиты южно-байназаровской толщи, перекрывающие доломиты.

Fig. 3. Lithological column and photos of Ordovician rock outcrops in the Nabiullino-2 section

Legend: 1–8 are given in Fig. 2; 9 — carbonaceous siltstones of the Yuzhno-Baynazarovskaya strata, overlying the dolomites.

подстилающих рифейских пород. Выше залегают кварцевые песчаники, содержащие раковины остракод, фрагменты криноидей. Грубообломочные отложения относятся к осадкам, заполняющим грабены [Горожанина и др., 2014].

В разрезе Набиуллино на кварцевых песчаниках непосредственно залегают массивные толстоплитчатые доломиты с алевропесчаной примесью зерен кварца (пачка 1). В песчаниках встречены раковины остракод. В песчанистых доломитах в интервале 0.60–2.5 м от основания разреза (обр. 153–157) обнаружены многочисленные конодонты: *Amorphognathus* sp., Gen. indet. sp. A, *Panderodus gracilis* (Branson and Mehl), *Periodon* aff. *grandis* Ethington, *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno верхов сандбийского–низов катийского ярусов верхнего ордовика [Мавринская, 2011; Мавринская, Якупов, 2016]. Доломит в этих породах имеет вторичную природу. По данным микроскопического изучения шлифов доломит мелко-среднезернистый до крупнозернистого, перекристаллизованный, отмечаются реликты члеников криноидей, включения зерен кварца, а также встречаются конодонтовые фрагменты (рис. 4). Эти дан-

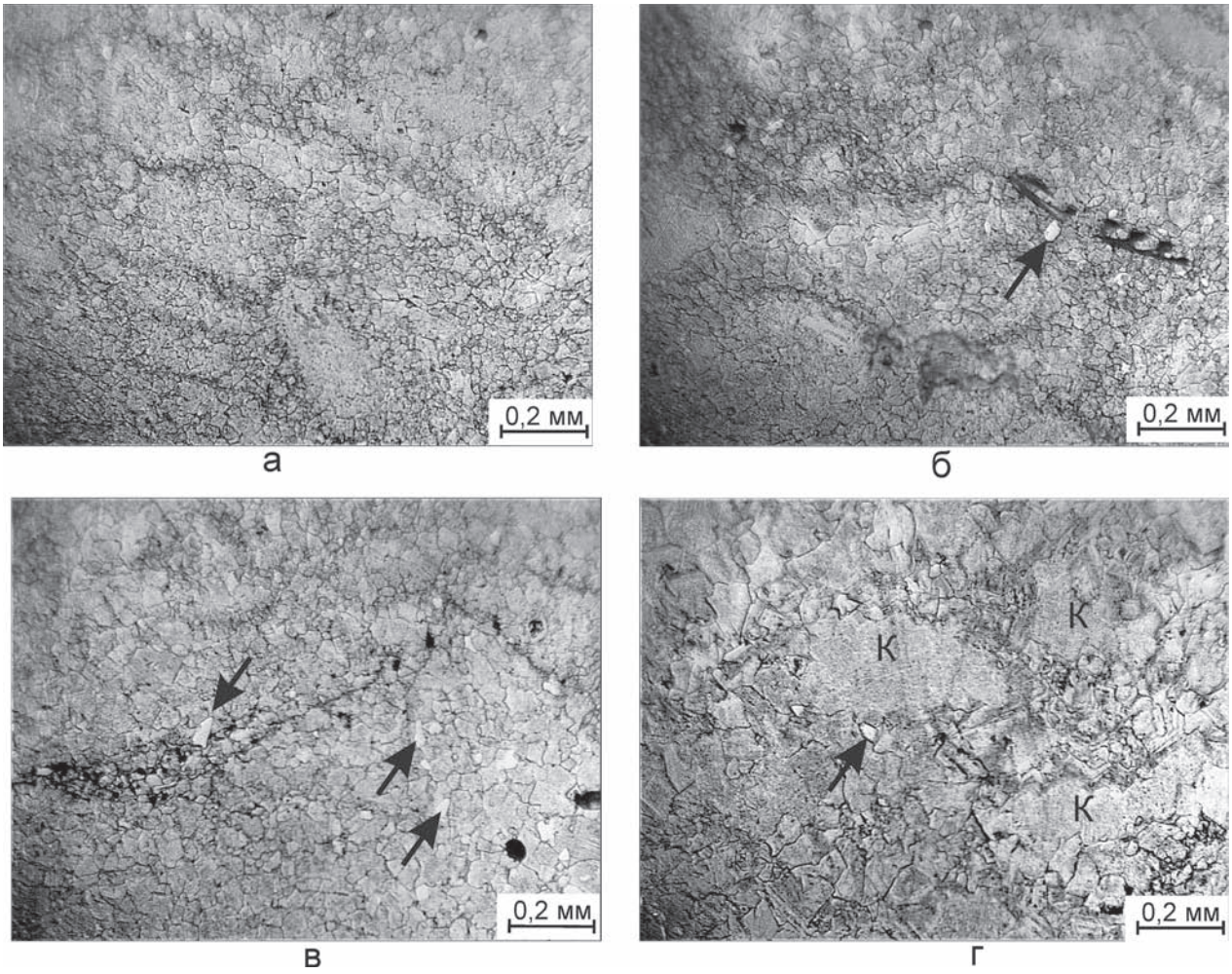


Рис. 4. Микрофотографии шлифов пород (без анализатора) из разреза Набиуллино-1

а — перекристаллизованный мелкозернистый доломит с реликтовой структурой; б — перекристаллизованный мелкозернистый доломит с конодонтом (справа) и единичными алевритовыми зернами кварца (показаны стрелкой); в — перекристаллизованный мелко-среднезернистый доломит с рассеянными алевритовыми зернами кварца (показаны стрелкой); г — среднезернистый доломит с реликтами члеников криноидей (К) и алевритовыми зернами кварца (показаны стрелкой).

Fig. 4. Microphotographs of rock sections (without analyzer) from the Nabiullino-1 section

а — recrystallized ne-grained dolomite with relict structure; б — recrystallized ne-grained dolomite with conodont (right) and single siltstone quartz grains (shown by arrow); в — recrystallized ne-medium-grained dolomite with scattered siltstone quartz grains (shown by arrow); г — medium-grained dolomite with relicts of crinoid segments (K) and siltstone quartz grains (shown by the arrow).

ные показывают, что доломит образовался по известнякам с фауной криноидей и конодонтов. Другие фаунистические остатки не обнаружены. Значительная вторичная доломитизация пород затушевывает первичные седиментационные признаки.

Пачка 1 подразделяется на две части, между которыми проведена биостратиграфическая граница. Нижняя часть (3.2 м, сандбийский ярус и низы катийского яруса) сложена среднеплитчатыми песчано-алевритистыми доломитами с прослоями доломитистых песчаников. Верхняя часть пачки (4.5 м) относится к катийскому ярусу, сложена более массивными и толстоплитчатыми доломитами. Отмечается повышенное содержание фауны конодонтов в отдельных слоях этой пачки (до 300 экз./г породы). Разнофациальный конодонтовый комплекс представлен таксонами глубоководной биофации Periodon и биофации глубокого шельфа Amorphognathus. В слоистых доломитах обнаружены многочисленные конодонты (от 60 в нижних до 120–200 экз./кг в верхних слоях) глубоководно-шельфовой биофации Amorphognathus – Protopanderodus – Drepanoistodus [Мавринская, Якупов, 2016]. Обогащение отдельных прослоев конодонтами, вероятно, происходило при волновом перемывании (шлиховании) и штормовом воздействии на осадок. Литологические признаки штормового воздействия нечетко выражены из-за значительной перекристаллизации (доломитизации) и тектонического воздействия на породы (трещиноватости и рассланцевания). Можно предположить, что ритмичное чередование песчанистых и алевритистых доломитов имеет темпеститовую природу (см. рис. 2, 3).

Пачка 2 (мощность 11 м) относится к катийскому ярусу и сложена тонко- и среднеплитчатыми песчанистыми доломитами. Характерной чертой является чередование разных литотипов пород (рис. 5а–г). В средней части пачки (на уровне обр. 164) наблюдается прослой (0.8–1.2 м) характерных комковатых серых доломитов с неправильной волнистой слоистостью (см. рис. 5а, б). Выше эти доломиты перекрываются массивными породами с цикличным строением (см. рис. 5а). Среди массивных среднеплитчатых доломитов отмечаются темно-серые прослойки сильно сплющенных и рассланцованных биотурбированных фосфатных пород. В них на темно-сером фоне видны более светлые червеобразные ходы илоедов — талласиноидов, выполненные мелкозернистым кварцевым песком (см. рис. 5в, г). Вероятно, эти прослои маркируют поверхности перерывов типа твердого дна (hard ground). Намечаются циклы по 0.4–0.5 м, обусловленные чередованием массивных песчанистых доломитов (0.2–0.3 м) и волнисто-слоистых и горизонтально тонкослоистых доломитов с характерными сдвоенными нитевидными слойками, указывающими на влияние приливов и отливов (см. рис. 5е). Отложения пачки 2 формировались в приливно-отливных условиях с меняющимся волновым режимом. Конодонты в этой пачке редки, встречены только эврифациальные таксоны рода *Panderodus* [Мавринская, Якупов, 2016].

Пачка 3 (мощность 3.5 м, катийский ярус), среднеплитчатые песчанистые доломиты и доломитистые песчаники с желваками кремней (обр. 168). Отмечается повышенная песчанистость доломитов и нечеткая ритмичность.

Пачка 4 (мощность 2 м, верхняя часть катийского яруса), средне- и тонкоплитчатые песчанистые доломиты с прослоями волнисто-слоистых пород. Характер крупной волнистости указывает на формирование осадков под влиянием штормовых волн (см. рис. 5з). В обр. 171–172 обнаружены многочисленные конодонты: *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Walliserodus amplissimus* (Serpagli) (до ~90%). В единичных экземплярах присутствуют *Belodina confluens* Sweet, *Ozarkodina* sp. [Мавринская, Якупов, 2016]. Вышележащие тонкоплитчатые породы с волновой слоистостью меньшей амплитуды, вероятно, формировались в условиях ветровых волн.

Пачка 5 (мощность 8.5 м, хирнантский ярус), толсто- и среднеплитчатые массивные алевритистые доломиты, среди которых наблюдаются породы с еле заметной тонкой слоистостью. В нижней части пачки 5 в прослоях массивных толсто-среднеплитчатых доломитов (обр. 175, 176) обнаружены конодонты, характерные для хирнантского яруса. В комплексе конодонтов присутствуют многочисленные таксоны мелководных родов *Aphelognathus*, *Belodina*, *Gamachignathus*, *Ozarkodina* [Мавринская, Якупов, 2016]. Верхние части разреза сложены средне- и толстоплитчатыми алевритистыми доломитами и доломитизированными известняками с тонкими нитевидными сдвоенными слойками, указывающими на действие приливно-отливных течений. Конодонты в верхней части разреза не обнаружены.

Осадочная последовательность ордовикских пород в разрезе Набиуллино-1 указывает на смену терригенных осадков терригенно-карбонатными отложениями при повышении уровня моря. Условия прибрежной зоны (песчано-гравийные осадки основания разреза) сменяются обстановкой терригенно-

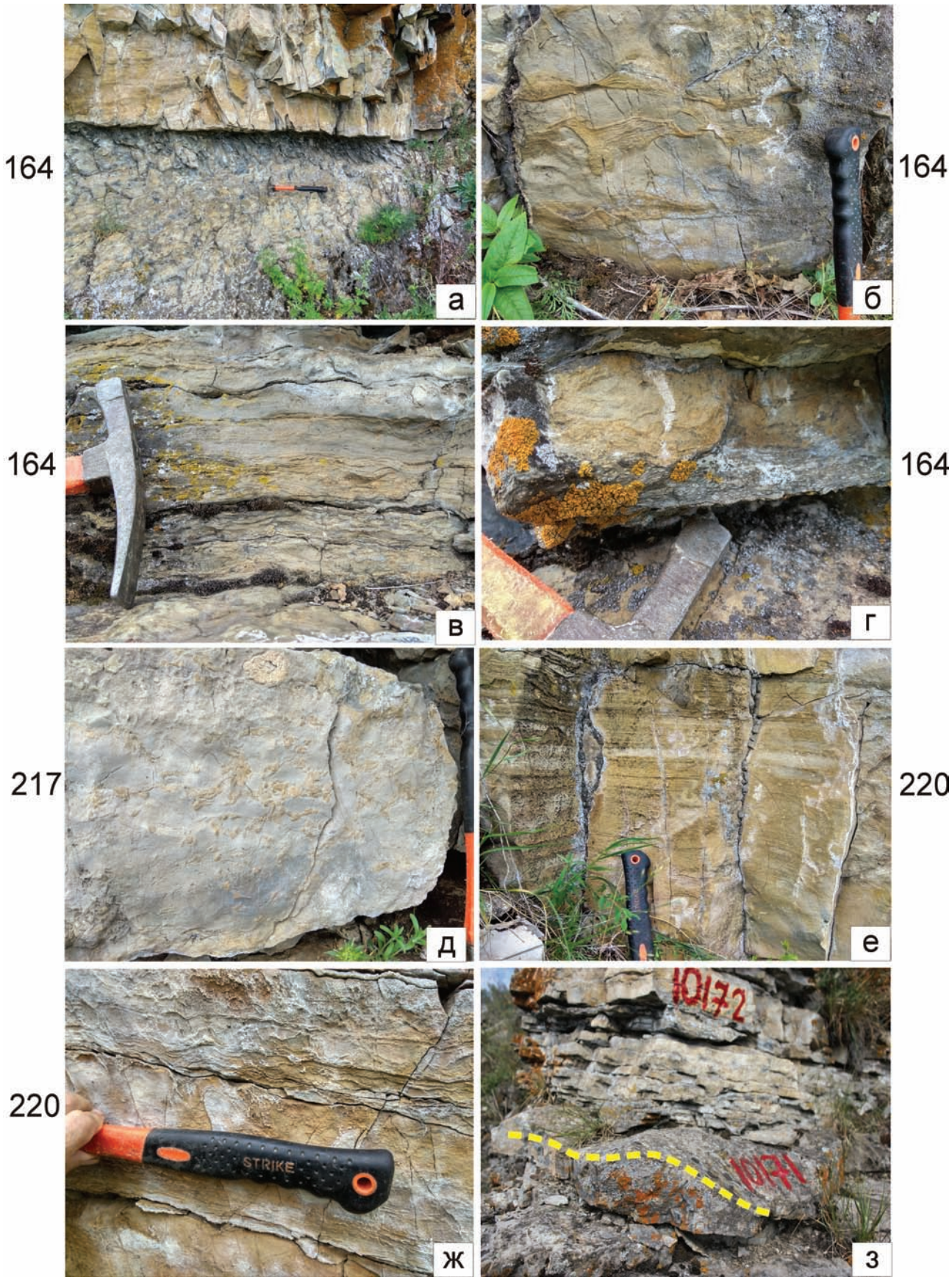

164
164
а
б
164
164
в
г
217
220
д
е
220
ж
STRIKE
10172
10171
з

Рис. 5. Фотографии основных литотипов пород в разрезе Набиуллино

а, б, в, г — Набиуллино-1, пачка 2, катийский ярус: а — контакт слоя комковатых доломитов с перекрывающими толстоплитчатыми песчанистыми доломитами (обр. 164); б — неравномерная волнистая слоистость в прослое комковатых доломитов, там же; в — тонкоплитчпатые доломиты волнисто-слоистые, внизу биотурбированные; г — среднеплитчатые доломиты с биотурбированными темно-серыми фосфатными прослоями (обр. 164-1); д, е, ж — разрез Набиуллино-2, пачка 2, катийский ярус: д — биотурбированные доломиты с разнонаправленными ходами илоедов (обр. 217); е — тонкослоистые песчанистые доломиты с нитевидной слоистостью и двойными слойками (mud couplets) приливно-отливного типа, прослой 1.2 м (обр. 220); ж — волнисто-слоистые песчанистые доломиты, прослой 0.4 м (обр. 220); з — среднеплитчатые песчанистые доломиты с крупной волновой слоистостью штормового типа (HCS — hummoky cross strati cation, показана пунктирной линией), Набиуллино-1, пачка 4, верхи катийского яруса.

Fig. 5. Photos of the main lithotypes of rocks in the Nabiullino section

а, б, в, г — Nabiullino-1, pack 2, Katian stage: a — contact of a layer of lumpy dolomites with overlapping thick — plate sandy dolomites (sample 164); б — uneven wavy strati cation in the interlayer of lumpy dolomites, ibid.; в — thin-plate dolomites wavy-layered, below — bioturbated; г — medium-plate dolomites with bioturbated dark gray phosphate layers (sample 164-1); д, е, ж — Nabiullino-2 section, pack 2 Katian stage: д — bioturbated dolomites with multidirectional burrows (sample 164-1); e — thin-layered sandy dolomites with lamentous strati cation and tidal mud couplets, 1.2 m interlayer (sample 220); ж — wavy-layered sandy dolomites, 0.4 m interlayer (sample 220); з — medium-layered sandy dolomites with large storm-type wave strati cation (HCS-hummoky cross strati cation, shown by the dotted line), Nabiullino-1, pack 4, top of the Katian stage.

карбонатного шельфа с влиянием волн и штормов (пачка 1), затем условиями мелководного шельфа с приливно-отливным влиянием (пачки 2, 3), и зоны шельфа с преимущественным действием штормовых волн (пачка 4). Предположительно, глубина моря постепенно увеличивалась от 5–10 м (пачка 1) до 20 м (пачки 2–3) и до 30–50 м (пачка 4).

Смена обстановки в верхней части разреза (пачка 5, обр. 175–176) литологически выражена в формировании монотонной толщи толсто- и среднеплитчатых алевритистых доломитов и доломитистых известняков с признаками приливно-отливного влияния. Возможно, это связано с установлением относительно спокойных условий осадконакопления после штормового воздействия и относительным обмелением.

В разрезах Набиуллино-1 и 2 вскрыты отложения нижней части хирнантского яруса. В разрезе Набиуллино-3, расположенном в 80 м выше по склону, обнажаются верхние части хирнантского яруса, сложенные массивными плитчатыми алевритистыми доломитами мощностью 5 м. Фаунистические остатки в них не обнаружены. Доломиты перекрываются пачкой (1.1 м) углисто-кремнистых алевролитов с граптолитами, которые относятся к переходному комплексу граптолитов, характерному для ордовикско-силурийской границы (рис. 6). Возможно, граница ордовика и силура находится внутри сланцевой пачки [Якупов, Суяркова, 2019], что означает резкое затопление терригенно-карбонатного шельфа в конце хирнантского века.

Разрез Кургашлы

Разрез Кургашлы расположен в 900 м севернее разреза Набиуллино. Он находится в западном борту выемки автодороги Белорецк–Бурзян напротив д. Кургашлы (южное окончание д. Байназарово) (см. рис. 1). Породы смяты в крупную асимметричную складку с крутым западным и более пологим восточным крылом (рис. 7). В основании разреза залегает конгломерато-гравелитовая толща, выходы которой наблюдаются по простиранию в 50 м к северу. Гальки в песчаном матриксе представлены преимущественно жильным кварцем, встречаются обломки кварцитов и сланцев из подстилающих докембрийских пород (см. рис. 7б), а также крупная биокластика — раковины брахиопод, членики криноидей. Вышележащая толща мощностью около 9 м сложена песчанистыми и алевритистыми доломитами и доломитистыми песчаниками. Снизу вверх выделяются следующие пачки:

Серые толстоплитчатые слоистые песчанистые доломиты ..... 0.9 м
Серые комковатые доломиты (см. рис. 7в) ..... 0.8 м
Тонкослоистые доломитистые алевролиты биотурбированные (с вертикальными ходами илоедов) (см. рис. 7г)... 0.5 м
Тонкослоистые волнисто-слоистые доломитистые алевролиты (см. рис. 7д) ..... 0.5 м
Толстоплитчатые доломиты с темно-серыми биотурбированными прослойками (см. рис. 7е) ..... 0.8 м
Толстослоистые доломитистые песчаники (с доломитовым цементом) ..... 1.5 м
Тонкослоистые доломитистые песчаники ..... 2 м
Песчанистые доломиты — прослой массивный с многочисленными конодонтами (см. рис. 7ж) ..... 1 м
Алевритистые доломиты ..... 1.5 м

Общая мощность составляет около 9.5 м.

Прослой комковатых доломитов, наблюдаемый в середине разреза Набиуллино-1 и в основании разреза Кургашлы, можно рассматривать как маркирующий слой. Породы разреза Кургашлы соответствуют верхней части разреза Набиуллино-1, которая включает верхнюю часть пачки 2 (среднеплитчатые и биотурбированные волнисто-слоистые доломиты),

Рис. 6 Контакт доломитов тирлянокагинской толщи и граптолитовых кремнистых алевролитов южно-байназаровской толщи набиуллинской свиты в разрезе Набиуллино-3

Fig. 6. Contact of dolomites and graptolite siliceous siltstones in the Nabiullino-3 section

Осадочные отложения позднего ордовика формировались в условиях трансгрессии моря под влиянием приливно-отливных течений и воздействия штормов. Признаки приливно-отливного воздействия: ритмичная слоистость, присутствие реликтов двойных слойков. Данная последовательность вписывается в модель седиментации в условиях шельфа рампового (наклонного) типа.

пачки 3 и 4 (от обр. 164 до обр. 175), т.е. верхи катийского и низы хирнантского ярусов. Мощность отложений составляет около 9.5 м в разрезе Кургашлы и около 11 м в разрезе Набиуллино-1. Макрофаунистических остатков не обнаружено. В породах наблюдаются признаки приливно-отливного влияния на осадки: присутствие двойных глинистых слойков (tidal mud couplets), вертикальные и горизонтальные ходы илоедов, косая и волнистая слоистость, тонкая ритмичность в отдельных прослоях. В верхней части разреза из пласта доломита были выделены многочисленные конодонты (около 2000 экземпляров) из 10 таксономических элементов [Толмачева, 2011]: *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) (~58%), *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno (~25%), *Amorphognathus ordovicicus* Branson et Mehl (~10%), *Gamachignathus ensifer* McCracken, *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Hamarodus europaeus* (Serpagli), *Pseudooneotodus mitratus* (Moskalenko), *Walliserodus amplissimus* (Serpagli), *Paroistodus* sp. и *Belodina* sp. Как и в разрезе Набиуллино, они представлены мелководными и эврифациальными биофациями. Вид *Gamachignathus ensifer* McCracken характерен для верхов катийского и хирнантского ярусов. Обогащение отдельных слоев конодонтами, вероятно, связано с действием штормовых волн.

Обсуждение результатов

Обстановка

Отложения сандбийского и катийского яруса представлены терригенно-карбонатными породами — песчанистыми и алевритистыми доломитами и доломитистыми песчаниками с фосфатно-глинистыми биотурбированными прослоями. По характеру слоистости и биотурбирования они относятся к относительно мелководным осадкам. Как и осадки Балтоскандии [Дронов, 1998, 2012, 2013], ордовикские отложения относятся к осадкам штормового (темпеститы) и приливно-отливного (тайдалиты) генезиса. На влияние приливно-отливных течений указывают: полосчатая ритмичность, тонкая слоистость, присутствие характерных двойных (neap-spring) тонких слойков [Donselaar, Geel, 2007], волнистая слоистость (см. рис. 5). Отмечается интенсивная биотурбация, в том числе типа Scolites. Чередование приливно-отливного и штормового режимов характерно для мелководной зоны шельфа [Sleveland et al., 2020]. Штормовая активность способствует возникновению придонных течений, переносящих песчаный материал до глубин в 50–70 м, формируя дистальные темпеститы. Они характеризуются ритмичным строением (ритмы по 5–10 см), градационностью, эрозионными

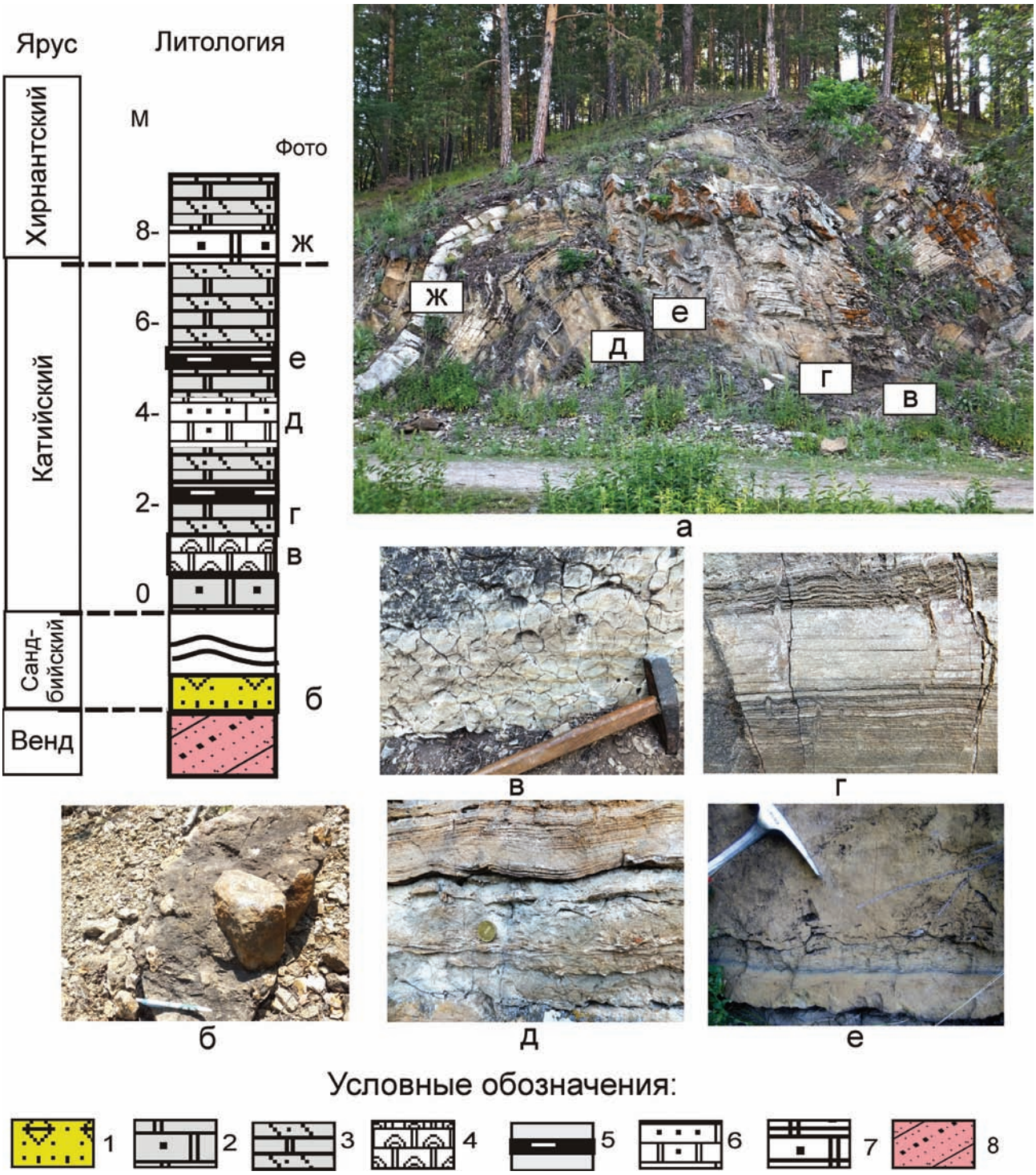


Рис. 7. Литологическая колонка и фотографии обнажений ордовикских пород в разрезе Кургашлы

а — общий вид Кургашлинской складки; б — конглобрекчии в основании разреза; в — комковатые доломиты; г — тонкослоистые доломиты; д — волнисто-слоистые доломиты; е — пласт с ходами илоедов в темно-сером фосфатном матриксе; ж — пласт песчанистых доломитов с многочисленными конодонтами [Толмачева и др., 2011]. Условные обозначения даны на рис. 2.

Fig. 7. Lithological column and photos of Ordovician rock outcrops in the Kurgashly section

а — general view of the Kurgashly fold; б — conglobreccias at the base of the section; в — lumpy dolomites; г — thin-layered dolomites; д — wavy-layered dolomites; е — a layer with silt-eating passages in a dark gray phosphate matrix; ж — a layer of sandy dolomites with numerous conodonts [Tolmacheva et al., 2011]. The legend is given in Fig. 2.

контактами, характерны биотурбации [Cheel, Leckie, 1993; Myrow, Southard, 1996]. Отмечается изохронный характер штормовых прослоев, которые могут служить стратиграфическим репером [Дронов, 1998, 2012, 2013]. К штормовым слоям можно отнести нижние песчаники с фауной криноидей и брахиопод, а также слои песчанистых доломитов, обогащенных фауной конодонтов. Характерная штормовая HCS слоистость [Cheel, Leckie, 1993] установлена в пачке 4 (слои 171–172) в разрезе Набиуллино-1 (см. рис. 5ж). Тайдалиты и тempеститы формируются по окраинам платформ на широком шельфе рампового типа с приливно-отливным и штормовым режимами, циклично сменяющими друг друга. Ниже штормового уровня формируются известняково-мергельные ритмы и черные граптолитовые сланцы. Их формирование указывает на погружение края платформы и затопление.

Конодонты

Снизу вверх по разрезу отмечается смена глубоководных биофаций конодонтов (сандбийский и низы катийского яруса) более мелководными (хирнантский уровень) [Мавринская, Якупов, 2014, 2016]. С одной стороны, это должно означать постепенное обмеление в течение ордовика. Однако осадочная последовательность указывает на постепенную трансгрессию. Это противоречие можно объяснить, если учитывать условия и способы накопления осадков. Осадки основания разреза формировались в обстановке относительно мелководного шельфа, который только начал формироваться и, вероятно, был еще узким [Мавринская, Якупов, 2014]. Воздействие штормов вызывало активизацию волн, которые могли приносить конодонты из глубоководной части моря (Восточно-Зилаирская зона). Возможно также влияние апвеллинга. Установившиеся в течении катийского века приливно-отливные условия менее благоприятны для скопления конодонтов. В конце катийского и в начале хирнантского веков отмечаются признаки штормовых воздействий на осадки, в которых отмечается скопление более мелководных комплексов конодонтов. К этому времени на окраине Восточно-Европейской платформы сформировался обширный карбонатный шельф с приливно-отливным и штормовым режимами. Отмечается концентрация преимущественно мелководных биофаций конодонтов на уровне хирнантского яруса [Мавринская, Якупов, 2014, 2016].

Хирнантское событие

Хирнантское событие, обусловленное оледенением на Гондване в позднем ордовике, проявилось в глобальной регрессии. Это событие прослеживается во многих регионах мира и фиксируется положительным экскурсом изотопов $\delta^{13}C$ в породах [Антошкина, 2012; Антошкина, Шмелева, 2018]. В разрезе Набиуллино-1 положительный экскурс $\delta^{13}C$ до +3.3‰ проявлен в доломитах верхней части разреза Набиуллино-1 [Мавринская, Якупов, 2014, 2016]. Отмечаемое по фауне конодонтов относительное обмеление в начале хирнантского века [Мавринская, Якупов, 2014, 2016] подтверждается и особенностями литологии пород. Отложения представлены тонкоплитчатыми и толстоплитчатыми алевритистыми вторичными доломитами с еле заметными (из-за вторичной перекристаллизации и доломитизации) двойными приливно-отливными слойками. Они залегают на тонкоплитчатых и волнисто-слоистых песчанистых доломитах зоны шельфа с волновым влиянием. Ниже отмечаются слои с конодонтами верхов катийского яруса (обр. 171–172) и с характерной крупной HCS-слоистостью, указывающей на воздействие штормовых волн. Смена их приливно-отливными осадками в хирнантское время может указывать на относительно кратковременное обмеление. Последующее в конце ордовика – начале силура накопление глинистых отложений указывает на новый цикл трансгрессии и затопление карбонатного шельфа.

Геотектоническая позиция

В разрезах Набиуллино и Кургашлы представлены терригенно-карбонатные осадки ордовика, формировавшиеся в обстановке шельфа пассивной окраины Восточно-Европейской платформы [Пучков, 2000]. Грабеновые грубообломочные фации сменяются тонкозернистыми песчаными и карбонатными, отражая трансгрессивную последовательность. Погружение окраины Восточно-Европейской платформы в ходе океанического спрединга в течение среднего – позднего ордовика обусловлено раскрытием Уральского палеоокеана к востоку (современное положение) от палеоконтинента Балтика, с других сторон ограниченного океанами Япетус, Реик и Палеотетис. Считается, что к этому времени произошел раскол неопротерозойского (вендского) суперконтинента Паннотии [Пучков, 2003]. Источником сноса служили комплексы подстилающих докембрийских пород [Кузнецов и др., 2016],

перемыв которых (рециклинг) происходил в условиях приливно-отливных и штормовых волн.

Литофациальные особенности терригенно-карбонатных осадков сандбийско-хирнантского интервала свидетельствуют о расширении шельфовой окраины и формировании шельфа рампового типа с приливно-отливным и штормовым влиянием. Тектонически обусловленное погружение шельфовой окраины в хирнантском веке компенсировалось глобальным гондванским оледенением, вызвавшим замедление трансгрессии и увеличение площади шельфа. На границе ордовика и силура трансгрессия возобновилась, что, вероятно, связано с геотектоническими условиями — расширением Палеоуральского океана. Формирование отложений ордовика контролировалось как геотектоническими, так и глобальными эвстатическими факторами. Тектонические воздействия привели к значительной переработке ордовикских осадочных комплексов: уплотнению, перекристаллизации и интенсивной доломитизации, рассланцеванию. Межслоевое скольжение при складкообразовании вызвало рассланцевание и сокращение отдельных прослоев, особенно глинистых и биотурбированных фосфатных, исчезновение и затушевывание многих литофациальных признаков.

Выводы

Осадочная последовательность ордовикских пород в разрезах Набиуллино и Кургашлы в объеме сандбийского, катийского и хирнантского ярусов представлена трансгрессивной сменой гравийных и песчаных осадков терригенно-карбонатными — доломитистыми алевропесчаниками и алевритистыми доломитами. Доломит в породах имеет вторичную природу — представлен среднезернистыми агрегатами, среди которых рассеяны песчаные и алевритовые зерна кварца, встречаются реликты криноидей.

Обстановка осадконакопления терригенно-карбонатных отложений вписывается в модель седиментации в условиях шельфа рампового (наклонного) типа с воздействием штормов и приливно-отливных течений. Осадочная последовательность представляет собой чередование темпеститов и тайдалитов.

Хирнантское событие литологически фиксируется в верхней части разреза по смене темпеститовой седиментации тайдалитовой и преимущественно мелководными биофациями конодонтов. Вероятно, оно послужило причиной замедления трансгрессии и формирования более широкого шельфа.

Ордовикские отложения формировались в обстановке расширения шельфа пассивной окраины континента. В конце ордовика – начале силура карбонатные осадки сменяются глинистыми отложениями, что отражает возобновление трансгрессии и погружение края платформы в связи с продолжающимся раскрытием Палеоуральского океана.

Формирование терригенно-карбонатных отложений ордовика в разрезах Набиуллино и Кургашлы контролировалось как региональными геотектоническими, так и глобальными эвстатическими факторами.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГ УФИЦ РАН (темы №№ 0246-2019-0118, 0252-2016-0005).

Список литературы:

Антошкина А.И. Отражение хирнантской фазы гондвандского оледенения в отложениях Приполярного Урала // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: Материалы II Всероссийского совещания, 24–28 сент. 2012 г., Санкт-Петербург. СПб: ВСЕГЕИ, 2012. С. 18–20.

Антошкина А.И., Шмелёва Л.А. Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-Североуральском осадочном бассейне // Литосфера. 2018. Т. 18, № 4. С. 543–565. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565.

Горожанина Е.Н. Типы осадочных бассейнов ордовика Южного Урала и восточной окраины Русской платформы // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. 9-й Межрег. науч.-практ. конф., Уфа, 19–22 ноября 2012 г. Уфа: ДизайнПресс, 2012. С. 12–15.

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Особенности состава и строения терригенных отложений ордовика в разрезах юго-востока Русской платформы и Южного Урала // Геологический сборник № 11 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 97–115.

Дронов А.В. Штормовая седиментация в нижнеордовикских карбонатно-терригенных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга // Бюл. МОИП, отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 2. С. 43–51.

Дронов А.В. Осадочные секвенции и эвстатические события в ордовикском бассейне Балтоскандии // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: Матер. II Всерос. совещ., 24–28 сент. 2012 г. СПб: ВСЕГЕИ, 2012, С. 84–86.

Дронов А.В. Осадочные секвенции и колебания уровня моря в ордовике Балтоскандии // Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи. М.: Геокарт, ГЕОС, 2013. С. 65–92.

Клюжина М.Л. Палеогеография Урала в ордовикский период. М.: Наука, 1985. 189 с.

Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФАН СССР, 1961. 96 с.

Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Пыжова Е.С., Маслов А.В., Горожанин В.М. Горожанина Е.Н.,

Романюк Т.В. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // Докл. РАН. 2016. Т. 467, № 5. С. 560–565. DOI: 10.7868/s0869565216110189.

Мавринская Т.М. Корреляция ордовикских отложений Южного Урала по конодонтовой фауне // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2011. С. 14–18.

Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. Биофациальный анализ ордовикского бассейна западного склона Южного Урала // Геологический сборник № 11 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 41–47.

Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. Ордовикские отложения западного склона Южного Урала и их корреляция по конодонтам и хитинозоям // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 2. С. 333–352. DOI: 10.15372/gig20160204.

Маслов А.В., Крупенин М.Т. Новые данные по геологии и седиментологии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений в зоне сочленения Башкирского мегантиклинория и Зилаирского мегасинклинория к югу от широты с. Кага // Палеогеография венда – раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 113–124.

Пучков В.Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского антиклинория // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 5. С. 667–671.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 28–39.

Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Белова А.А. Конодонты позднего ордовика Южного Урала и их значение для палеогеографии // Палеострат-2011: Тез. докл. секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 24–26 янв. 2011 г. М.: Изд-во ПИН РАН, 2011. С. 67–69.

Якупов Р.А., Суяркова А. Граница ордовика и силура на Южном Урале: новые данные по граптолитам из разреза Набиуллино-3 // Материалы LXV сессии Палеонт. общ-ва при РАН. Санкт Петербург, 2019. https://www.researchgate.net/publication/336057145_Granica_ordovika_i_silura_na_Uznom_Urale_novye_dannye_po_graptolitam_iz_razreza_Nabiullino-3

Cheel R.J., Leckie D.A. Hummocky cross-strati cation // Sedimentology Review/1. 1993. P. 103–121. DOI: 10.1002/9781444304534.ch7.

Donselaar M.E., Geel C.R. Facies architecture of heterolithic tidal deposits: the Holocene Holland Tidal Basin // Netherlands Journal of Geosciences. Geologie en Mijnbouw, 2007. V. 86(4) P. 389–402. DOI: 10.1017/s001677460002360x.

Myrow P., Southard J. Tempestite deposition // Journ. Of Sedimentary Research, 1996, Vol. 66, No. 5. P. 875–887.

Sleveland A.R.N., Midtkandal I., Galland O., Leanza H.A. Sedimentary Architecture of Storm-Influenced Tidal Flat Deposits of the Upper Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina // Front. in Earth Sci., 8:219. Published: 14 July 2020. DOI: 10.3389/feart.2020.00219.

References:

Antoshkina A.I. (2012) Re ection of the Hirnantian phase of the Gondwanian glaciation in the sediments of the Subpolar Urals. *Paleozoi Rossii: regional'naya stratigrafiya, paleontologiya, geo- i biosobytiya. Materialy II Vserossiiskogo soveshchaniya* [Paleozoic of Russia: regional stratigraphy, paleontology, geo- and bio-events. Proceedings of the II All-Russian Conference], September 24-28, 2012. St. Petersburg: VSEGEI Publ., 18-20. (In Russian).

Antoshkina A.I., Shmelyova L.A. (2018) Pecularities of composition, structure and environments of Hirnantian deposits in the Timan-northern Ural sedimentary basin. *Litosfera*, **18**(4), 543–565. (In Russian).

Cheel, R.J., Leckie D.A. (1993) Hummocky cross-strati cation. *Sedimentology Reviews, 1*, 103–121. DOI: 10.1002/9781444304534.ch7.

Donselaar M.E., Geel C.R. (2007) Facies architecture of heterolithic tidal deposits: the Holocene Holland Tidal Basin. *Netherlands Journal of Geosciences. Geologie en Mijnbouw*, **86**(4), 389–402. DOI: 10.1017/s001677460002360x.

Dronov A.V. (1998) Storm sedimentation in the Lower Ordovician carbonate-terrigenous sediments in the vicinity of St. Petersburg. *Bulletin MOIP. Department of geology*, **73**(2), 43–51 (In Russian).

Dronov A.V. (2012) Sedimentary sequences and eustatic events in the Ordovician basin of Baltoscandia. *Paleozoi Rossii: regional'naya stratigrafiya, paleontologiya, geo- i biosobytiya. Materialy II Vserossijskogo soveshchaniya, 24-28 sentyabrya 2012 g. St. Petersburg* [Paleozoic of Russia: regional stratigraphy, paleontology, geo-and bio-events. Proceedings of the II All-Russian Conference, September 24-28, 2012, St. Petersburg] St. Petersburg: VSEGEI Publ., 84-86. (In Russian).

Dronov A.V. (2013) Sequences and sea level uctuations in the Ordovician Baltoscandia. *Stratigrafiya v nachale XXI veka — tendencii i novye idei* [Stratigraphy at the beginning of the XXI century — trends and new ideas]. Moscow: Geokart, GEOS Publ., 65-92. (In Russian).

Gorozhanina E.N. (2012) Types of Ordovician sedimentary basins in the South Urals and the eastern margin of the Russian Platform. *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nyh territorii. Materialy 9-oi Mezhregional'naoi nauchno-prakticheskaoi konferencii. Ufa, 19–22 noyabrya, 2012 g.* [Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories. 9th Interregional Scienti c and Practical Conference, Ufa, november 19–22, 2012 g.]. Ufa: DesignPress, 12-15. (In Russian).

Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Kuznecov N.B., Romanyuk T.V. (2014) Features of the composition and structure of Ordovician terrigenous deposits in the sections of the southeastern Russian platform and the South Urals. *Geologicheskii sbornik № 11 IG UNTs RAN* [Geological collection No. 11 IG USC RAS]. Ufa, DesignPress, 97-115. (In Russian).

Klyuzhina M.L. (1985) *Paleogeografiya Urala v ordovikskii period* [Paleogeography of the Urals in the Ordovician period]. Moscow, Nauka Publ., 189 p. (In Russian).

Krauze S.N., Maslov V.A. (1961) *Ordovik, silur i nizhnii devon zapadnogo sklona Bashkirskogo Urala* [Ordovician, Silurian and Lower Devonian of the western slope of the Bashkir Urals]. Ufa: BFAN SSSR Publ., 96 p. (In Russian).

Kuznecov N.B., Belousova E.A., Degtyarev K.E., Pyzhova E.S., Maslov A.V., Gorozhanin V.M. Gorozhanina E.N., Romanyuk T.V. (2016) The rst results of U/Pb dating of

detrital zircons from the Upper Ordovician sandstones of the Bashkir uplift (South Urals). *Dokl. Earth Sciences*, **467**(2), 325-330. (translated from *Dokl. RAN*, **467**(5), 560-565). DOI: 10.7868/s0869565216110189.

Maslov A.V., Krupenin M.T. (1998) New data on the geology and sedimentology of the Upper Precambrian and Lower Paleozoic deposits in the junction zone of the Bashkir meganticlinorium and Zilair megasyclinorium south of the latitude of the village of Kaga. *Paleogeografiya venda-rannego paleozoya severnoi Evrazii* [Paleogeography of the Vendian-Early Paleozoic of Northern Eurasia]. Yekaterinburg: UrO RAS Publ., 113-124. (In Russian).

Mavrinskaya T.M. (2011) Correlation of the Ordovician deposits of the Southern Urals by the conodont fauna. *Geologicheskii sbornik № 9 IG UNTs RAN* [Geological collection No. 9 IG USC RAS], 14-18. (In Russian).

Mavrinskaya T.M., Yakupov R.R. (2014) Biofacies analysis of the Ordovician basin on the western slope of the Southern Urals. *Geologicheskii sbornik № 11 IG UNTs RAN* [Geological collection No. 11 IG USC RAS]. Ufa, DesignPress, 41-47.](In Russian).

Mavrinskaya T.M., Yakupov R.R. (2016) Ordovician deposits of the western slope of the Southern Urals and their correlation by conodonts and chitinozoans. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, **57**(2), 333–352. DOI: 10.15372/gig20160204. (In Russian).

Myrow P., Southard J. Tempestite deposition. *Journ. of Sedimentary Research*, 1996, **66**(5), 875–887.

Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russian).

Puchkov V.N. (1997) Structural relationships of the Precambrian and Paleozoic at the periphery of the Bashkir anticlinorium. *Dokl. RAN*, **352**(5), 667-671. (In Russian).

Puchkov V.N. (2003) Uralids and Timanids, their structural connections and place in the geological history of the Ural-Mongolian fold belt. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, **44**(1-2), 28-39. (In Russian).

Sleveland A.R.N., Midtkandal I., Galland O., Leanza H.A. (2020) Sedimentary Architecture of Storm-In uenced Tidal Flat Deposits of the Upper Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Front. Earth Sci*., 14 July. DOI: 10.3389/feart.2020.00219.

Tolmacheva T.Yu., Ryazancev A.V., Belova A.A. (2011) Conodonts of the Late Ordovician of the Southern Urals and their signi cance for paleogeography. *Paleostrat-2011. Tezisy doklada sektsii paleontologii MOIP i Moskovskogo otdeleniya Paleontologicheskogo obshchestva, Moskva, 24-26 yanvarya 2011 g.* [Paleostrat-2011. Abstracts of the report of the Paleontology Section of the MOIP and the Moscow Branch of the Paleontological Society, Moscow, January 24-26, 2011]. Moscow, PIN RAN Publ., 67-69. (In Russian).

Yakupov R.A., Suyarkova A. (2019) Ordovician - Silurian boundary in the Southern Urals: new data on graptolites from the Nabiullino-3 section. *LXV sessii Paleontologicheskogo obshchestva pri RAN, 1-5 aprelya 2019 g., St. Peterburg* [LXV Sessions of the Paleontological Society at the Russian Academy of Sciences, April, 1-5, 2019, St. Petersburg] https://www.researchgate.net/publication/336057145_Granica_ordovika_i_silura_na_Uznom_Urale_novye_dannye_po_graptolitam_iz_razreza_Nabiullino-3 (In Russian).

Сведения об авторах:

Горожанина Елена Николаевна, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН). E-mail: gorozhanin@ufaras.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). E-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Якупов Рустем Раулевич, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН). E-mail: stpal@ufaras.ru

Мавринская Татьяна Михайловна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН). E-mail: stpal@ufaras.ru

About the authors:

Gorozhanina Elena Nickolaevna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia. E-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Gorozhanin Valery Michailovich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia. E-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Yakupov Rustem Raulyevich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia. E-mail: stpal@ufaras.ru

Mavrinskaya Tatiana Mikhailovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia. E-mail: stpal@ufaras.ru

УДК: 552.54: 551.73(470.52) DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-6

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА «МИНДИГУЛОВСКИЙ» (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЗИЛАИРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА)

Н. С. Сагдеева

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

Дано литолого-палеонтологическое описание нижнедевонских отложений северо-западной части Зилаирского синклинория западного склона Южного Урала. Выделено 4 литотипа, слагающих разрез «Миндигуловский». Охарактеризована биогенная составляющая разреза. Выявлена трофическая структура, состоящая из 3-х уровней. Отложения сформировались в условиях тиховодной фотической зоны глубоководной сублиторали.

Ключевые слова: Миндигулово, нижнедевонские отложения западного склона Южного Урала, карбонаты, литотипы, фауна, экосистема

LITHOLOGICAL-PALEONTOLOGICAL CHARACTERISTICS LOWER DEVONIAN SEDIMENTS OF THE “MINDIGULOVO” SECTION (NORTH-WESTERN PART OF ZILAIR SYNCLINORIUM WESTERN SLOPE OF THE SOUTH URALS)

N. S. Sagdeeva

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

A lithological-paleoecological description of the Lower Devonian sediments of the Zilair synclinorium western slope of the South Urals is given. Four lithotypes are established in the Mindigulovsky section. The biogenic component of the section is characterized and a trophic structure, consisting of three levels, is revealed. The sediments were formed in the calm-water photic zone of the deep-water sublittoral.

Keywords: Mindigulovo, Lower Devonian sediments, western slope of the South Urals, carbonates, lithotypes, fauna, ecosystem

Введение

Девонский период, согласно истории геологического развития Уральской складчатой системы, относится к рифогенному этапу развития региона. Западный склон Урала богат органогенными постройками палеозойского возраста, они довольно обширно и подробно задокументированы, в том числе и в пределах Южного Урала. Неким «белым пятном» остается нижний отдел девона, в связи со сложностью геологического строения редких выходов.

Для цитирования: *Сагдеева Н.С.* Литолого-палеонтологическая характеристика нижнедевонских отложений разреза «Миндигуловский» (северо-западная часть Зилаирского синклинория западного склона Южного Урала) // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 74–82. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-6.

For citation: Sagdeeva N.S. (2021) Lithological-paleontological characteristics Lower Devonian sediments of the “Mindigulovo” section (north-western part of Zilair Synclinorium western slope of the South Urals). *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 74–82. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-6.

© Н.С. Сагдеева, 2021.

Девонские отложения в пределах Уральской складчатой системы изучаются более 100 лет. Впервые в пределах Южного Урала они были выявлены в XIX веке Ф.Н. Чернышевым [1889].

С 30-х годов XX века в рамках широкомасштабных геологосъемочных работ многими исследователями были обнаружены и определены многочисленные виды фауны, палеонтологическому определению которых была посвящена вторая половина века. В результате в указанный период было уточнено положение девонских отложений на разномасштабных геологических картах.

Интенсивное изучение ископаемых «герцинских рифов» Урала шло во второй половине XX века. В результате по массивам рифогенных известняков западного и восточного склонов накопился обширный материал, касающийся разных сторон геологии и биостратиграфии [Шуйский, 1983]. Но в связи с тем, что в плане теорий рифообразования и особенностей рифовых экосистем представления того времени оставались схематичными и расплывчатыми, изучение рифогенных построек Урала не получило должного развития [Шуйский, 1983; Преображенский, 1986].

Стоит отметить значительный вклад в изучение девона Южного Урала ряда исследователей: С.Н. Краузе и В.А. Масловым [1961] были впервые рассмотрены вопросы стратиграфии и фациальных особенностей ордовикских, силурийских и девонских отложений западного склона Южного Урала; А.П. Тяжевой [1961] выполнено расчленение и палеонтологическое обоснование девонских отложений на западном склоне Урала; В.П. Шуйским [1983] на основе экосистемного анализа обобщен фактический материал по органогенным постройкам, входящим в состав верхнесилурийских и нижнедевонских отложений западноуральского региона.

Представительные для изучения выходы нижнедевонских карбонатных отложений на западном склоне Южного Урала расположены в пределах северо-западной части Зилаирского синклинория. Интересны они прежде всего тем, что на относительно небольшом расстоянии наблюдается постепенный переход отложений с фаунистическими находками от позднесилурийского до девонского возраста. Для изучения выбран разрез, который обладает рядом преимуществ относительно окружающих выходов пород: доступность для изучения, компактность, непрерывный стратиграфический диапазон, наличие различной фауны. Фактический каменный материал собран сотрудниками лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ УФИЦ РАН в течение полевых сезонов 2010–2019 гг.

Цель статьи — выделить характерные литотипы и палеосообщества нижнедевонских карбонатных отложений в пределах северо-западной части Зилаирского синклинория.

Литологическая характеристика разреза

Нижнедевонские отложения в пределах западного склона Южного Урала распространены фрагментарно. Их можно наблюдать в многочисленных обнажениях вдоль р. Белая, которые образуют скалистые выходы высотой несколько десятков метров, в 2 км северо-восточнее д. Миндигулово Бурзянского района Республики Башкортостан (рис. 1, 2).

Рис. 1. Местоположение Миндигуловского разреза
Условные обозначения: 1 — Миндигуловский разрез.

Fig. 1. Location of the Mindigulovsky section
Legend: 1 — Mindigulovsky section.

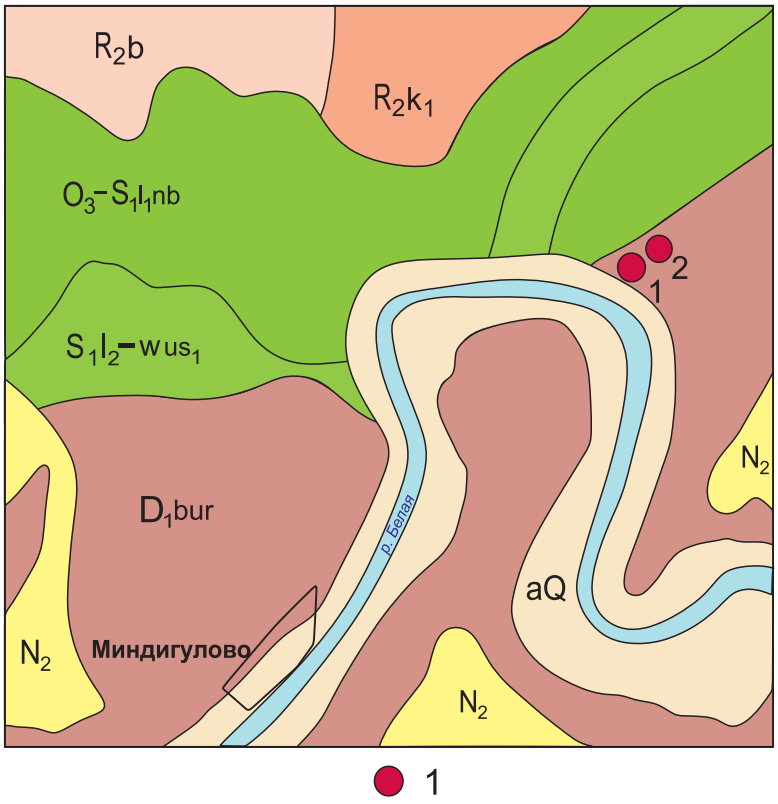


Рис. 2. Фрагмент геологической карты 1:50 000 масштаба [Шефер, 2000ф]
Условные обозначения: 1 — обнажения 1, 2.

Fig. 2. Fragment of a geological map 1:50 000 scale [Schaefer, 2000ф]
Legend: 1 — Outcrops 1, 2.

Сиякский горизонт лохковского яруса нижнего девона по р. Белой у д. Миндигулово представлен серыми известняками с прослоями глинистых сланцев (рис. 3) [Шуйский, 1983]. Описание разреза составлено по двум отдельным близко расположенным скальным выходам. Возраст отложений датируется по фауне конодонтов как лохковский–пражский (определения Т.М. Мавринской).

Обнажение 2 представлено известняками от темно-серых с прослоями глинистых сланцев до светло-серых доломитизированных. В отдельных слоях встречаются телодонты, рыбы, конодонты. В верхней части выхода породы смяты в складки и осложнены мелкими тектоническими трещинами.

Обнажение 3 представлено известняками от темно-серых глинистых биокластовых до серых плитчатых и светло-серых доломитизированных. В основании разреза наблюдается линзовидный прослой глинистых сланцев. В отдельных слоях наблюдаются органические остатки криноидей, брахиопод, конодонтов [Мавринская, Артюшкова, 2020].

Основные литотипы

В рассматриваемом разрезе преобладают пелитоморфные и доломитизированные известняки, содержащие различное количество органических остатков разной степени сохранности — встречаются как крупные членики и раковины величиной до 10 мм, так и детрит, не поддающийся определению. Примечательно, что основная ткань породы представлена субидиоморфной кристаллическизернистой массой с «выдержанным» размером 0.3 мм.

Породы повсеместно и в различной степени обогащены органическим веществом и подвержены вторичным изменениям в виде перекристаллизации и выщелачивания (рис. 4). Присутствие кристаллов доломита субгедральной формы во всех выделяемых типах является одной из основных характеристик изучаемого разреза.

Структура пород неоднородна. Более светлым участкам соответствуют микрокристаллическая масса, темным — пелитоморфная. Местами пелитоморфный материал обособлен в комочки размером до 1.2 мм.

Границы между светлыми и темными частями пород четкие, нередко они подчеркиваются стилолитовыми швами зубчатого типа.

Отсутствие примесей в известняках подтверждается результатами химических анализов, проведенных по описанным породам. В химическом составе доломитовых разностей устанавливается незначительное содержание окислов кремния, алюминия, железа, калия и титана (от десятых долей до первых процентов) указывающих на примесь глинистого материала. В шлифах эта примесь изредка отмечается в виде скоплений черного пелитового материала в межзерновых пространствах [Шефер, 2001ф].

Микроскопическое изучение нижнедевонских карбонатных отложений в рассматриваемом разрезе, в соответствии с соотношением кристаллической массы, пелитоморфного материала и содержания органических остатков, позволило выделить несколько литотипов: вакстоун, пакстоун,

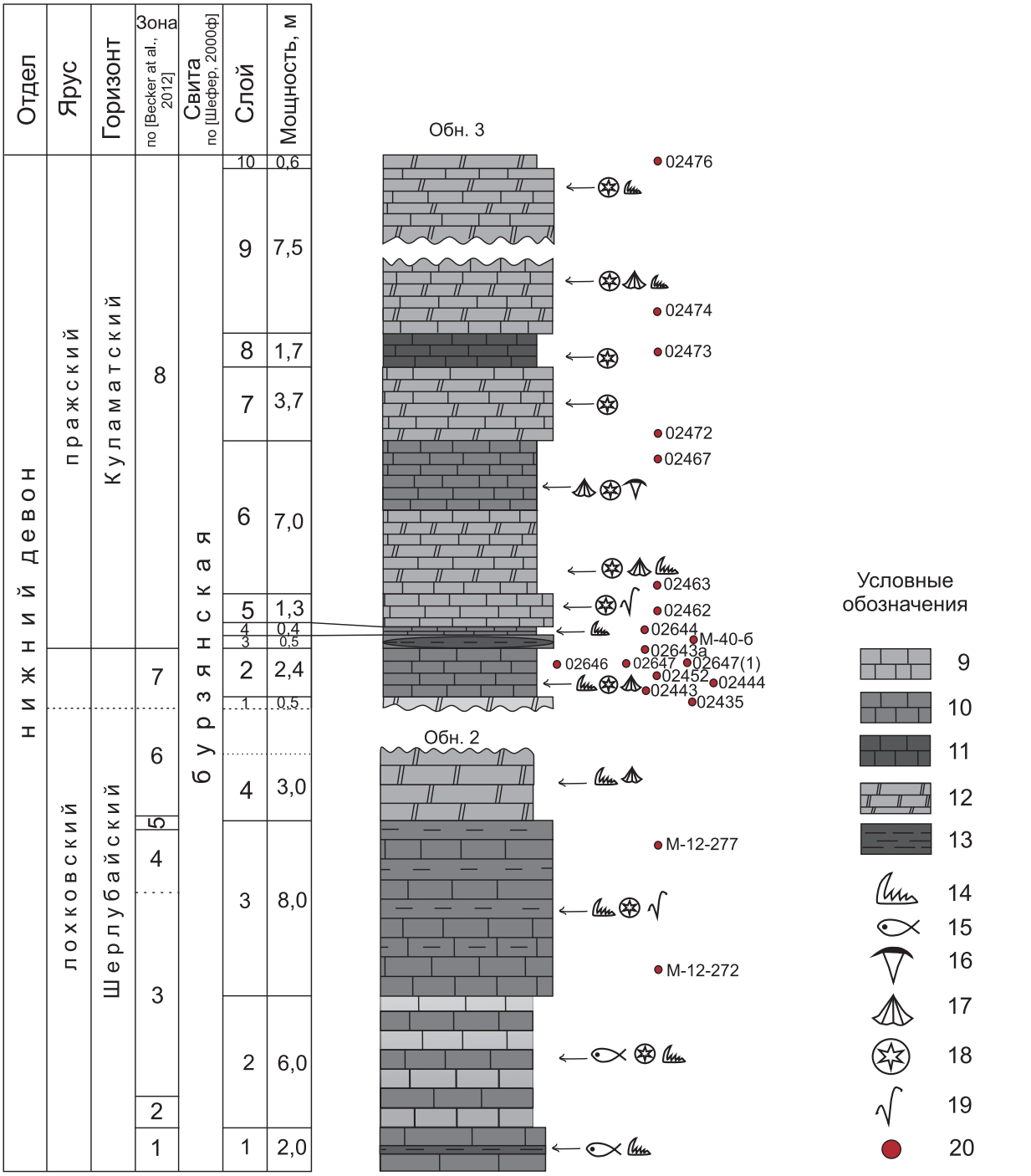


Рис. 3. Стратиграфическое расчленение нижнедевонских отложений разреза «Миндигуловский» (по материалам Т.М. Мавринской и О.В. Артюшковой)

Зоны: 1 — Omoalpa; 2 — Transitans; 3 — Eleanorae; 4 — Trigonicus; 5 — Kutscheri; 6 — Pandorabeta; 7 — Gilberti; 8 — Irregularis; *Условные обозначения:* 9 — известняк светло-серый; 10 — известняк серый; 11 — известняк темно-серый; 12 — доломитизированный известняк; 13 — глинистый сланец; 14 — конодонты; 15 — рыбы; 16 — трилобиты; 17 — брахиоподы; 18 — криноидеи; 19 — водоросли; 20 — литологический шлиф.

Fig. 3. Stratigraphic section of the Lower Devonian deposits of the Mindigulovsky section (based on the materials of T.M. Mavrinskaya and O.V. Artyushkova)

Zones: 1 — Omoalpa; 2 — Transitans; 3 — Eleanorae; 4 — Trigonicus; 5 — Kutscheri; 6 — Pandorabeta; 7 — Gilberti; 8 — Irregularis; *Legend:* 9 — light grey limestone; 10 — grey limestone; 11 — dark grey limestone; 12 — dolomitized limestone; 13 — clay shale; 14 — conodonts; 15 — sh; 16 — trilobites; 17 — brachiopods; 18 — crinoids; 19 — algae; 20 — lithological thin section.

микрокристаллический и среднекристаллический доломитизированный известняк. Подробное описание приведено ниже.

Вакстоун. Известняк нодулярный.

В данный литотип выделены породы, отличающиеся значительным содержанием микрита (рис. 5, фото 1). Порода темно-серого цвета, структура скрытозернистая, текстура нодулярная и нодулярно-слоистая. Содержание органических остатков (преимущественно реликты иглокожих) составляет не более 20%. Диаметр поперечного среза члеников криноидей до 0.3 мм. Также наблюдаются редкие

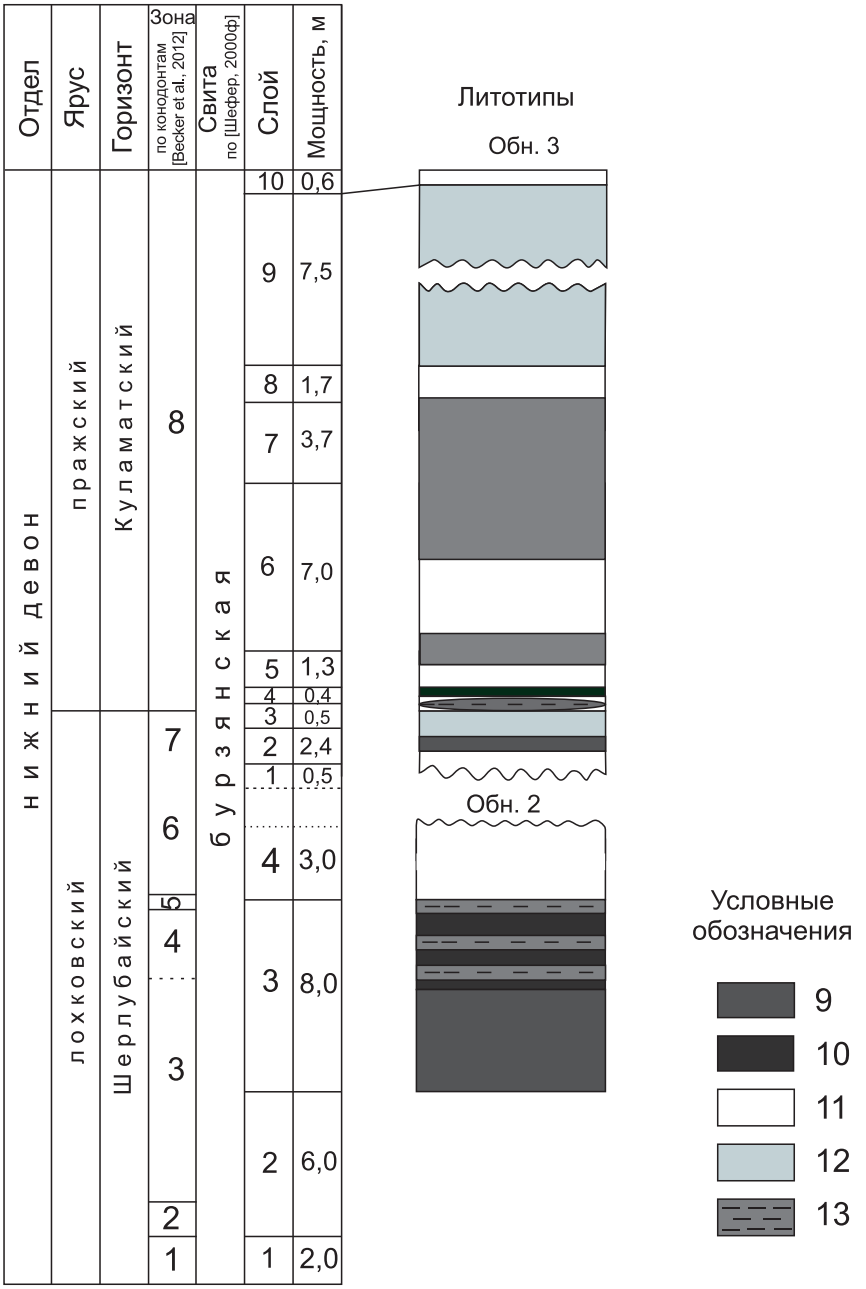


Рис. 4. Литотипы

Зоны: 1 — Omoalpa; 2 — Transitans; 3 — Eleanorae; 4 — Trigonicus; 5 — Kutscheri; 6 — Pandorabeta; 7 — Gilberti; 8 — Irregularis; *Условные обозначения:* 9 — вакстоун; 10 — пакстоун; 11 — среднекристаллический; 12 — микрокристаллический; 13 — глинистые сланцы.

Fig. 4. Lithotypes

Zones: 1 — Omoalpa; 2 — Transitans; 3 — Eleanorae; 4 — Trigonicus; 5 — Kutscheri; 6 — Pandorabeta; 7 — Gilberti; 8 — Irregularis; *Legend:* 9 — waxstone; 10 — paxstone; 11 — mediumcrystalline; 12 — microcrystalline; 13 — clay shale.

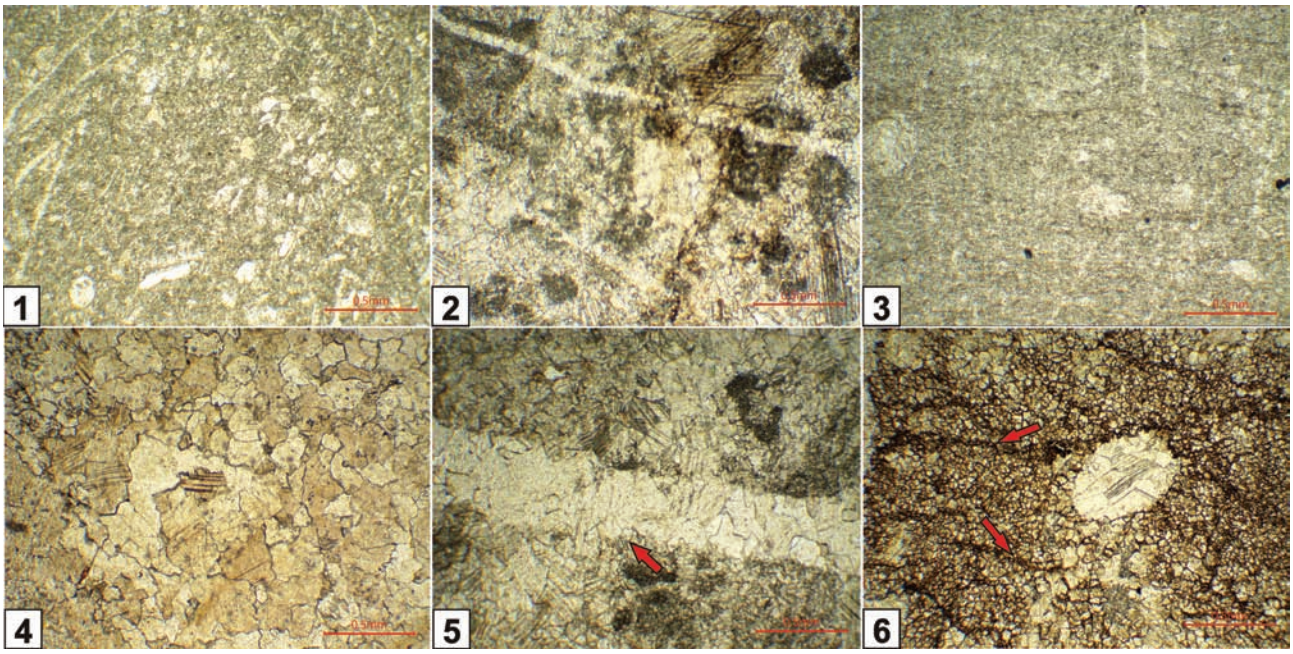


Рис. 5. Примеры литотипов

Примечания: 1 — вакстоун; 2 — пакстоун; 3 — микрокристаллический доломит; 4 — среднекристаллический доломит; 5 — трещина, заполненная кальцитом; 6 — трещины, заполненные битуминозным веществом.

Fig. 5. Examples of lithotypes

Notes: 1 — wackstone; 2 — packstone; 3 — microcritical dolomite; 4 — medium-crystalline dolomite; 5 — a crack lled with calcite; 6 — cracks lled with bituminous matter.

остатки гастропод и трилобитов диаметром не более 3 мм. Цемент двух типов: крустификационный (до 5%) образует оторочки вдоль реликтов члеников криноидей, микритовый (70%) является «фоновым» или образует сгустковые комочки. Встречаются редкие плохо окатанные зерна кварца размерностью 0.09×0.12 мм. В составе данного литотипа присутствует фрамбоидальный пирит размерностью 0.03×0.06 мм в количестве до 5%. Образование пирита обусловлено жизнедеятельностью и разложением микроорганизмов [Фортунатова и др., 2005]. Вторичные преобразования проявляются в перекристаллизации, наличии частично открытых мелких пор выщелачивания 0.03×0.03 мм и биопустот размерностью 0.2×0.2 мм.

Формирование известняков данного типа могло происходить в тиховодных условиях, ниже действия базиса волн, в фотической зоне, о чем свидетельствуют преобладание микритовой составляющей, наличие микробиальных пелоидов и детрита. Пиритообразование же характерно для небольших по размерам и глубине солоноватых морских бассейнов с водой, насыщенной SO_4, и водоемов с аномальным газовым режимом [Фортунатова и др., 2005].

Пакстоун. Известняк нодулярный детритовый.

Порода темно-серого цвета, структура скрытозернистая, текстура нодулярная (рис. 5, фото 2). Содержание детрита составляет более 50% от общей массы породы. Органогенный материал представлен достаточно крупными реликтами члеников криноидей, достигающих размеров до 10 мм, раковинами брахиопод размерностью 1.2 мм, пелоидами и пеллетами. Цементирующая масса — дисмикрит (до 50%), редко спарит. Развиты крустификационные оторочки вдоль члеников криноидей.

Породы данного литотипа сформировались в мелководных условиях фотической зоны на уровне слабого действия волн. Об этом свидетельствует преобладание дисмикритового состава цемента, обилие детрита, наличие пелоидов. Достаточно крупные реликты члеников кринодей, вероятно, поступали за счет сноса материала с топографически выше расположенных участков.

Микрокристаллический доломит характерен для темно-серых, глинисто-карбонатного состава, разновидностей изучаемых пород (рис. 5, фото 3). Встречается в виде плотной кристаллической массы, редко биокластов — монокристаллов реликтов

иглокожих, занимающих до 5% от общей массы. Из примесей — единичные зерна плохо окатанного кварца размером 0.1×0.12 мм.

Среднекристаллический доломит встречается в виде плотной кристаллической массы (рис. 5, фото 4). Структурный тип зерен — кристаллиты, средний размер кристаллов 0.3 мм. Редки крупные биокласты — реликты криноидей, гастропод. В межкристаллитном пространстве отмечается пелитовая примесь. Характерны трещины компакции и кавернозного типа, а также биопустоты внутриформенного типа, развитые по реликтам члеников криноидей.

Трещиноватость

В породах встречается большое количество микротрещин. Трещины имеют разную протяженность, ширину, ориентировку и, вероятно, разное происхождение — литогенетическое и тектоническое.

Первый тип. Трещины тонкие, не превышают по ширине 0.03 мм. Многочисленны, разветвляющиеся, имеют небольшую протяженность, постепенно затухают (рис. 5, фото 5). В редких случаях прослеживаются на протяжении всей площади шлифа. Местами при больших увеличениях заметны выделения по стенкам микрокристаллов кальцита. В основном же трещины заполнены темным битуминозным веществом. Послойная ориентировка трещин приводит к образованию субпараллельных систем трещин. Специфика морфологии и текстура трещин указывают, вероятно, на литогенетическую природу.

Второй тип трещин имеет ширину от 0.03 до 0.4 мм. Они имеют правильную форму и значительную протяженность. Заполнены кристаллами кальцита (рис. 5, фото 6). Нередко трещины четкой линией пересекают всю поверхность шлифа. Местами взаимопересекаются. Морфология и направленность указывают, вероятно, на тектоническое происхождение.

Палеонтологическая характеристика

Биогенная часть известняков, рассматриваемых в настоящей работе, в разрезе не однообразна, но представлена скудно. Преобладают бентосные стеногалинные формы. Стабильно встречаемы и относительно многочисленны реликты члеников иглокожих. Продольные и поперечные сечения имеют приемлемую степень сохранности, различим внутренний осевой канал криноидей (рис. 6, фото 3). Размеры члеников от 0.4 до 10 мм. Брахиоподы наблюдаются в виде сечений, обломков раковин размером 1.2 мм (рис. 6, фото 4). Единичны механически поврежденные скелетные фрагменты грудного отдела трилобитов размером 0.9×0.2 мм (рис. 6, фото 6) и гастропод размером до 2 мм (рис. 6, фото 5).

Также в пределах разреза отмечаются редкие, часто монотаксонные комплексы конодонтов [Мавринская, Артюшкова, 2020].

В процессе доломитизации известкового осадка, содержащего органогенные остатки, доломит в первую очередь замещает пелитоморфный кальцит, а затем — остатки скелетов. Таким образом, в процессе ранней доломитизации агрегаты доломита наследуют первоначальные структурно-текстурные особенности породы [Фортунатова и др., 2005].

В породах широко развиты пелоиды, они сохранились в породах в виде комочков пелитоморфного материала, хорошо различимых под микроскопом (рис. 6, фото 1). Вероятно, это остатки водорослей. Единично встречаются пеллеты (рис. 6, фото 2).

Сообщества живых организмов обнаруживают устойчивость в условиях меняющейся внешней среды и обладают способностью к саморазвитию. В тесной связи с устойчивостью сообществ находятся процессы их направленного изменения. Развитие сообществ в экологии получило название сукцессии [Шуйский, 1983]. Согласно представлениям В.П. Шуйского, в нижнедевонских отложениях западного склона Урала сукцессия начинается на базе скудного сообщества мелких угнетенных брахиопод, гастропод и остракод, приуроченных к черным плитчатым известнякам, переслаивающимся с известково-глинистыми сланцами. На первой стадии отмечается появление в разрезе остатков тонкостебельных криноидей. Сланцы постепенно исчезают, слоистость становится грубее. Далее криноидеи получают массовое развитие. Комплекс фауны включен в тонко- и среднеслоистые детритовые известняки мощностью 1–2 м [Шуйский, 1983].

Трофическая структура

Каждая экосистема имеет свою трофическую структуру, которая выделятся по специфике организмов, в частности способов их питания [Шуйский, 1983; Заварзин, Рожнов, 2011]. Организмы, слагающие Миндигуловский разрез, разделяются по

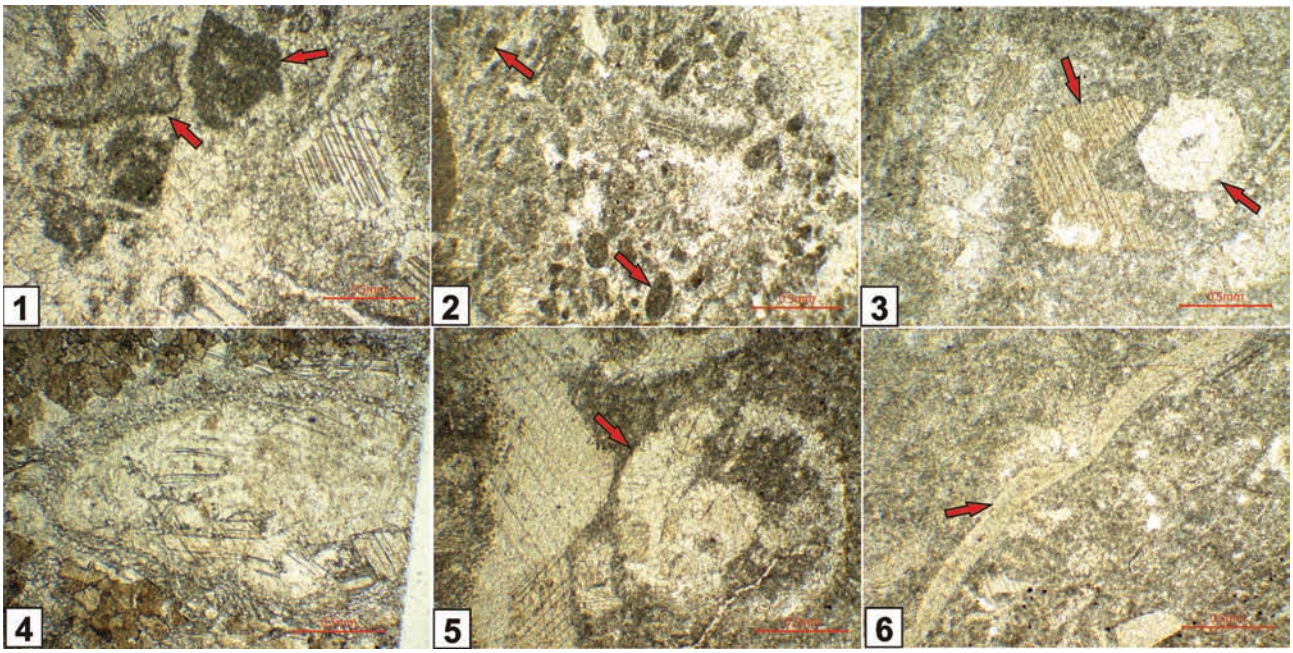


Рис. 6. Организмы, встречаемые в шлифах «Миндигуловского» разреза

Примечания: 1 — водорослевые сгустки; 2 — пеллетоиды; 3 — реликты криноидей; 4 — реликт брахиоподы; 5 — реликт гастроподы; 6 — реликт трилобита.

Fig. 6. Organisms found in thin sections of the «Mindigulovsky» section

Notes: 1 — mold peloids; 2 — pelletoids; 3 — crinoidea remnant; 4 — brachiopod remnant; 5 — gastropod remnant; 6 — trilobite remnant.

способу питания на автотрофы и гетеротрофы, соответствующие продуцентам и консументам.

Первый уровень занимают кальцимикробы и цианобактерии. Для микробных организмов обмен веществ осуществлялся в процессе хемо- и фотосинтеза. Фотосинтезирующие организмы, такие как цианобактерии, продуцировали биогенный молекулярный кислород и могли переносить загрязнения и резкие колебания физико-химических условий, в том числе и во́ды, обогащенные сульфатами. Кальцимикробы, формировавшие микробиальные пелоиды, захватывали и склеивали карбонатный ил, готовя тем самым первичный субстрат для других обитателей [Заварзин, Рожнов, 2011].

Позднее появляются зеленые водоросли, способствовавшие синтезу органического вещества для консументов [Пономаренко, 2011].

Второй уровень составляют организмы-фильтраторы. Согласно палеонтологическому материалу, в Миндигуловском разрезе придонными фильтраторами являются брахиоподы и морские ежи, наддонными — криноидеи.

Третий уровень характеризуют всеядные организмы: трилобиты, остракоды и гастроподы [Пономаренко, 2011]. Из консументов 3 уровня непосредственно в разрезе отмечаются трилобиты и гастроподы.

Заключение

В нижнедевонских отложениях северо-западной части Зилаирского синклинория западного склона Южного Урала выделено 4 литотипа карбонатных пород. Породы повсеместно подвержены процессам перекристаллизации. Присутствие кристаллов доломита субгедральной формы во всех выделяемых типах является основной характеристикой разреза. Литотипы выделяются в соответствии с соотношением кристаллической массы, пелитоморфного вещества и содержания органических остатков.

Трофическая структура биогенного сообщества разреза состоит из 3-х уровней. Продуценты в виде микробного сообщества и зеленых водорослей составляют первый уровень. Придонные (брахиоподы) и наддонные (криноидеи) организмы-фильтраторы слагают второй уровень и всеядные (трилобиты) третий. Исходя из установленных

литологических и палеонтологических особенностей Миндигуловского разреза, нижнедевонские отложения северо-западной части Зилаирского синклинория западного склона Южного Урала формировались в преимущественно тиховодных условиях фотической зоны глубоководной сублиторали.

Список литературы:

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

Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФАН СССР, 1961. 94 с.

Мавринская Т.М., Артюшкова О.В. Лохковские отложения западного склона Южного Урала, их расчленение и глобальная корреляция на основе конодонтовой фауны // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331, № 3. С. 213–225.

Пономаренко Е.С. Литолого-палеоэкологическая характеристика нижнепермской органогенной постройки Розя Кырта Изпыредский, Северный Урал // Литосфера. 2011. № 3. С. 50–63.

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

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

Фортунатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВНИГНИ, 2005. 440 с.

Чернышев Ф.Н. Общая геологическая карта России: Лист 139. Описание центральной части Урала и западного его склона, на основании наблюдений В. Меллера, А. Краснопольского и Ф. Чернышева. СПб.: Геол. ком., 1889. Т. 8. 393 с. (Тр. Геологической комиссии; Т. 3, № 4).

Шуйский В.П. Верхнесилурийский и нижнедевонский рифовые комплексы западного склона Урала. Вопросы экосистемного анализа. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 83 с.

Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. Devonian Period // Geologic Time Scale 2012 / *Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg*. Amsterdam: Elsevier, 2012. Vol. 1, Ch. 20, P. 525–558.

References:

Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. (2012) Devonian Period Geologic Time Scale 2012. (Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). Amsterdam, Elsevier, **1**, Ch. 20, 525–558.

Chernyshev F.N. (1889) *Obshaya geologicheskaya karta Rossii. List 139. Opisanie tsentralnoi chasti Urala i zapadnogo ego sklona, na osnovanii nablyudenii V. Millera, A. Krasnopolskogo i F. Chernyshova* [General geological map of Russia: Sheet 139. Description of the central part of the Urals and its western slope, based on the observations of V. Meller, A. Krasnopolsky and F. Chernyshev]. St. Petersburg, Geol. kom. Publ., Vol. 8, 393 p. (Tr. Geologicheskoi komissii, **3**(4)). (In Russian).

Fortunatova N.K., Kartseva O.A., Baranova A.V., Agafonova G.V., Ofman I.P. (2005) *Atlas structurnykh komponentov karbonatnykh porod* [Atlas of structural components of carbonate rocks]. Moscow, VNIGNI Publ., 440 p. (In Russian).

Krauze S.N., Maslov V.A. (1961) *Ordovik, silur i nizhniy devon zapadnogo sklona Bashkirskogo Urala* [Ordovician, Silurian and Lower Devonian of the western slope of the Bashkir Urals] Ufa, Bashkirskiy lial AN SSSR Publ., 94 p. (In Russian).

Mavrinskaya T.M., Artyushkova O.V. (2020) Lochkovian deposits of the western slope of the south urals, their division and global correlation based on conodonts. *Izvestiya TPU. Inzhiniring georesursov – Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, **331**(3), 213-225. (In Russian).

Ponomarenko E.S. (2011) Lithological and paleoecological characteristics of the Lower Permian organogenic structure of the Rozya Kyrta Izpyredsky, Northern Urals. *Litosfera*, (3), 50-63. (In Russian).

Preobrazhenskii B.V. (1986) *Sovremennye rify* [Modern reefs]. Moscow, Nauka Publ., 244 p. (In Russian).

Tyazheva A.P. (1961) Stratigraphy of the Devonian deposits of the western slope of the Southern Urals. *Devonskie otlozheniya Bashkirii. Chast' 1. Stratigrafiya* [Devonian deposits of Bashkiria. Part 1. Stratigraphy]. Moscow, AN SSSR Publ., 5-130. (In Russian).

Shuiskii V.P. (1983) *Verchnesiluriyskii i nizhnedevonskii rifovye kompleksy zapadnogo sklona Urala. Voprosy ecosistemnogo analiza* [Upper Silurian and Lower Devonian reef complexes of the western slope of the Urals. Ecosystem analysis issues]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ. 83 p. (In Russian).

Zavarzin G.A., Rozhnov S.V. (2011) Reefs in the evolution of geo-biological systems. Problem statement. *Rifogennie formatsii i rify v evolitsii biosfery* [Reef formations and reefs in the evolution of the biosphere]. Moscow, PIN RAN Publ., 228 p. (In Russian).

Сведения об авторе:
Сагдеева Нурия Сабировна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: sag-nyrija@mail.ru

About the author:
Sagdeeva Nuriya Sabirovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia. E-mail: sag-nyrija@mail.ru

УДК 550.4 (234.853) DOI: 0.31084/2619-0087/2021-2-7

ФРАНСКИЕ ГРАУВАККИ ХУДОЛАЗОВСКОЙ МУЛЬДЫ. СООБЩЕНИЕ 3. КРАТКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

А. М. Фазлиахметов

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

Приводится геохимическая характеристика франских граувакк западного крыла Худолазовской мульды (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) на основе более 100 проб, в которых было установлено содержание главных и малых элементов.

Анализ геохимических данных позволил установить характерные особенности состава граувакк каждого из изученных стратиграфических подразделений (верхняя часть улутауской свиты, мукасовская свита, ялангасская, идяш-кускаровская и худалозовская линзы нижней подсвиты биягодинской свиты) и увязать их с петрографическим составом. Показано, что отличия песчаников разных интервалов разреза наиболее наглядно проявляются на диаграммах Ni – Cr, Cr/V – Y/Ni, $Cr/Al_2O_3 – Zr/Al_2O_3$ и $Cr/Al_2O_3 – Y/Al_2O_3$.

По соотношению главных элементов изученные породы соответствуют вулканокластическим грауваккам кислого (ялангасская линза) и среднего (верхняя часть улутауской свиты, идяш-кускаровская и худолазовская линзы биягодинской свиты) состава. Степень выветривания в источнике сноса была низкой, разрушению подвергались комплексы океанических островных дуг.

Песчаники мукасовской свиты отличаются от прочих, предположительно из-за относительно более длительного нахождения обломочного материала в путях миграции.

Ключевые слова: геохимия, улутауская свита, мукасовская свита, биягодинская свита франский ярус, граувакки, Южный Урал

FRASNIAN GREYWACKES OF THE KHUDOLAZ SYNCLINE MESSAGE 3. BRIEF DESCRIPTION OF GEOCHEMISTRY

A. Fazliakhmetov

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

The geochemical characteristics of the Frasnian greywackes of the western limb of the Khudolaz syncline (West-Magnitogorsk zone of the Southern Urals) are given on the basis of more than 100 samples, in which the content of major and minor elements was established.

The analysis of geochemical data made it possible to establish the characteristic features of the greywacke composition of each of the studied stratigraphic units (the upper part of the Ulutau Formation, the Mukasevo Formation, the Yalangas, Idyash-Kuskarovo and Khudolaz lenses of the lower part of the Biyagoda Formation) and relate them to the petrographic composition. It is shown that the differences between sandstones of different intervals of the section are most clearly manifested in the diagrams Ni – Cr, Cr/V – Y/Ni, $Cr/Al_2O_3 – Zr/Al_2O_3$ and $Cr/Al_2O_3 – Y/Al_2O_3$.

In terms of the ratio of the main elements, the studied rocks correspond to volcanoclastic graywackes of acidic (Yalangas lens) and middle (upper part of the Ulutau Formation, Idyash-Kuskarovo and Khudolaz lenses of the Biyagoda Formation) composition. The degree of weathering at the source of drift was low, and complexes of oceanic island arcs were destroyed.

Для цитирования: *Фазлиахметов А.М.* Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 3. Краткая геохимическая характеристика // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 83–105. DOI: 0.31084/2619-0087/2021-2-7.

For citation: Fazliakhmetov A.M. (2021) Frasnian greywackes of the Khudolaz Syncline. Message 3. Brief description of geochemistry. *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 83–105. DOI: 0.31084/2619-0087/2021-2-7.

© А.М. Фазлиахметов, 2021.

Sandstones of the Mukasevo Formation differ from the others, presumably due to the relatively longer presence of clastic material in the migration routes.

Keywords: geochemistry, the Ulutau Formation, the Mukasevo Formation, the Biyagoda Formation, the Frasnian, greywacke, the South Urals

Введение

Данная статья продолжает серию, посвященную франским граувакам Худолазовской мульды. Ранее были опубликованы Сообщение 1 — «Франские граувакки Худолазовской мульды. Краткая характеристика отложений» [Фазлиахметов, 2020а] и Сообщение 2 — «Франские граувакки Худолазовской мульды. Краткая петрографическая характеристика» [Фазлиахметов, 2020б].

Франские отложения на западном крыле Худолазовской мульды слагают непрерывную последовательность мощностью около 2500 м. В ней выделено пять обломочных комплексов: верхней части улутауской свиты, мукасовской свиты, ялангасской, идяш-кускаровской и худолазовской линз нижней подсвиты биягодинской свиты [Фазлиахметов, 2020а, б]. Каждый из перечисленных комплексов отличается составом петрофонда, имеет определенную стратиграфическую и территориальную приуроченность.

Петрографическое описание граувакк улутауской и биягодинской свит позволило установить состав пород источников сноса, выявить тефрогенные, вулканотерригенные и терригенные разности, раскрыть некоторые особенности их литогенеза [Фазлиахметов и др., 2016; Фазлиахметов, 2019б, в, 2020б]. Изучение кластолитов мукасовской свиты, основанное на шести образцах, носило лишь предварительный характер, но дало основание считать эти породы исключительными на фоне не только франского, но и в целом девонского разреза Западно-Магнитогорской зоны.

В настоящее время широким применением пользуются весьма разнообразные методы интерпретации геохимического состава обломочных пород. Их применению с целью изучить франские граувакки Худолазовской мульды и, соответственно, уточнить результаты предшествующих работ, посвящено данное сообщение.

Методика исследований

Содержание оксидов породообразующих элементов в граувакках улутауской и биягодинской свит было установлено посредством пламенной фотометрии (Na_2O, K_2O) и титриметрического метода (аналитик С.А. Ягудина, ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Содержание Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Y и Zr установлено методом ИСП-АЭС на спектрометре Shimadzu ICPE-9000 с кислотным разложением в открытой системе по методике [Мусина, Мичурин, 2016] (аналитик А.М. Карамова, ИГ УНЦ РАН, г. Уфа). Общее количество проб — 102.

Положение точек опробования показано на рис. 1 и детальнее в публикациях [Фазлиахметов, 2020а, 2021].

Геохимический состав обломочных пород мукасовской свиты был установлен рентгено-флуоресцентным методом на спектрометре VRA-30 (аналитики В.Ф. Юлдашбаева и С.В. Мичурин, ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Содержание Na_2O, K_2O было определено методом пламенной фотометрии (аналитик С.А. Ягудина, ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа).

В сообщении использованы данные о содержании редкоземельных и прочих малых элементов в тефроидах ирендыкской свиты, средней и нижней частей улутауской свиты, граувакках идяш-кускаровской и худолазовской линз, установленном при помощи метода ИСП-МС. Определение было выполнено с разложением проб в закрытой системе на масс-спектрометре X-7 в ИПТМ РАН (г. Черноголовка) и на масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Важно отметить, что образцы, изученные методом ИСП-МС, были отобраны задолго до целенаправленного исследования франских граувакк Худолазовской мульды. Задачей тех работ было изучение вариаций геохимического состава граувакк в зависимости от их гранулометрического состава [Фазлиахметов, 2014]. Поэтому образцы отбирались в количестве 2–3 шт. из разных частей (нижней, средней и верхней) отдельно взятых турбидитов. Соответственно 6 образцов из отложений идяш-кускаровской линзы характеризуют только 2 слоя из разреза у д. Идяш-Кускарово, а 21 образец граувакк худолазовской линзы — 8 слоев. Из них 4 слоя опробованы в разрезе у д. Идяш-Кускарово, 4 — на южном и восточном берегах оз. Ялангаскуль.

Образцы из отложений ирендыкской свиты отобраны на широте г. Магнитогорск по трассе д. Тирман – с. Аскарово. Детальная привязка приведена

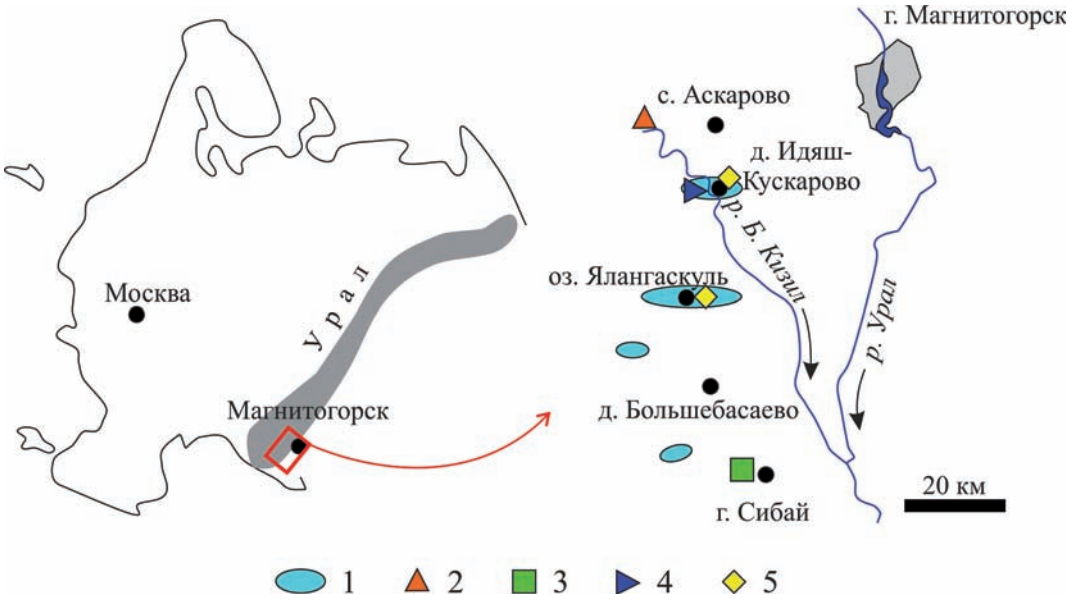


Рис. 1. Расположение района работ и опробованных разрезов

Условные обозначения: 1 — разрезы, опробованные на определение содержаний главных элементов; 2–5 — разрезы, образцы из которых изучены методом ИСП-МС: 2 — ирендыкская свита, 3 — улутауская свита, 4 — идяш-кускаровская линза, 5 — худолазовская линза.

Fig. 1. Location of the work area and tested sections

Legend: 1 — sections tested to determine the contents of the main elements; 2–5 — sections, samples from which were studied by the ICP-MS method: 2 — the Irendyk Formation, 3 — the Ulutau Formation, 4 — Idyash-Kuskarovo lens, 5 — Khudolaz lens.

в [Фазлиахметов, Зайнуллин, 2015]. Изучено всего 16 образцов из 7 слоев.

Песчаники улутауской свиты были опробованы в стратотипической местности, к западу от города Сибай, на северо-востоке Карамалыташской брахиантиклинали. Нижняя подсвита улутауской свиты здесь сложена кислыми вулканокластическими граувакками. Они охарактеризованы 15 образцами из 5 слоев. Средняя подсвита улутауской свиты слагается вулканокластическими граувакками средне-основного состава. Они представлены 17 пробами из 6 слоев.

Характеристика содержаний оксидов породообразующих элементов и классификационных диаграмм[1]

Медианные, минимальные и максимальные содержания оксидов породообразующих элементов приведены в табл. 1. Из нее видно, что по относительно повышенным содержаниям кремнезема заметно выделяются кластолиты мукасовской свиты и ялангасской линзы. Соответственно другие оксиды, в частности, TiO_2, Al_2O_3 и CaO, находятся в них в заметно пониженных концентрациях.

Кластолиты улутауской свиты характеризуются наиболее высокими содержаниями Al_2O_3 и CaO, отражающими повышенное в них содержание плагиоклазов. Песчаники худолазовской линзы имеют максимальные величины концентрации MgO и TiO_2, вероятно, увязанные с присутствием зерен хлоритолитов, серпентинитов и вулканитов основного состава. Отложения идяш-кускаровской линзы не имеют каких-либо отличительных особенностей — содержания породообразующих элементов в них имеют по отношению к перечисленным разностям промежуточные значения.

На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона $\log(SiO_2/Al_2O_3)-\log(Na_2O/K_2O)$ [Петтиджон и др., 1976] фигуративные точки состава всех исследуемых песчаников попали в поле граувакк (рис. 2). На диаграмме М. Херрона $\log(SiO_2/Al_2O_3)-\log(Fe_2O_3/K_2O)$ [Herron, 1988] в поле железистых песчаников оказалась большая часть кластера точек ялангасской линзы. Состав остальных проб, согласно данной диаграмме, отвечает железистым сланцам. На диаграмме $\lg[(Fe_2O_3+MgO)/(Na_2O+K_2O)]-\lg(SiO_2/Al_2O_3)$, предложенной О.Ю. Мельничуком

[1] Кластолиты мукасовской свиты рассмотрены отдельно ниже.

Таблица 1. Средние, максимальные и минимальные содержания главных элементов и значение некоторых геохимических показателей во франских граувакках Худолазовской мульды

Table 1. Average, maximum and minimum contents of the main elements and the significance of some geochemical indicators in the Frasnian graywackes of the Khudolaz syncline

Компоненты	верхняя часть улутауской свиты, n = 25	мукасовская свита, n = 6	ялангасская линза, n = 10	идяш-кускаровская линза, n = 9	худолазовская линза, n = 52
SiO_2	60±2.6 54–64	74.9±5 71.1–85.5	72±0.6 71–73	56±1.2 52.4–56.5	57±2.9 52–62.5
TiO_2	0.5±0.1 0.4–0.8	0.33±0.09 0.17–0.41	0.2±0 0.1–0.3	0.7±0.2 0.5–1.2	0.8±0.1 0.6–1
Al_2O_3	18.5±1.2 16–20	7.9±3.2 5.3–14.3	13±0.7 12–14	17±0.7 16.5–19	15±0.9 13–16.2
Fe_2O_3*	5.9±2.1 3.5–10.8	4.3±1.9 0.5–6	6.1±0.8 5.2–7.6	9±1.2 6.2–10.5	7.6±0.5 6.5–8.6
MnO	0.1±0 0.1–0.2	0.48±0.94 0.06–2.58	0.1±0 0.1–0.3	0.3±0.2 0.1–0.6	0.1±0.1 0.1–0.3
MgO	2.4±0.8 1.4–4	0.6±0.9 0.2–2.2	1.8±0.5 0.8–2.2	3.8±0.8 3–5.4	6±1.1 3–8.2
CaO	5.5±2 1.7–8.5	0.6±0.5 0.2–1.6	1.4±0.4 1–2	3.4±1.1 1.7–4.5	5.1±1.6 2–8.5
Na_2O	4.1±0.7 3.7–6.1	0.5±1.8 0.4–4.6	2.3±0.4 1.7–2.7	4.7±0.8 3.2–5.4	2.7±0.6 1.4–4
K_2O	0.5±0.4 0.1–1.3	0.7±0.3 0.3–1.1	0.6±0.2 0.5–1.1	1.2±0.7 0.5–2.5	1±0.3 0.4–1.9
P_2O_5*	0.2±0 0.1–0.2	0.12±0.06 0.12–0.28	0.1±0 0.1–0.2	0.1±0 0.1–0.1	0.1±0 0.1–0.3
ГМ	0.42±0.04 0.38–0.53	0.19±0.07 0.09–0.27	0.27±0.02 0.26–0.3	0.49±0.03 0.43–0.56	0.41±0.04 0.34–0.49
ТМ	0.03±0.01 0.02–0.05	0.03±0.01 0.03–0.05	0.02±0 0.01–0.02	0.04±0.01 0.03–0.07	0.05±0.01 0.04–0.07
АМ	0.31±0.02 0.28–0.34	0.11±0.05 0.07–0.2	0.18±0.01 0.17–0.19	0.3±0.02 0.29–0.36	0.26±0.03 0.22–0.31
ЖМ	0.32±0.13 0.17–0.62	0.6±0.32 0.07–0.93	0.47±0.07 0.42–0.63	0.52±0.07 0.37–0.61	0.5±0.04 0.42–0.63
НКМ	0.28±0.03 0.22–0.34	0.18±0.13 0.11–0.41	0.22±0.03 0.19–0.3	0.34±0.03 0.26–0.36	0.26±0.04 0.18–0.35
ОЩ	5±0.71 3.95–6.6	1.53±1.85 0.72–5.34	2.9±0.31 2.68–3.61	5.9±0.54 4.42–6.09	3.91±0.6 2.55–5.07
ЩМ	8±11.07 2.96–57.5	1.48±2.42 0.52–6.46	3.72±1.37 1.6–5.4	3.84±4.09 1.44–10.8	3±1.76 1.13–7.88
ФМ	0.14±0.05 0.1–0.26	0.07±0.04 0.02–0.15	0.11±0.01 0.1–0.13	0.23±0.03 0.17–0.29	0.24±0.03 0.17–0.31
CIA	50.5±5.3 42.2–64.4	68.8±10.2 55.9–79.6	64.5±4.5 56.9–71.1	54.2±3.3 49.6–59.2	50.2±4.7 41.9–61.4
CIW	51.7±5.8 42.5–66.8	71.4±12.8 57.6–87.5	66.5±5 59.7–75.2	56.6±5.1 50.4–65.4	52.5±5 42.6–64.9

Примечание: в числителе — среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе — минимальное и максимальное значение. Прочерк — нет данных. n — число образцов в выборке. Величина CIA была рассчитана по [Nesbitt, Young, 1982], CIW — по [Harnois, 1988], остальных геохимических параметров — по [Юдович, Кетрис, 2000].

Note: the numerator contains the arithmetic mean and standard deviation, the denominator contains the minimum and maximum values. Dash — no data. n — is the number of samples in the sample. The CIA value was calculated according to [Nesbitt, Young, 1982], CIW according to [Harnois, 1988], and other geochemical parameters according to [Yudovich and Ketris, 2000].

[2018], подавляющее количество точек расположилось в поле граувакк и полевошпатовых граувакк.

На треугольной диаграмме А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой SiO_2–(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2)–(Al_2O_3+CaO+K_2O+Na_2O) [Коссовская, Тучкова, 1988] точки, отвечающие составу песчаников верхней части улутауской свиты, идяш-кускаровской и худолазовской линз, расположились в поле вулкано-

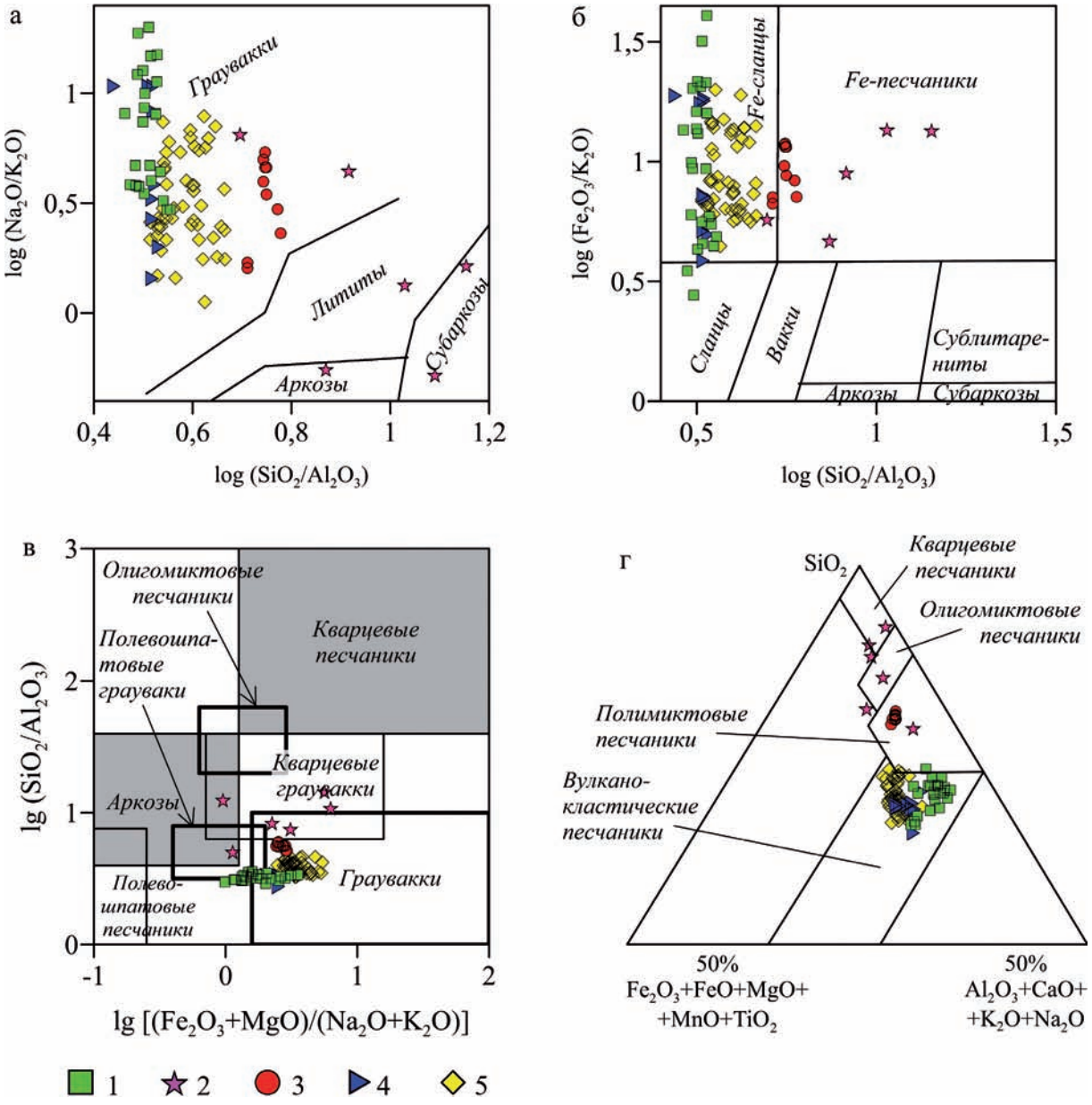


Рис. 2. Классификационные диаграммы для франских граувакк Худолазовской мульды: а — Ф. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976]; б — М. Херрона [1988]; в — О.Ю. Мельничука [2018]; г — А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [1988]

Условные обозначения: 1 — верхняя часть улутауской свиты, 2 — мукасовская свита, 3 — ялангасская линза, 4 — идяш-кускаровская линза, 5 — худолазовская линза.

Fig. 2. Classification diagrams for the Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline: a — by F. Pettijon [Pettidzhon et al., 1976]; б — by M. Herron [1988]; в — by O.Yu. Melnichuk [2018]; г — by A.G. Kossovskaya and M.I. Tuchkova [1988]

Legend: 1 — the upper part of the Ulutau Formation, 2 — the Mukasevo formation, 3 — Yalangas lens, 4 — Idyash-Kuskarovo lens, 5 — Khudolaz lens.

кластических песчаников (см. рис. 2). Точки, соответствующие составу песчаников ялангасской линзы, несмотря на то, что они также состоят преимущественно из обломков вулканических пород, оказались в поле полимиктовых песчаников.

Характеристика и анализ литохимических модулей

Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000] разработана литохимическая классификация осадочных пород, основанная на содержаниях породообразующих элементов и величинах литохимических модулей[1], а также методика их анализа и интерпретации. Применение модульных диаграмм, анализ величин и корреляционных связей между модулями позволяют относить исследуемые породы к той или иной группе, выделяемой по генезису или вещественному составу. В частности, магматическим породам, а следовательно, и в некоторой мере вулканотерригенным и тефрогенным разностям свойственны положительные корреляции ТМ–ЖМ, ТМ–ФМ, ЖМ–ФМ, отражающие связь Ti, Fe и Mg в темноцветных минералах. Породам этих же групп характерны негативная корреляция ФМ–НКМ, вероятное отсутствие положительной корреляции ГМ–АМ и, при высоком содержании полевых шпатов — щелочность (Na_2O+K_2O) более 8%. Основные магматические породы отличаются величинами ЖМ более 0.75, ФМ — более 0.2–0.25, ТМ — более 0.1. Кислые вулканические образования характеризуются пониженной титанистостью — ТМ менее 0.03.

Главными классификационными параметрами для обломочных пород являются величины ГМ, ЖМ и MgO. По ним (см. табл. 1, рис. 3), согласно классификации [Юдович, Кетрис, 2000], граувакки верхней части улутауской свиты относятся к нормо-, суперсиаллитам и псевдосиаллитам, граувакки ялангасской линзы — к миосиллитам, граувакки идяш-кускаровской линзы — к нормо- и суперпсевдосиаллитам, граувакки худолазовской линзы — к нормопсевдосиаллитам.

Все изученные граувакки по отношению к сиаллитному стандарту, т.е. к составу гранитно-метаморфического слоя Земли [Юдович, Кетрис, 2000], имеют нормальную глиноземистость, щелочность, являются гипер- или супернатровыми, обладают нормальной или повышенной фемичностью (см. табл. 1, рис. 3–5). Нормально титанистыми являются граувакки идяш-кускаровской и худолазовской линз. Большинство проб из улутауской свиты и граувакки ялангасской линзы гипотитанистые.

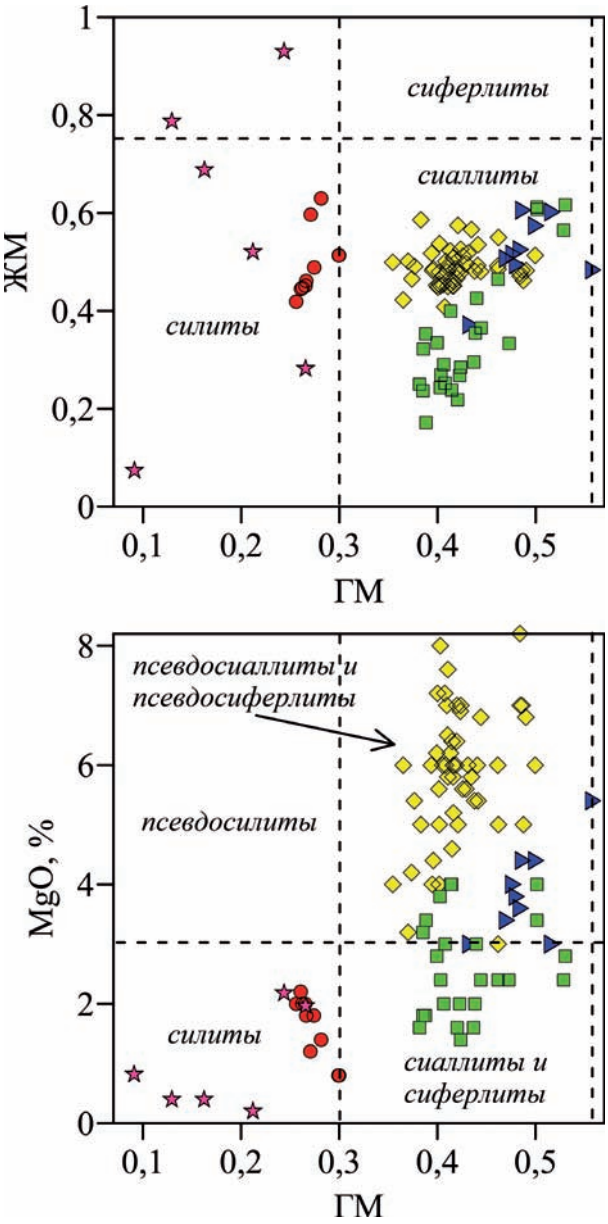


Рис. 3. Диаграммы ГМ–ЖМ и ГМ–MgO для франских граувакк Худолазовской мульды

Условные обозначения см. рис. 2. Вынесены границы основных классификационных полей, согласно [Юдович, Кетрис, 2000].

Fig. 3. ГМ–ЖМ and ГМ–MgO diagrams for the Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline

Legend see g. 2. The boundaries of the main classi cation elds are drawn, according to [Yudovich, Ketris, 2000].

[1] Гидролизатный модуль ГМ = $(Al_2O_3+TiO_2+FeO+Fe_2O_3+MnO)/SiO_2$,
алюминиевый модуль АМ = Al_2O_3/SiO_2,
титановый модуль ТМ = TiO_2/Al_2O_3,
фемический модуль ФМ = $(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO)/SiO_2$,
железный модуль ЖМ = $(FeO+Fe_2O_3+MnO)/(TiO_2+Al_2O_3)$,
модуль нормированной щелочности НКМ = $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$,
щелочной модуль ЩМ = Na_2O/K_2O [Юдович, Кетрис, 2000].

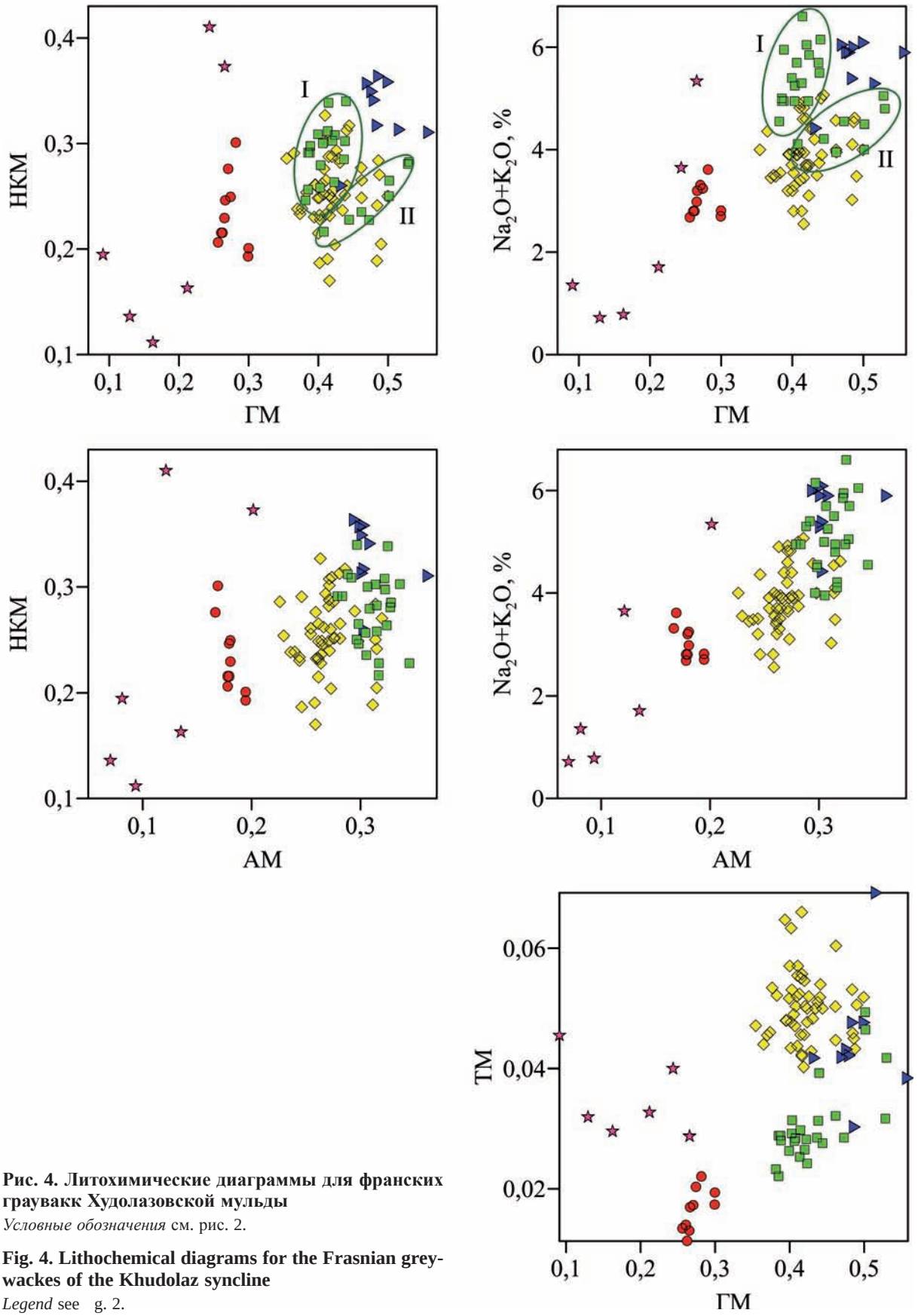


Рис. 4. Литохимические диаграммы для франских граувакк Худолазовской мульды

Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 4. Lithochemical diagrams for the Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline

Legend see g. 2.

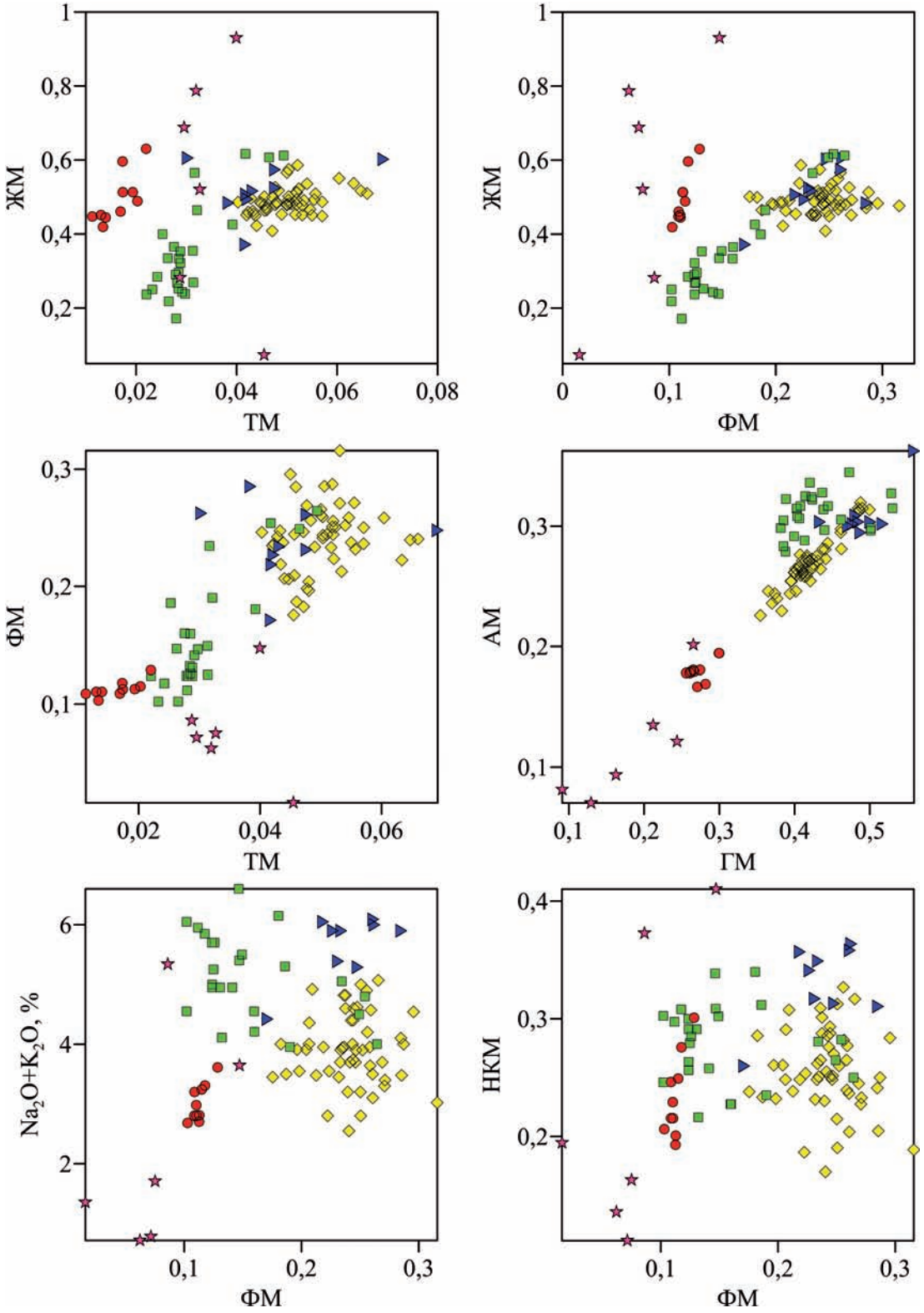


Рис. 5. Литохимические диаграммы для франских граувакк Худолазовской мульды

Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 5. Lithochemical diagrams for the Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline

Legend see g. 2.

Анализ модульных диаграмм ГМ – НКМ и ГМ – (Na_2O+K_2O) (см. рис. 4) показал, что граувакки верхней части улутауской свиты не однородны по своему составу. Соответствующие им точки образуют на указанных диаграммах два изолированных кластера. При этом аналогичного деления не наблюдается на диаграммах АМ – НКМ и АМ – (Na_2O+K_2O). Первый кластер, обозначенный на рис. 4 цифрой «I», наиболее представительный, отличается сравнительно более высокими значениями НКМ и пониженными ГМ. Величины ТМ (0.022–0.032) и НКМ (0.24–0.34), содержание MgO в некоторых образцах более 3%, наличие положительной корреляции ТМ, ЖМ и ФМ соответствуют петрографическому составу песчаников — преобладают зерна кислых вулканитов и плагиоклазы, подчиненное значение имеют вулканиты средне-основного состава. Второй кластер («II» на рис. 4) занял позицию с более высокими значениями ГМ и сравнительно более низкими НКМ. На диаграммах ЖМ – НКМ и ТМ – НКМ он распадается на два кластера — IIа и IIб (см. рис. 6).

Граувакки, соответствующие кластеру IIа, имеют повышенную относительно других кластеров титанистость (ТМ 0.032–0.049), железистость (ЖМ 0.32–0.61) и фемичность (ФМ 0.23–0.26), в них повышено содержание CaO (5.4–8.5) и понижено содержание SiO_2 (54–57%). Данные отличия, по всей видимости, обусловлены примесью вулканитов основного состава. Группа IIб имеет величину ЖМ, равную таковой в граувакках, соответствующих кластеру I (см. рис. 6), но в них занижены значения НКМ. Можно предполагать, что граувакки этой группы не имеют существенной примеси вулканитов среднего и основного состава и обеднены плагиоклазом, что подтверждается петрографическими данными.

По положению на диаграмме В.Д. Шутова песчаники выделенных групп не отличаются [Фазлиахметов, 2020б] друг от друга, что обусловлено несопоставимостью геохимического состава граувакк с количественным (поштучно подсчитанным) содержанием в них зерен разного состава без учета размера последних. В данном случае, вероятно, было бы продуктивнее связать содержания главных элементов с площадями, занимаемыми зернами разного состава в шлифах. Судя по петрографическим описаниям, песчаники группы IIа незначительно обогащены зернами вулканитов основного состава и эпидотизированы. В песчаниках группы I эпидотизация встречается редко, вторичные изменения выражены преимущественно серицитизацией.

В разрезе песчаники, соответствующие выделенным трем группам (кластеры I, IIа и IIб), переслаиваются друг с другом. Следовательно, состав обломочного материала, поступавшего в область седиментации, незначительно менялся.

Граувакки верхней части улутауской свиты имеют особенности, свойственные, согласно [Юдович, Кетрис, 2010], вулканогенным породам. В частности, наблюдается положительная корреляция ТМ–ЖМ, ТМ–ФМ, корреляция ГМ–АМ слабая, содержание некарбонатного CaO достигает 8.5%. Вулканогенные породы, по данным [Юдович, Кетрис, 2000], характеризуются отрицательной корреляцией ГМ–НКМ, но в граувакках улутауской свиты, если рассматривать каждый кластер отдельно, она положительная.

Грауваккам ялангасской линзы свойственны низкие значения ТМ и положительные корреляции

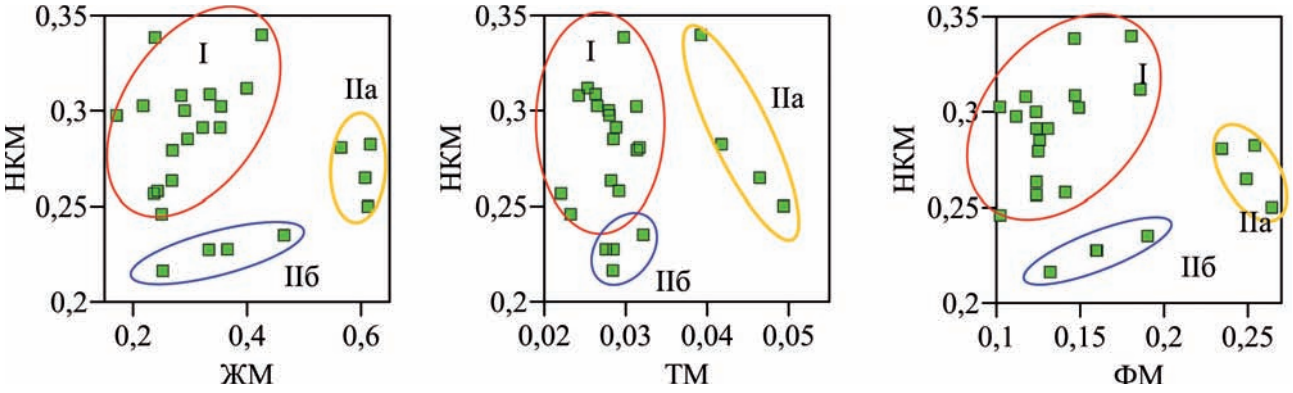


Рис. 6. Литохимические диаграммы для граувакк верхней части улутауской свиты Худолазовской мульды

Fig. 6. Lithochemical diagrams for the graywackes of the upper part of the Ulutau Formation of the Khudolaz syncline

ТМ–ЖМ, ТМ–ФМ и ЖМ–ФМ (см. табл. 1, рис. 4), что характерно для кислых вулканитов. Свойственная пиро- и петрогенным породам (в терминологии [Юдович, Кетрис, 2000]) отрицательная корреляция ГМ–НКМ не наблюдается, что, вероятно, связано с привносом в породы кремнезема при их диа- и катагенезе [Фазлиахметов, 2019б, в].

Песчаники идяш-кускаровской линзы однородны по своему геохимическому составу. Увеличение содержаний Mn и некоторое понижение концентрации Na приурочено к верхней части опробованного разреза и обусловлено вторичными изменениями — породы разбиты трещинами, по которым развиты окислы и гидроокислы железа. Неизмененным разностям свойственна положительная корреляция ФМ–ЖМ и ТМ–ЖМ. Положительная корреляция ГМ–АМ не наблюдается. Присутствие суперфемических и супержелезистых разностей согласуется с присутствием в обломочном материале вулканокластики основного состава.

Песчаники худолазовской линзы являются псевдосиаллитами. Согласно [Юдович, Кетрис, 2000], представители этой категории могут быть производными пиро- и петрогенных пород базальтового состава, что не согласуется с петрографическими данными. В граувакках худолазовской линзы отсутствуют корреляции, характерные для магматических пород — негативная между ФМ и показателями щелочности — НКМ и K_2O+Na_2O и позитивные между ТМ, ЖМ и ФМ. Не наблюдается также и отрицательной корреляции между ТМ–ГМ, которая свойственна осадочным образованиям. Стоит отметить, что положительная корреляция ГМ–АМ в породах данной группы выражена наиболее ярко.

Таким образом, граувакки худолазовской линзы не имеют выраженных признаков ни литогенных, ни пиро- или петрогенных пород, что вполне объясняется их пестрым петрографическим составом.

Степень выветривания в источнике сноса

В практике исследований осадочных пород в качестве показателей интенсивности выветривания в источнике сноса наиболее часто используются химический индекс изменения состава CIA[1] [Nesbitt, Young, 1982] и химический индекс выветривания CIW [Harnois, 1988]. Их величины приближаются к 100 в корах выветривания, тогда как в невыветрелых магматических породах они колеблются около 50.

Все исследуемые граувакки, вне зависимости от состава, близки друг другу по величинам CIA и CIW. Пределы вариации данных индексов соответственно составляют 40–65 и 41–68 (см. табл. 1), что характерно для кластолитов, сложенных обломочным материалом, не претерпевшим интенсивного выветривания при мобилизации и транспортировке.

Наиболее наглядно данное заключение иллюстрирует диаграмма A–CN–K (рис. 7) [Nesbitt, Young, 1982]. Фигуративные точки состава всех исследованных песчаников расположились вдоль левой стороны треугольника. Их составы близки к составам плагиоклазов, базальтов и прочих магматических пород. Тренда, направленного к правой стороне треугольника, в область составов, свойственных глинистым образованиям, не наблюдается.

Состав петрофонда

Первоочередной задачей при реконструкции состава петрофонда по геохимическим параметрам представляется отнесение исследуемых пород к ка-

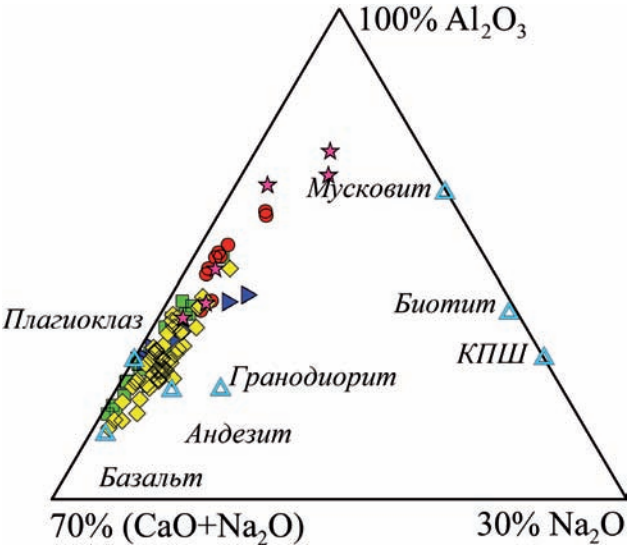


Рис. 7. Диаграмма ACK по [Nesbitt, Young, 1982] для франских граувакк Худолазовской мульды

Синими треугольниками показаны составы некоторых пород и минералов. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 7. ACK diagram by [Nesbitt, Young, 1982] for the Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline.

Blue triangles show the compositions of some rocks and minerals. Other symbols see g. 2.

[1] $CIA = 100\times Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)$, $CIW = 100\times Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)$. Оба индекса рассчитываются по молекулярным количествам оксидов.

тегории rst cycle или second cycle, т.е. к продуктам размыва магматических (первый цикл седиментации) или осадочных (второй и последующие циклы седиментации) образований. По петрографическим данным к первому циклу седиментации относятся граувакки верхней части улутауской свиты и ялангасской линзы, являющиеся тефроидами, а также кластолиты идяш-кускаровской линзы, отнесенные к группе вулканотерригенных пород. Это заключение подтверждается наличием в песчаниках геохимических особенностей, свойственных магматическим образованиям — положительные корреляции ТМ–ЖМ, ТМ–ФМ и т.д.

Песчаники худолазовской линзы не имеют выраженных геохимических характеристик ни образований первого цикла седиментации, ни второго. Петрографический состав их пестрый, присутствуют зерна магматических, метаморфических и осадочных пород, что вместе с присутствием в разрезе глинистых сланцев послужило основанием для отнесения их к категории терригенных пород. Однако их принадлежность к категории rst cycle или second cycle осталась неясной, поскольку субстратом для метаморфических пород, обломки которых изобилуют в грауваках худолазовской линзы, могли быть как магматогенные, так и осадочные образования. Судить об этом с достаточной степенью определенности весьма затруднительно.

Согласно [McLennan et al., 1993] уточнить принадлежность кластолитов к тому или иному седиментационному циклу представляется возможным по соотношению величин Zr/Sc и Th/Sc, вынесенных на диаграмму (рис. 8). Она несет два тренда. Первый характеризует состав магматических пород. Второй отражает постепенное обогащение осадков цирконием за счет накопления в них детритового циркона при рециклинге. Соответственно, к первому тренду тяготеют фигуративные точки состава отложений первого цикла седиментации, а ко второму — последующих.

Фигуративные точки состава граувакк и идяш-кускаровской, и худолазовской линз расположились на линии состава магматических пород. Следовательно, они, как и песчаники улутауской свиты и ялангасской линзы, относятся к образованиям первого цикла седиментации, т.е. rst cycle. Таким образом, представляется обоснованным для всех исследуемых граувакк последующее применение диаграмм, позволяющих устанавливать состав магматических пород, превалирующих в источнике сноса.

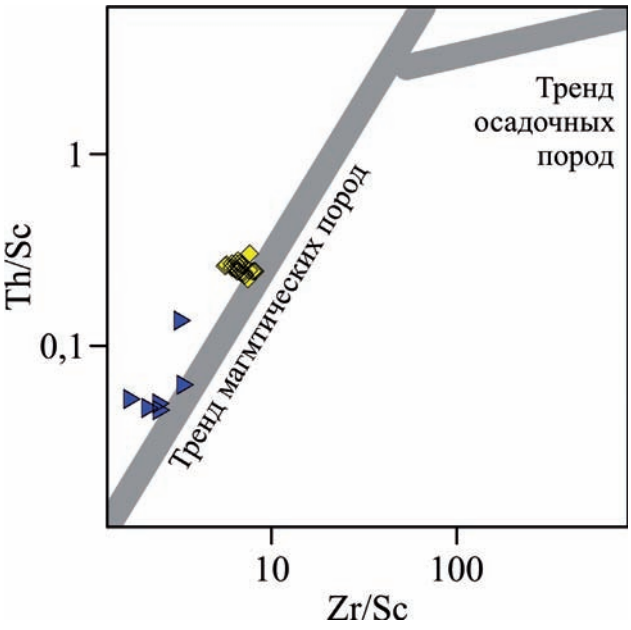


Рис. 8. Диаграмма Zr/Sc–Th/Sc по [McLennan et al., 1993] для граувакк идяш-кускаровской и худолазовской линз

Условные обозначения **см. рис. 2.**

Fig. 8. Zr/Sc–Th/Sc diagram by [McLennan et al., 1993] for greywackes of Idyash-Kuskarovo and Hudolaz lenses

Legend **see fig. 2.**

Вынесение фигуративных точек состава франских граувакк на диаграммы F1–F2[1] и F3–F4 [Roser, Korsch, 1988], служащие для уточнения состава петрофонда, дало весьма примечательные результаты (рис. 9). Большинство проб песчаников худолазовской линзы «оказалось» богатыми кварцем осадочными образованиями, а точки, соответствующие остальным образцам, включая даже граувакки ялангасской линзы, попали в поля магматических пород среднего и основного состава.

Очевидно, что данные результаты не согласуются с итогами петрографических исследований и не могут служить основой для последующих выводов.

Более успешным оказалось построение диаграммы Кусуноки–Мусашино $[(FeO^* + MgO)/(Al_2O_3+K_2O)]-SiO_2$ [Kusunoki, Musashino, 2001].

[1] $F1 = -1.773\times TiO_2 + 0.6070\times Al_2O_3 + 0.76\times Fe_2O_{3общ} - 1.5\times MgO + 0.616\times CaO + 0.509\times Na_2O - 1.224\times K_2O - 9.09$;
$F2 = 0.445\times TiO_2 + 0.07\times Al_2O_3 - 0.25\times Fe_2O_{3общ} - 1.142\times MgO + 0.438\times CaO + 1.475\times Na_2O + 1.426\times K_2O - 6.861$;
$F3 = 30.638\times TiO_2/Al_2O_3 - 12.541\times Fe_2O_{3общ}/Al_2O_3 + 7.329\times MgO/Al_2O_3 + 12.031\times Na_2O/Al_2O_3 + 35.402\times K_2O/Al_2O_3 - 6.382$;
$F4 = 56.5\times TiO_2/Al_2O_3 - 10.879\times Fe_2O_{3общ}/Al_2O_3 + 30.875\times MgO/Al_2O_3 - 5.404\times Na_2O/Al_2O_3 + 11.112\times K_2O/Al_2O_3 - 3.89$.

Кластеры, соответствующие составу граувакк разных обломочных комплексов, расположились обособленно (см. рис. 9). По содержанию кремнезема отделились граувакки ялангасской линзы: их состав близок к составу риолитов. Большинство остальных точек заняло позиции преимущественно в поле пород андезитового состава. Отличаются они только по величине $(FeO^*+MgO)/(Al_2O_3+K_2O)$. Менее фемичными являются граувакки улутауской свиты, что обусловлено относительно повышенным в них содержанием плагиоклаза. Граувакки худолазовской линзы оказались наиболее фемичными, тогда как

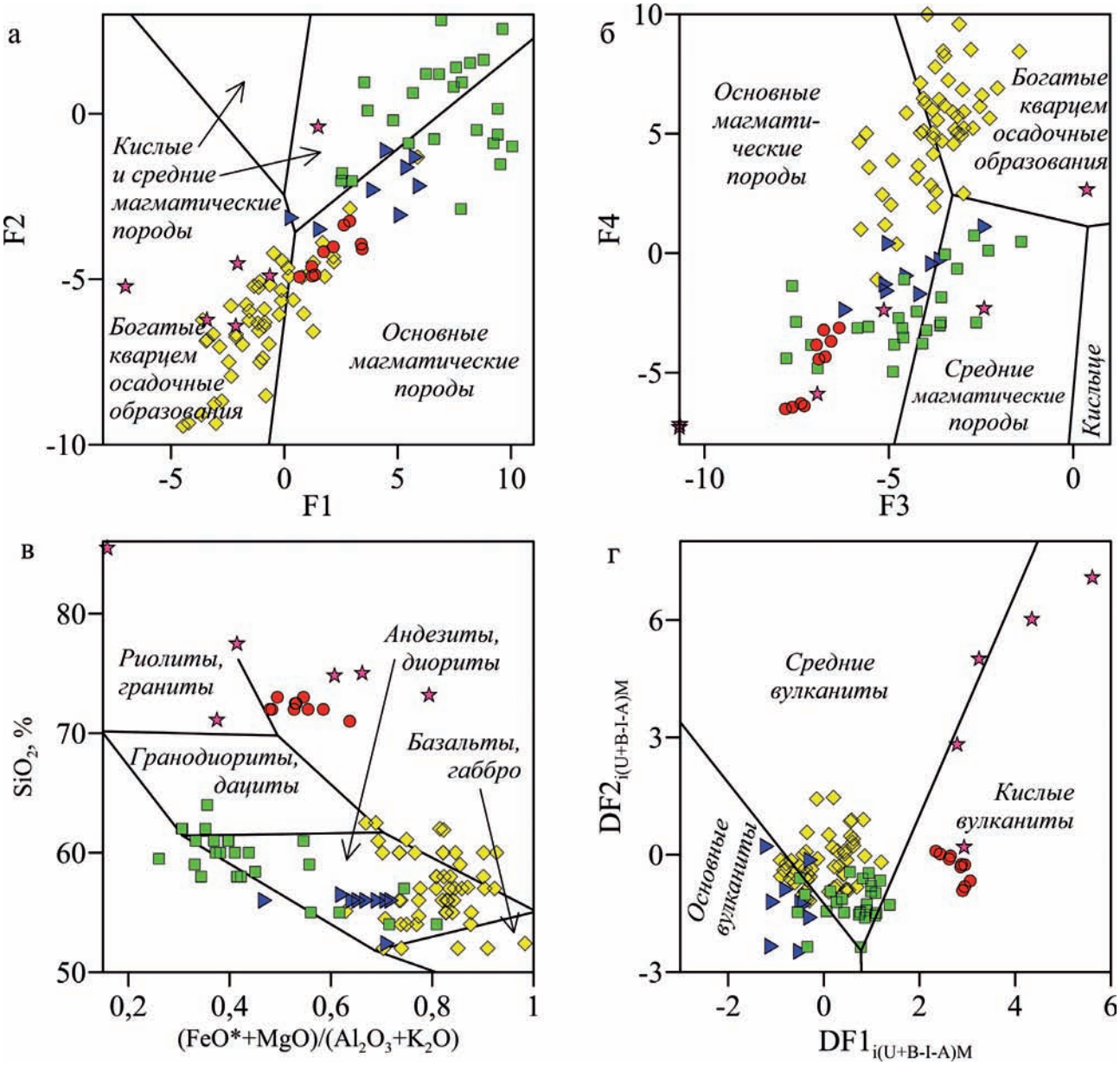


Рис. 9. Диаграммы, позволяющие установить состав петрофонда франских граувакк Худолазовской мульды: а–б — Б. Роузера и Р. Корша [Roser, Korsch, 1988]; в — Т. Кусуноки и М. Мусашино [Kusunoki, Musashino, 2001]; г — С. Верма [Verma, 2020]

Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 9. Diagrams allowing to establish the composition of the source rocks of the Frasnian graywackes of the Khudolaz syncline: а–б — by B. Roser and R. Korsch [1988]; в — by T. Kusunoki and M. Musashino [2001]; г — by S. Verma [2020]

Legend see g. 2.

песчаники идяш-кускаровской линзы заняли промежуточное положение.

С. Верма [Verma, 2020] для идентификации состава измененных вулканитов была предложена диаграмма $DF1_{iM}$–$DF2_{iM}$[1]. Вынесение на нее точек состава изученных граувакк дало следующие результаты. Песчаники идяш-кускаровской линзы соответствуют основным породам, песчаники улутауской свиты и худолазовской линзы — средним, а ялангасской линзы — кислым (см. рис. 8).

С целью детализации состава петрофонда на основании содержаний малых элементов Р. Хискоттом [Hiscott, 1984] и Э. Динелли [Dinelli et al., 1999] разработана диаграмма Cr/V–Y/Ni (рис. 10). Она предназначена для установления вклада ультраосновных и кислых разностей в состав кластолитов. В первом случае песчаники имеют повышенные значения отношения Cr/V, во втором — высокие значения отношения Y/Ni. Интересно отметить, что в авторском варианте данная диаграмма несет два тренда. Первый соответствует вариациям состава смеси ультраосновных пород и гранитов. Второй — ультраосновных пород и сиалических метаморфических. Фигуративные точки состава изученных граувакк на данной диаграмме расположились вдоль тренда, соответствующего составам магматических пород: отложения худолазовской линзы — на ветви, отвечающей разностям, обогащенным материалом ультраосновного состава, отложения улутауской свиты и ялангасской линзы — на ветви вдоль оси Y/Ni, соответствующей кислым магматическим породам. Граувакки идяш-кускаровской линзы, судя по расположению точек на данной диаграмме, не имеют явной примеси ни ультраосновных, ни кислых пород.

Представляется интересным провести сопоставление геохимического состава граувакк идяш-кускаровской и худолазовской линз с составом одновозрастных образований из соседних зон; пород, залегающих ниже по разрезу и с составом некоторых эталонных образцов. В качестве таковых выбраны состав верхней коры [Rudnick, Gao, 2003], PAAS (средний постархейский австралийский сланец) [Тейлор, МакЛеннан, 1988], средние составы андезибазальтовых тефроидов ирендыкской свиты, кислых тефроидов нижней подсвиты и андезибазальтовых тефроидов средней подсвиты улутауской свиты. Помимо этого заимствованы данные о содержаниях малых элементов в глинистых породах франской кодинской и фаменской устькодинской свит, известных на Среднем Урале [Мельничук, 2017; Мельничук, Рянская, 2017].

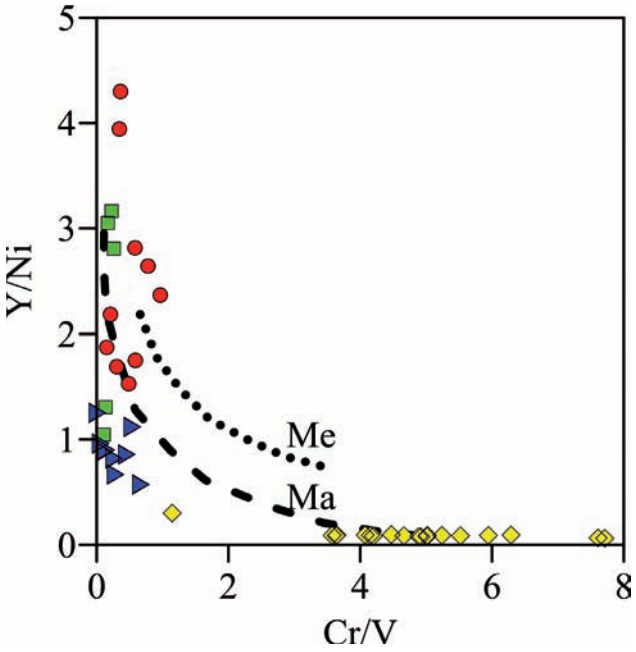


Рис. 10. Диаграмма Cr/V–Y/Ni по [Hiscott, 1984; Dinelli et al., 1999] для франских граувакк Худолазовской мульды

Условные обозначения см. рис. 2. Ma — смесь ультраосновных пород и гранитов; Me — смесь ультраосновных и сиалических метаморфических пород.

Fig. 10. Cr/V–Y/Ni diagram after [Hiscott, 1984; Dinelli et al., 1999] for the Frasnian greywackes of the Hudolaz syncline

Legend see g. 2. Ma — a mixture of ultrabasic rocks and granites; Me — a mixture of ultrabasic and sialic metamorphic rocks.

Сравнительный анализ показал, что граувакки идяш-кускаровской линзы наиболее близки к тефротурбидитам средне-основного состава улутауской свиты, а состав худолазовской линзы близок к таковому глинистых сланцев кодинской свиты, что ранее уже отмечалось [Мельничук, Фазлиахметов, 2017]. По распределению редкоземельных элементов граувакки худолазовской линзы приближаются к составу верхней коры и PAAS (рис. 11).

Обломочные породы мукасовской свиты

Фигуративные точки состава кластолитов мукасовской свиты занимают на диаграмме Ф. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976] поля граувакк, лититов, аркоз и субаркоз, на диаграмме М. Херрона

[1] Формулы расчета этих показателей, занимающие несколько страниц, приведены в [Verma, 2020].

[Herron, 1988] — поля железистых песчаников и отчасти железистых сланцев, на диаграмме О.Ю. Мельничука [2018] — поля собственно граувакк, полевошпатовых и кварцевых граувакк, на диаграмме А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [1988] — поля олигомиктовых и кварцевых песчаников (см. рис. 2). По классификации [Юдович, Кетрис, 2000] они являются силитами, при этом выявлены разности

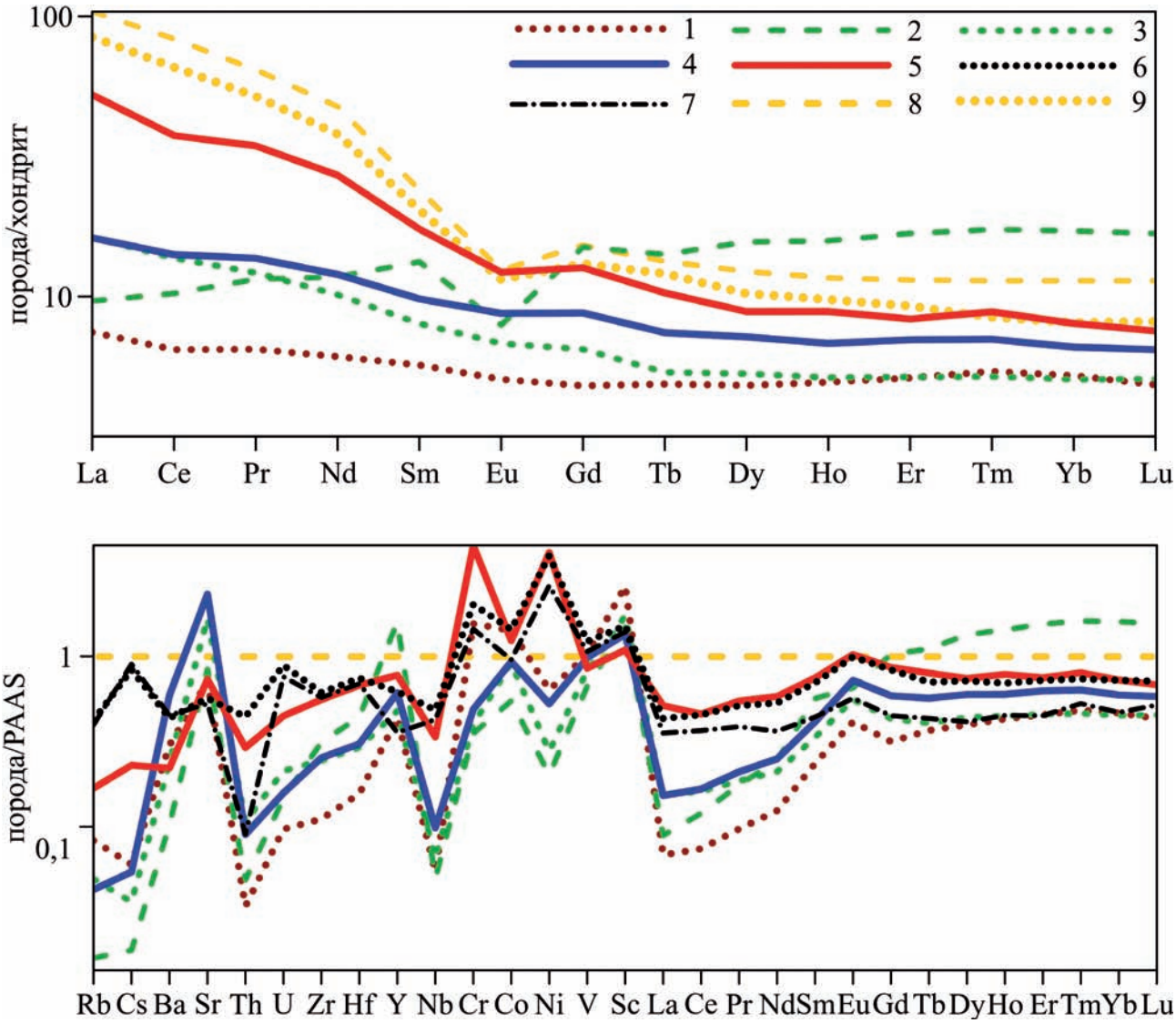


Рис. 11. Среднее содержание элементов, нормированных на хондрит и PAAS, в средне- и верхнедевонских граувакках Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала, в аргиллитах кодинской и устькодинской свит Среднего Урала, PAAS и верхней коре

Условные обозначения: 1 — ирендыкская свита; 2 — нижняя подсвита улутауской свиты; 3 — средняя подсвита улутауской свиты; 4–5 — биягодинская свита (4 — идяш-кускаровская линза, 5 — худолазовская линза); 6 — кодинская свита [Мельничук, Рянская, 2017]; 7 — аргиллиты устькодинской свиты [Мельничук, 2017]; 8 — средний австралийский постархейский сланец PAAS [Тейлор, МакЛеннан, 1988]; 9 — состав верхней коры [Rudnick, Gao, 2003]. Содержание REE в хондрите по [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 11. The middle content of elements normalized for chondrite and PAAS in the Middle and Upper Devonian greywackes of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals, in mudstones of the Kodinskaya and Ustkodinskaya formations of the Middle Urals, PAAS and upper crust

Legend: 1 — the Irendyk Formation; 2 — lower part of the Ulutau Formation; 3 — middle part of the Ulutau Formation; 4–5 — the Biyagoda formation (4 — Idyash-Kuskarovo lens, 5 — Khudolaz lens); 6 — mudstones of the Kodinskaya Formation by [Melnychuk, Ranska, 2017]; 7 — mudstones of the Ustkodinskaya Formation by [Melnychuk, 2017]; 8 — PAAS by [Taylor, McLennan, 1988]; 9 — the composition of the upper crust by [Rudnick, Gao, 2003]. Content of REE in chondrite by [Sun, McDonough, 1989].

гипо-, нормо- и супержелезистые (см. рис. 3). Им свойственны нормальные для силитов величины ТМ, сопоставимые с таковыми в граувакках улутауской свиты. Индексы выветривания CIA [Nesbitt, Young, 1982] и CIW [Harnois, 1988] разнятся в широких пределах, соответственно, 58–88 и 56–80. На диаграмме A–CN–K две точки расположились близко к медиане треугольника, что отражает сравнительно высокую степень выветривания (см. рис. 7).

Из приведенного обзора следует, что кластолиты мукасовской свиты весьма разнообразны по своему составу. В качестве причин могут служить вариации состава петрофонда, условий выветривания в источнике сноса, разный гранулометрический состав проб, отличия в степени интенсивности вторичных изменений и т.д. Судить об этом не позволяет незначительное количество проб. Однако наиболее важным следствием из приведенного обзора, подтверждающим петрографические данные, является явное отличие кластолитов мукасовской свиты от всех прочих пород. Явно это иллюстрирует диаграмма Р. Гарриелса и Ф. Маккензи [1974] $\log[(CaO+Na_2O)/K_2O]-\log(SiO_2/Al_2O_3)$ (рис. 12). Она увязывает между собой составы осадочных и магматических пород. Кластеры, отвечающие составу граувакк улутауской и биягодинской свиты, расположились вблизи линии магматических пород, тогда как фигуративные точки состава кластолитов мукасовской свиты легли в область, свойственную более зрелым осадочным образованиям — аркозам и лититовым песчаникам. Помимо этого, в кластолитах мукасовской свиты повышено значение отношения Zr/Al_2O_3 (рис. 13), что может свидетельствовать о присутствии в них рециклированного материала или длительного нахождения кластики в путях миграции.

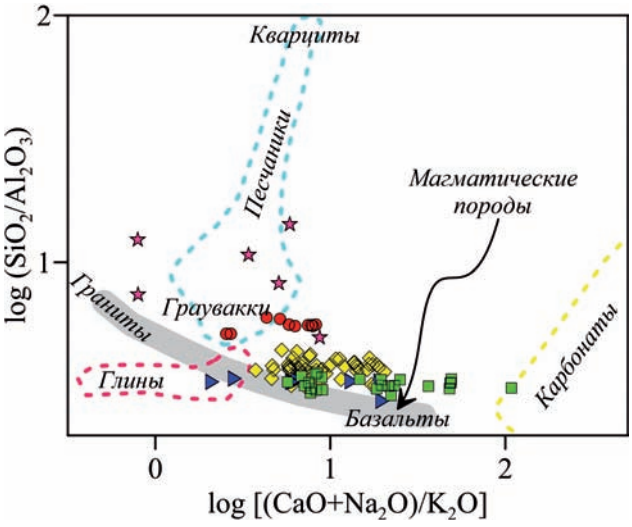


Рис. 12. Диаграмма Р. Гарриелса и Ф. Маккензи [1974] для франских граувакк Худолазовской мульды
Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 12. Diagram of R. Harriels and F. Mackenzie [1974] for the Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline
Legend see g. 2.

Отличительные особенности граувакк разных стратиграфических подразделений

Граувакки выделенных пяти обломочных комплексов отличаются друг от друга по петрографическим характеристикам, по содержанию и отношению оксидов породообразующих элементов, что уже отмечено (см. рис. 2–5) [Фазлиахметов, 2020б]. По содержаниям малых элементов, установленным методами ИСП-АЭС и РФА, граувакки разных стратиграфических уровней также имеют некоторые отличия. В отложениях мукасовской свиты и ялангасской линзы понижены содержания Sc и V (табл. 2). Граувакки улутауской свиты отличаются низкими концентрациями Y. Относительное обогащение хромом и никелем служит характерным признаком кластолитов худолазовской линзы. По содержанию Zr выделенные обломочные комплексы наиболее дифференцированы. Наименьшие значения этого показателя установлены в породах улутауской свиты и ялангасской линзы, максимальные — в граувакках худолазовской линзы и в некоторых разностях мукасовской свиты (см. табл. 2).

Наиболее контрастно изученные граувакки отличаются по отношениям вышеупомянутых элементов друг к другу или к Al_2O_3. Наглядным примером служат диаграммы Cr–Ni, Cr/V–/V, Cr/Al_2O_3–Y/Al_2O_3 и Cr/Al_2O_3–Zr/Al_2O_3 (см. рис. 13), которые возможно применять для идентификации стратиграфической принадлежности франских песчаников в тектонически изолированных блоках или в иных спорных случаях.

Геодинамическая позиция бассейна

С середины XX века для реконструкции геодинамических условий накопления обломочных пород предложено множество диаграмм. Впоследствии целесообразность применения многих из них была проанализирована и подвергнута сомнению [Маслов и др., 2012; Ryan, Williams, 2007; Zaid,

Таблица 2. Средние, максимальные и минимальные содержания малых элементов в граувакках Худолазовской мульды

Table 2. Average, maximum and minimum contents of trace elements in the graywacke of the Khudolazov syncline

Компоненты	верхняя часть улутауской свиты, n = 5	мукасовская свита, n = 6	ялангасская линза, n = 10	идяш-кускаровская линза, n = 9	худолазовская линза, n = 19
Sc	9.7±5.6 / 5–17.2	14.3±1.8 / 13.3–17.7	9.9±1.6 / 8.2–12.2	17.5±1.6 / 15.5–20.6	15.5±0.6 / 14.4–16.9
V	71.2±18.4 / 45.1–94.3	139.2±39.4 / 88.6–184.2	50.6±16.1 / 26.1–72.7	134.1±29.1 / 118–213.7	101.8±10.2 / 78.7–118.4
Cr	23.2±11.9 / 15–44.8	20±2.5 / 18.7–24	18.3±7.6 / 7.1–32	35.5±43.6 / 1.6–144.3	489.6±156.6 / 90.4–823.5
Co	14.8±7.3 / 8.3–27.3	22.4±2.4 / 18.2–23.5	7.4±2 / 3.5–9.1	21.1±5.5 / 13.9–29.6	29.7±6.4 / 9.4–36.4
Ni	44.8±30.6 / 20.6–103	3.8±1.3 / 2.3–5.6	7±2.2 / 4.7–11.8	21.1±4.6 / 10.7–25.4	204.7±49.2 / 45–290.9
Cu	65.9±48.6 / 22–157	32.4±4.7 / 29.1–40.2	38.1±22.9 / 25.8–104.5	42.7±25 / 19.1–93.7	35.5±6 / 26.1–50.6
Zn	69.6±18.7 / 32.1–82.2	81.1±8.2 / 64.3–85	71.4±18.6 / 57–118.8	79.1±21.5 / 52.4–111.6	65.8±27.4 / 51.9–180.6
Sr	–	507.4±691.5 / 375–2009.3	82.1±27.2 / 34.1–125.3	–	–
Y	–	7.3±5.1 / 4.7–17.2	17±3.3 / 12.2–22.2	14.6±4.5 / 12–26.5	17.7±1.8 / 13.5–21.6
Zr	44.7±11.9 / 27.6–56.3	83.4±24.4 / 64.2–132.6	37.4±3.6 / 30.8–41.4	60.1±15.5 / 54.5–93.4	101.9±8.4 / 90.7–118.7

Примечания см. табл. 1.

Notes see table 1.

2017]. В частности, исследования, проведенные на основе около 400 определений содержания породообразующих элементов в живетско-раннефранских вулканокластических граувакках улутауской свиты и соответствующих их питающей провинции вулканитах урлядинской толщи [Фазлиахметов, 2019а], привели к следующим результатам. Было показано, что диаграммы Дж.Б. Мейнарда и Б. Роузера – Р. Корша применимы лишь для разностей, близких по содержанию кремнезема к андезитам и базальтам, а построение диаграмм М. Бхатии часто приводит к ложным результатам, особенно при анализе вулканокластических граувакк с содержанием кремнезема более 63%. Приемлемые результаты, согласно [Фазлиахметов, 2019а], в отношении островодужных граувакк независимо от содержания в них SiO_2 дает применение отношений K_2O/Na_2O и $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ по [Bhatia, 1983] и диаграммы DF1 – DF2[1] по [Verma, Armstrong-Altrin, 2013].

Согласно DF1 – DF2 и $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O)]$ – (K_2O/Na_2O) диаграммам, построенным для граувакк улутауской и биягодинской свит (рис. 14),

[1] $F1 = 0.303 - 0.0447\times SiO_2 - 0.972\times TiO_2 + 0.008\times Al_2O_3 - 0.267\times Fe_2O_3 + 0.208\times FeO - 3.082\times MnO + 0.14\times MgO + 0.195\times CaO + 0.719\times Na_2O - 0.032\times K_2O + 7.51\times P_2O_5$;

$F2 = 43.57 - 0.421\times SiO_2 + 1.988\times TiO_2 - 0.526\times Al_2O_3 - 0.551\times Fe_2O_3 - 1.61\times FeO + 2.72\times MnO + 0.881\times MgO - 0.907\times CaO - 0.177\times Na_2O - 1.84\times K_2O + 7.244\times P_2O_5$;

$DF1_{SiO2<65\%} = 0.608\times\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} - 1.854\times\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 0.299\times\ln(Fe_2O_{3обш}/SiO_2)_{adj} - 0.55\times\ln(MnO/SiO_2)_{adj} + 0.12\times\ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.194\times\ln(CaO/SiO_2)_{adj} - 1.51\times\ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 1.941\times\ln(K_2O/SiO_2)_{adj} + 0.003\times\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 0.294$;

$DF2_{SiO2<65\%} = -0.554\times\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} - 0.995\times\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 1.765\times\ln(Fe_2O_{3обш}/SiO_2)_{adj} - 1.391\times\ln(MnO/SiO_2)adj - 1.034\times\ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.225\times\ln(CaO/SiO_2)_{adj} + 0.713\times\ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 0.33\times\ln(K_2O/SiO_2)_{adj} + 0.637\times\ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 3.631$. Индекс adj обозначает, что расчет ведется по содержаниям оксидов, пересчитанным на их сумму в 100%.

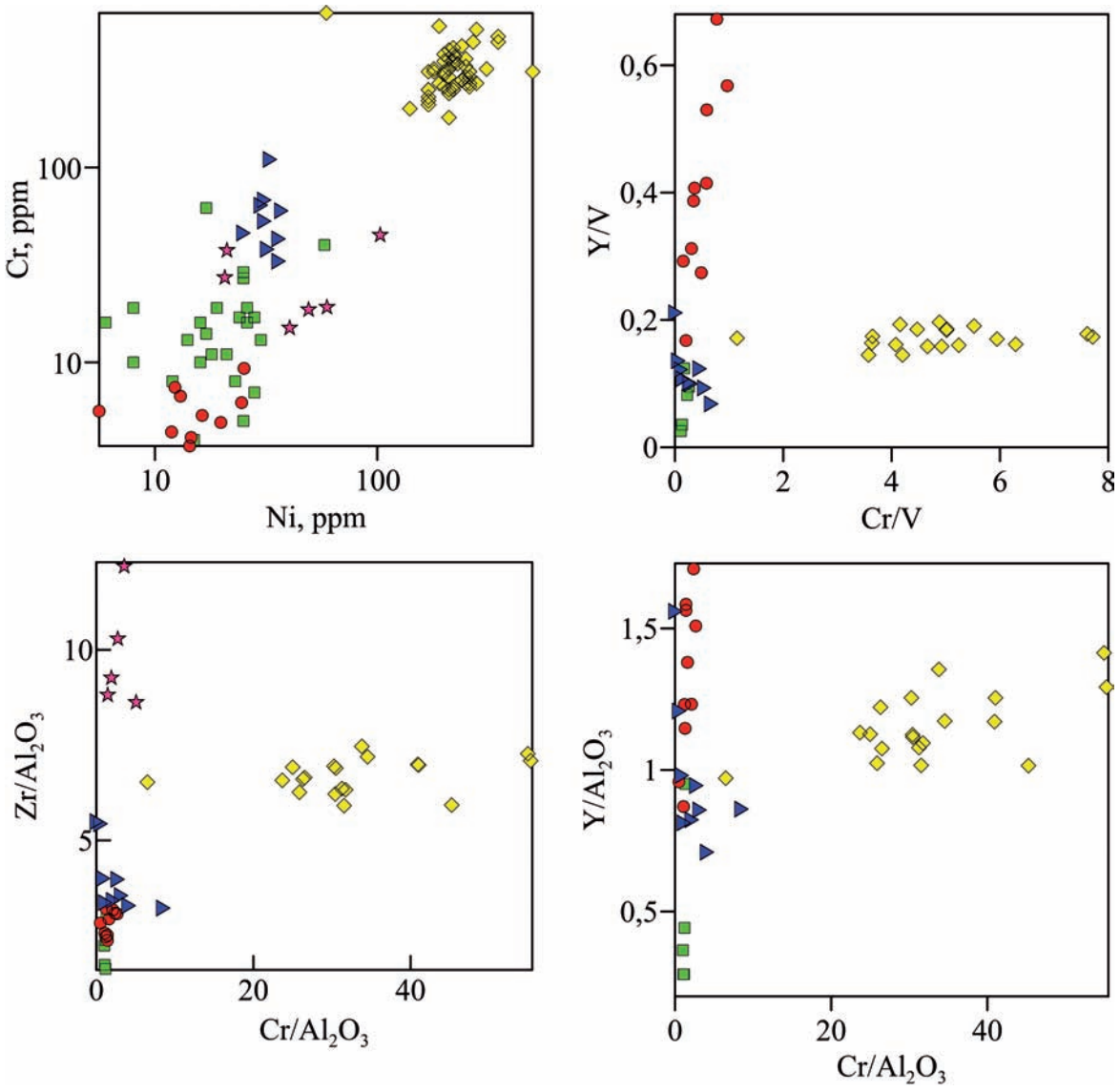


Рис. 13. Диаграммы, позволяющие отличать франские граувакки Худолазовской мульды по геохимическим параметрам

Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 13. Diagrams allowing to distinguish the Frasnian graywackes of the Khudolaz syncline by geochemical parameters

Legend see g. 2.

все пробы соответствуют обломочным отложениям акваторий энсиматических островных дуг. Аналогичные результаты были получены при построении диаграмм Дж.Б. Мейнарда [Maynard et al., 1982] и Б. Роузера – Р. Корша [Roser, Korsch, 1986] для граувакк улутауской свиты, идяш-кускаровской и худолазовской линз. Этот результат соответствует выводам [Серавкин и др., 1992; Косарев и др., 2005; Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000] о принадлежности Магнитогорской островной дуги к типу энсиматических. Песчаники ялангасской линзы на многих диаграммах расположились вне полей, либо в полях энсиалических островных дуг или окраин андского типа. Подобные «непопадания», по всей видимости, типичны для кислых вулканокластических граувакк островодужных областей.

По соотношению малых элементов отложения улутауской свиты относятся к образованиям акваторий энсиматических островных дуг [Мизенс, 2009; Фазлиахметов, 2014]. Песчаники идяш-кускаровской и худолазовской линз, судя по отношениям Sc, Co, Zr, La и Th, образовались в этих же

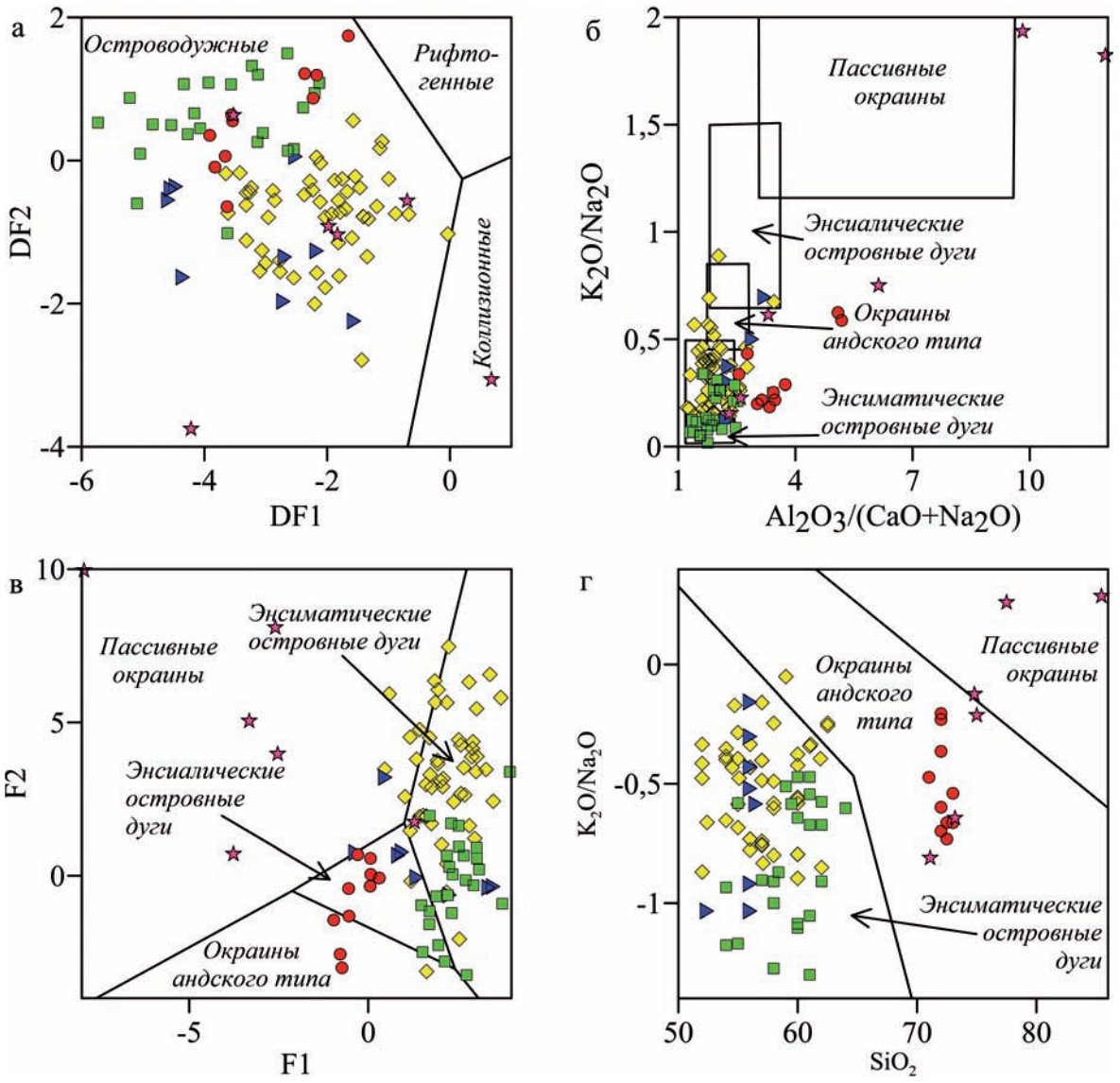


Рис. 14. Геодинамические диаграммы для франских граувакк Худолазовской мульды: а — С. Верма и Дж. Армстронга-Алтрина [Verma, Armstrong-Altrin, 2013]; б–в — М. Бхатиа [Bhatia, 1983]; г — Б. Роузера и Р. Корша [Roser, Korsch, 1986]

Условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 14. Geodynamic diagrams for the Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline: a — by S. Verma and J. Armstrong-Altrin [2013]; б–в — by M. Bhatia [1983]; г — by B. Roser and R. Korsch [1986]

Legend see g. 2.

геодинамических условиях (рис. 15), но интересно отметить, что на некоторых диаграммах фигуративные точки состава выходят за пределы полей, отвечающих энсиматическим островным дугам. В частности, состав граувакк худолазовской линзы приближается к составу отложений энсиалических островных дуг, что противоречит представлениям [Серавкин и др., 1992; Косарев и др., 2005; Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000] о Магнитогорской островной дуге как о энсиматической. Причина этого может быть связана как с неуниверсальностью примененных диаграмм, так и с собственно геологическими факторами. Например, обогащение граувакк хромшпинелидами снижает величину Sc/Cr и выводит кластер граувакк худолазовской линзы вне каких-либо полей на диаграмме Sc/Cr–La/Y.

Вопрос происхождения кластики худолазовской линзы сегодня нельзя считать закрытым. Работа

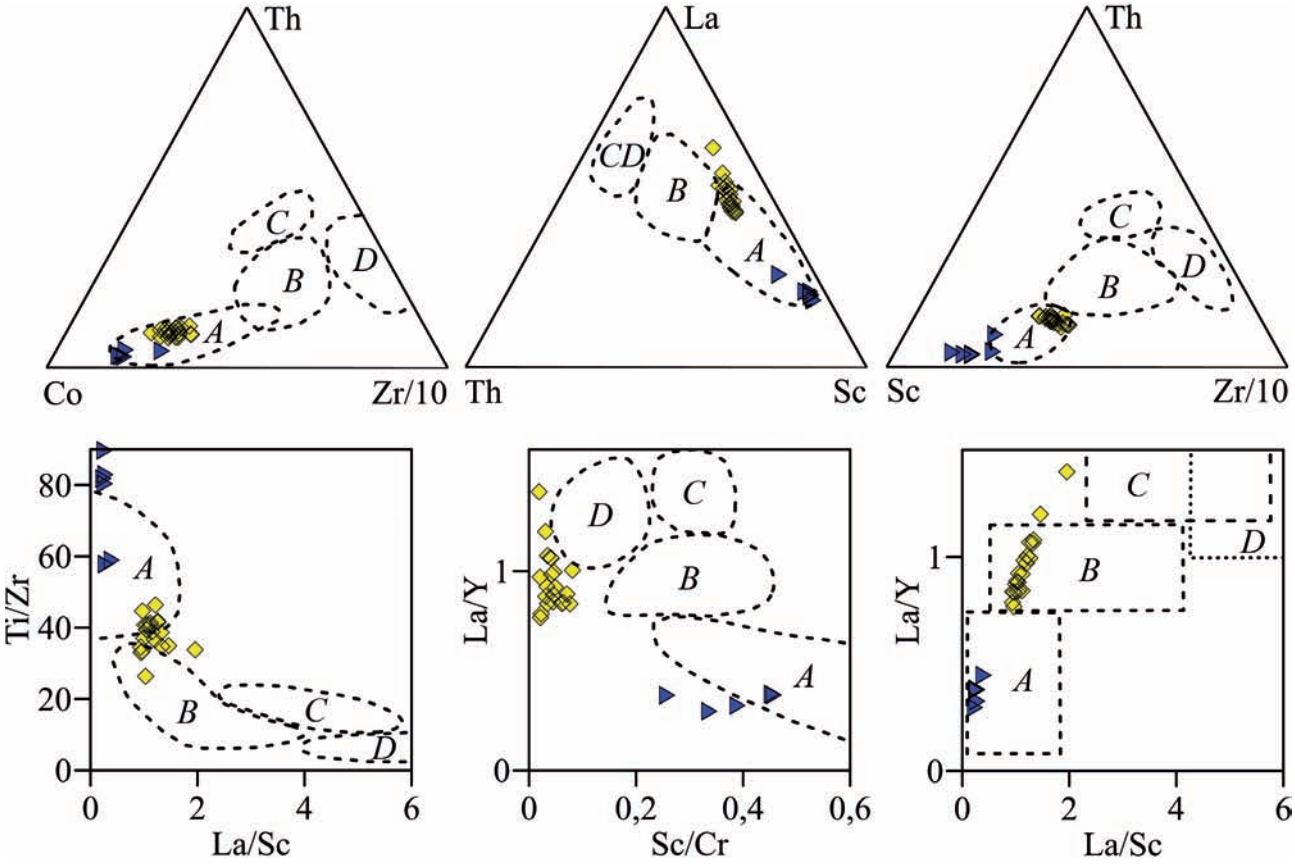


Рис. 15. Геодинамические диаграммы по [Bhatia, Crook, 1986] для граувакк идяш-кускаровской и худолазовской линз

Условные обозначения см. рис. 2. A — энсиматическая островная дуга; B — энсиалическая островная дуга; C — окраина андийского типа; D — пассивная континентальная окраина.

Fig. 15. Geodynamic diagrams after [Bhatia, Crook, 1986] for graywackes of Idyash-Kuskarovo and Khudolaz lenses

Legend see g. 2. A — oceanic island arc; B — continental island arc; C — active continental margin; D — passive margin.

над ним должна вестись совместно с изучением кластолитов кодинской и устькодинской свит Среднего Урала.

Заключение

Геохимическое изучение песчаников верхней части улутауской свиты и нижней подсвиты биягодинской свиты показало, что общим для них является соответствие по соотношению породообразующих и малых элементов вулканокластическим грауваккам, обломочный материал которых непретерпел химического выветривания и имеет признаки вулканитов энсиматических островных дуг.

Отличия геохимического состава, позволяющие различать граувакки разных свит и линз, наиболее наглядно проявились на диаграммах Ni – Cr, Cr/V – Y/Ni, $Cr/Al_2O_3 – Zr/Al_2O_3$ и $Cr/Al_2O_3 – Y/Al_2O_3$. Остальные особенности геохимического состава франских отложений сводятся к следующему.

Граувакки верхней части улутауской свиты по соотношению главных элементов близки к вулканогенным породам среднего состава, но повышенное значение отношения Y/Ni и пониженное значение ТМ указывает на присутствие в обломочном материале кислых вулканитов. Помимо этого, высокие концентрации Al_2O_3 и CaO, по всей видимости, сопряжены с присутствием в породах плагиоклазов в количестве, превышающем таковое в прочих исследованных разностях.

Величины ТМ, НКМ, ЖМ и ФМ в грауваках улутауской свиты незначительно варьируют по разрезу, что обусловлено эпидотизацией пород и вариациями содержания плагиоклазов, зерен вулканитов среднего и основного состава.

Обломочным породам мукасовской свиты свойственны повышенные содержания кремнезема и гипотитанистость. На классификационных диаграммах соответствующие им точки не занимают какое-либо одно поле, все параметры варьируют в широких пределах. Повышенное значение отношения Zr/Al_2O_3 и положение фигуративных точек состава на диаграмме М. Херрона на удалении от полей магматических пород и прочих франских граувакк могут указывать на присутствие в породах рециклированного материала или длительное нахождение кластики в путях миграции.

Граувакки ялангасской линзы обладают всем комплексом признаков, свойственных вулканитам кислого состава — повышенное содержание кремнезема, повышенное значение Y/Ni и пониженные ТМ, положительная корреляция ТМ–ЖМ, ТМ–ФМ и др.

В граувакках идяш-кускаровской линзы содержания породообразующих элементов по сравнению со всеми изученными разностями, имеют средние значения. По соотношению главных и малых элементов они близки к вулканитам андезитового и андезибазальтового состава, без явных признаков примеси кислого и ультраосновного состава. Наиболее близкими к ним по геохимическим свойствам являются тефроиды среднего и основного состава средней части улутауской свиты.

Граувакки худолазовской линзы обладают наиболее высокими содержаниями TiO_2 и MgO. Состав их соответствует средним вулканитам. В отличие от пород улутауской свиты, идяш-кускаровской и ялангасской линз, они по соотношению породообразующих элементов не имеют явных признаков отложений ни первого ни последующих циклов седиментации, однако по величинам Zr/Sc и Th/Sc относятся к образованиям первого цикла. По сравнению с прочими исследованными разностями граувакки худолазовской линзы являются более фемичными. Судя по соотношению Cr/V–Y/Ni, они обогащены кластикой ультраосновного состава.

По соотношению главных и малых элементов граувакки худолазовской линзы близки к глинистым сланцам кодинской свиты (франский ярус, Средний Урал), что ставит вопрос об источнике сноса обломочного материала и является основанием для постановки последующих исследований.

Проведенные геохимические исследования в целом подтвердили и уточнили результаты петрографического изучения франских граувакк Худолазовской мульды. Песчаники, относящиеся к разным свитам и линзам, имеют свой геохимический состав и различия, указывающие на весьма отличающиеся источники сноса. Прежде всего, это касается обломочных пород мукасовской свиты. Состав их чужд девонским кластолитам Западно-Магнитогорской зоны. Вызвано это особенностями мобилизации и транспортировки кластики, составом петрофонда или иной причиной — лишь предстоит выяснить.

Предметом дальнейших исследований также должны стать отложения худолазовской линзы, а именно, причины лавинной скорости их накопления [Фазлиахметов, 2020а] и близости по геохимическому составу к одновозрастным отложениям Среднего Урала.

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

Список литературы:

Гарриелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. №4. С. 22–41.

Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Ишерская М.В. «Стандартные» дискриминантные палеогеодинамические диаграммы и платформенные песчаниковые ассоциации // Отечественная геология. 2012. № 3. С. 55–65.

Мельничук О.Ю. Песчаники и аргиллиты устькодинской свиты (верхний девон, восточный склон Среднего Урала): особенности состава и петрофонд // Ежегодник-2016, 017. С. 82–87. (Тр. ИГГ УрО РАН; Вып. 164).

Мельничук О.Ю. Идентификация петротипов песчаников по литохимическому составу // Литология и я: Матер. 3-й Всерос. школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 102–105.

Мельничук О.Ю., Рянская А.Д. Особенности вещественного состава аргиллитов кодинской свиты (верхний девон, восток Среднего Урала) // Литосфера. 2017. № 3. С. 71–86.

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

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

Мусина А.М., Мичурин С.В. Определение элементного состава методом ИСП-МС при разложении горных пород открытым способом // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Матер. IV Всерос. молодежной конференции (Уфа), СПб: Свое издательство, 2016. С. 39–44.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Фазлиахметов А.М. О связи геохимических индикаторных отношений и гранулометрического состава песчаников на примере диаграмм Бхатии-Крука // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. и докл. 10-й Межрег. науч.-практ. конференции. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 162–163.

Фазлиахметов А.М. О применении геодинамических литохимических диаграмм при изучении тефрогенных песчаников // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019а. Т. 330. № 7. С. 34–43. DOI: 10.18799/24131830/2019/7/2174.

Фазлиахметов А.М. Пример диагенетического окварцевания песчаников, контактирующих с кремнями // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сб. статей 7-й Всерос. молодежной конференции с международным участием. Уфа: БашНИПИнефть, 2019б. С. 60–64.

Фазлиахметов А.М. Стадиальные преобразования кислых вулканокластических граувакк биягодинской свиты (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) // Геологический вестник. 2019в. № 2. С. 72–87. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-2-6.

Фазлиахметов А.М. Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 1. Краткая характеристика отложений // Геологический вестник. 2020а. № 2. С. 3–21. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-2-1.

Фазлиахметов А.М. Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 2. Краткая петрографическая характеристика // Геологический вестник. 2020б. № 3. С. 94–111. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-8.

Фазлиахметов А.М. Средне-верхнедевонские песчаники Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2021. Т. 163, Кн. 1. С. 88–114. DOI: 10.26907/2542-064X.2021.1.88-114.

Фазлиахметов А.М., Зайнуллин Р.И. Геохимические критерии отличия вулканокластических граувакк нижнего и среднего девона Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 12. С. 31–35.

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

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

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала: (Опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 203 с.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. 1983. Vol. 91. P. 611–627.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 181–193.

Dinelli E., Lucchini F., Mordenti A., Paganelli L. Geochemistry of Oligocene-Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes // Sedimentary Geology. 1999. Vol. 127, Is. 3–4. P. 193–207.

Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sed. Geol. 1988. Vol. 55, No. 3–4. P. 319–322.

Herron M.M. Geochemical classi cation of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 820–829.

Hiscott R.N. Ophiolitic source rocks for Taconic-age ysch: trace element evidence // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. Vol. 95. P. 1261–1267.

Kusunoki T., Musashino M. Comparison of the Middle Jurassic to Earliest Cretaceous sandstones from the Japanese Islands and South Sikhote-Alin // Earth Science. 2001. Vol. 55, No. 5. P. 293–306.

Maynard J.B., Valloni R, Yu H.S. Composition of modern deep-seasands from arc-related basins // Geological Society of London: Special Publication. 1982. Vol. 10. P. 551–561.

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. Vol. 284. P. 21–40. http://dx.doi.org/10.1130/SPE284-p21.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299. P. 715–717.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // The Journal of Geology. 1986. Vol. 94. P. 635–650.

Roser B.D., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinated using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. Vol. 67. P. 119–139.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. 2003. Vol. 3. P. 1–64.

Ryan K.M., Williams D.M. Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins // Chemical Geology. 2007. No. 242. P. 103–125.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

Verma S.P. Road from Geochemistry to Geochemometrics. Singapore: Springer Nature Singapore Pte Ltd, 2020. 669 p.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. Vol. 355. P. 117–133.

Zaid S.M. Petrography and geochemistry of the Middle Miocene Gebel El Rusas sandstones, Eastern Desert, Egypt: Implications for provenance and tectonic setting // Journal of Earth System Science. 2017. Vol. 126, Article number 103.

References:

Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, **91**, 611-627.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol*, **92**, 181-193.

Dinelli E., Lucchini F., Mordenti A., Paganelli L. (1999) Geochemistry of Oligocene-Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes. *Sedimentary Geology*, **127**(3-4), 193-207.

Fazliakhmetov A.M. (2014) On the relationship between geochemical indicator relations and granulometric composition of sandstones on the example of Bhatia-Kruk diagrams. *Geologiya, poleznyye iskopayemyye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nykh territoriy.* Materialy i doklady Desyatoy Mezhregional'noy nauchno-prakticheskoy konferentsii [Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories. Materials and reports of the Tenth Interregional Scienti c and Practical Conference]. Ufa: DesignPress, 162-163. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M. (2019a) On the application of geodynamic lithochemical diagrams in the study of tephrogenic sandstones. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Engineering of georesources*, 330(7), 34-43. DOI: 10.18799/24131830/2019/7/2174. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M. (2019б) An example of diagenetic silici cation of sandstones in contact with cherts. *Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories.* Collection of articles of the VII All-Russian youth conference with international participation [Geologiya, geoekologiya i resursnyy potentsial Urala i sopredel'nykh territoriy. Sbornik statey VII Vserossiyskoy molodezhnoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem]. Ufa: BashNIPIneft, 60-64. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M. (2019в) Epigenetic transformations in acidic volcaniclastic greywackes from Biygoda Formation (the West-Magnitogorsk zone, the Southern Urals). *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (2), 72-87. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-2-6. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M. (2020a) Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline. Message 1. Brief description of deposits. *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (2), 3-23. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-2-1. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M. (2020б) Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline. Message 2. Brief description of petrography. *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (3), 94-111. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-8. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M. (2021) The Middle-Upper Devonian sandstones of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki – Scientific notes of the Kazan University. Ser. Natural Sciences*, **163**(1). 88-114. DOI: 10.26907/2542-064X.2021.1.88-114. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M., Arzhavitina M.Y., Gilyazov A.A. (2016) Petrographic features of the Upper Frasnian volcaniclastic greyushak surroundings of Lake Yalangaskul (West Magnitogorsk zone of the Southern Urals). *Bulletin of the IG Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences*, (12), 23-30. (in Russian).

Fazliakhmetov A.M., Zainullin R.I. (2015) Geochemical criteria for distinguishing volcanoclastic graywackes of the Lower and Middle Devonian of the West Magnitogorsk zone of the South Urals. *Bulletin of the IG Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences*, (12), 31-35. (In Russian).

Garriels R., Mackenzie F. (1974) *Evolyutsiya osadochnykh porod* [Evolution of sedimentary rocks]. Moscow, Mir Publ., 272 p. (In Russian).

Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sed. Geol.*, **55**(3-4), 319-322.

Herron M.M. (1988) Geochemical classi cation of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.*, **58**, 820-829.

Hiscott R.N. (1984) Ophiolitic source rocks for Taconic-age ysch: trace element evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 1261-1267.

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island arc volcanics of the Magnitogorsk zone in the geodynamic context. *Lithosphera – Lithosphere*, (4), 22-41. (In Russian).

Kossovskaya A.G., Tuchkova M.I. (1988) On the problem of mineralogical and petrochemical classi cation and genesis of sandy rocks. *Litologiya i polez. iskopayemyye – Lithology and mineral resources*, (2), 8-24. (In Russian).

Kusunoki T., Musashino M. (2001) Comparison of the Middle Jurassic to Earliest Cretaceous sandstones from the Japanese Islands and South Sikhote-Alin. *Earth Science*, **55**(5), 293-306.

Maslov A.V., Gareev E.Z., Isherskaya M.V. (2012) «Standard» discriminant paleogeodynamic diagrams and platform sandstone associations. *Otechestvennaya geologiya – Domestic geology*, (3), 55-65. (In Russian).

Maynard J.B., Valloni R, Yu H.S. (1982) Composition of modern deep-seasands from arc-related basins. *Geological Society of London*. Special Publication, **10**, 551-561.

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **284**, 21-40. DOI: http://dx.doi.org/10.1130/SPE284-p21.

Melnichuk O.Yu. (2017) Sandstones and mudstones of the Ustkodinsky Formation (Upper Devonian, eastern slope of the Middle Urals): compositional features and petrofund. *Yezhegodnik-2016, Tr. IGG UrO RAN – Yearbook-2016, works IGG UB RAS*, Is. 164. Ekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., 82-87. (In Russian).

Melnichuk O.Yu. (2018) Identi cation of petrotypes of sandstones by lithochemical composition. *Litologiya i ya*. Materialy 3-y Vserossiyskoy shkoly studentov, aspirantov, molodykh uchenykh i spetsialistov po litologii [Lithology and I. Materials of the 3rd All-Russian school of students, graduate students, young scientists and specialists in lithology]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 102-105. (In Russian).

Melnichuk O.Yu., Fazliakhmetov A.M. (2017) On the question of the existence of a microcontinent in the Late Devonian time in the Middle Urals. *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii*. Nauchnyye chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo [Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scienti c readings in memory of P.N. Chirvinsky]. Perm: Perm. Gos. Nats. Issled. Univ., (20), 148-155. (In Russian).

Melnichuk O.Yu., Ryanskaya A.D. (2017) Features of the material composition of mudstones of the Kodinsky Formation (Upper Devonian, east of the Middle Urals). *Lithosphera – Lithosphere*, (3), 71-86. (In Russian).

Mizens G.A. (2009) Rare elements and features of sources of clastic material of sedimentary formations of the Devonian and Carboniferous in the eastern zones of the southern Urals. *Geokhimiya – Geochemistry*, (12), 1259-1278. (In Russian).

Musina A.M., Michurin S.V. (2016) Determination of the elemental composition by the ISP-MS method for the decomposition of rocks by the open method. *Geologiya, geoekologiya i resursnyiy potentsial Urala i sopredelnyih territoriy*. Materialy IV Vserossiyskoy molodezhnoy konferentsii, Ufa [Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories. Materials of the IV All-Russian Youth Conference, Ufa]. St. Petersburg: Svoe izdatelstvo Publ., 39-44. (In Russian).

Nesbitt H.W., Young G.M. (1992) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.

Pettidzhon F., Potter P., Siver R. (1976) *Peski i peschaniki* [Sands and sandstones]. Moscow, Mir Publ., 1976, 536 p. (In Russian).

Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russian).

Roser B.P., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. *The Journal of Geology*, **94**, 635-650.

Roser B.D., Korsch R.J. (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinated using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**, 119-139.

Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, **3**, 1-64.

Ryan K.M., Williams D.M. (2007) Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins. *Chemical Geology*, (242), 103-125.

Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamensky S.E., Rodichesva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) *Vulkanizm Yuzhnogo Urala* [Volcanism of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russian).

Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. *Geol. Spec. Publ.*, (42), 313-345.

Teylor S.R., MakLennan S.M. (1988) *Kontinentalnaya kora: ee sostav i evolyutsiya* [The continental crust: its composition and evolution]. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian).

Verma S.P. (2020) Road from Geochemistry to Geochemometrics. Singapore, Springer Nature Singapore Pte, 669 p.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2013) New multidimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology*, **355**, 117-133.

Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) *Geologiya i geodinamika Yuzhnogo Urala (Opyt geodinamicheskogo kartirovaniya)* [Geology and geodynamics of the Southern Urals (Experience of geodynamic mapping)]. Ekaterinburg, IGG UB RAS Publ., 203 p. (In Russian).

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) *Osnovyi litohimii* [Fundamentals of lithochemistry]. St. Petersburg, Nauka Publ., 2000, 479 p. (In Russian).

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2010) *Geokhimicheskiye i mineralogicheskiye indikatory vulkanogennykh produktov v osadochnykh tolshchakh* [Geochemical and mineralogical indicators of volcanic products in sedimentary strata]. Ekaterinburg, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 412 p. (In Russian).

Zaid S.M. (2017) Petrography and geochemistry of the Middle Miocene Gebel El Rusas sandstones, Eastern Desert, Egypt: Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of Earth System Science*, 126, Article number 103.

Сведения об авторе:
Фазлиахметов Александр Маратович — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Лаборатории стратиграфии палеозоя Института геологии — обособленного структурного подразделения Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: famrb@mail.ru

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

УДК 549.08 DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-8

МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ МАССИВА КАМАТАЛ (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ)

И. Р. Рахимов

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

Выполнены детальные минералогические исследования метасоматизированных пород гранитного массива Каматал. Исходными породами массива были гранит-порфиры с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и биотита. Впервые изучен химический состав минералов, охарактеризованы особенности постмагматических минеральных ассоциаций. Установлено, что из первичных минералов сохранился лишь кварц (во вкрапленниках и в основной массе) и, возможно, часть калиевого полевого шпата. Из вторичных минералов широко распространены альбит, мусковит, рутил, глинистые минералы. Среди вторичных силикатов обнаружены Mn-Ba-Pb хлоритовидные слоистые минералы, приуроченные к трещинам. В образце из южной оконечности массива выявлена наложенная сульфидная (пирит) слабо сохранившаяся и гидросульфатная (ярозит–натроярозит) минерализация в виде мелких изометричных зерен и жил. Развитие эпигенетической минерализации связывается с деятельностью гидротермальных флюидов, участвовавших в формировании Северо-Первомайского медно-порфирового рудопроявления. Источником рудного вещества для этого рудопроявления вряд ли могли быть породы массива Каматал.

По минеральному и химическому составу массив Каматал близок к Шартымскому гранитному массиву и предварительно может быть отнесен к балбукскому комплексу.

Ключевые слова: массив Каматал, балбукский комплекс, гранит, гидротермальный метасоматизм, мусковит, ярозит – натроярозит

MINERALOGY OF METASOMATIZED GRANITES OF KAMATAL MASSIF (THE NORTHERN PART OF MAGNITOGORSK MEGAZONE)

I. R. Rakhimov

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

Detailed mineralogical studies of metasomatized rocks from the Kamatal granite massif have been carried out. The primary rocks of the massif were granite-porphyries with phenocrysts of quartz, plagioclase, and biotite. The chemical composition of minerals has been studied for the rst time, and the features of postmagmatic mineral associations have been characterized. It was determined that among primary minerals, only quartz (in phenocrysts and in the groundmass) and possibly a small amount of potassium feldspar have been preserved. Among secondary minerals albite, muscovite, rutile, and clay minerals are widespread. The Mn-Ba-Pb chlorite-like aky minerals were found, con ned to cracks. In a sample from the southern part of the massif, epigenetic sul de (pyrite), poorly preserved and hydrosulfate (jarosite–natrojarosite) mineralization as isometric grains and veins was revealed. This is associated with the activity of hydrothermal uids that participated in the formation of the Severo-Pervomayskoe porphyry copper ore occurrence. The source of ore matter for this ore occurrence could hardly have been the rocks of the Kamatal massif.

In terms of mineral and chemical composition, the Kamatal massif can be compared with the Shartym granite massif and preliminary attributed to the Balbuk complex.

Keywords: Kamatal massif, Balbuk complex, granite, hydrothermal metasomatism, muscovite, jarosite–natrojarosite

Для цитирования: *Рахимов И.Р.* Минералогия метасоматизированных гранитов массива Каматал (северная часть Магнитогорской мегазоны) // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 106–121. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-8.

For citation: Rakhimov I.R. (2021) Mineralogy of metasomatized granites of Kamatal Massif (the northern part of Magnitogorsk Megazone). *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 106–121. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-8.

© И.Р. Рахимов, 2021.

Введение

Ахуново-Петропавловский гранитный ареал включает несколько различных по составу и размерам гранитных массивов [Салихов и др., 2019]. Невдалеке от ареала есть множество небольших (в сравнении, например, с Ахуновским или Уйскоборским массивами) гранитных тел неясного происхождения и формационной принадлежности [Холоднов и др., 2009; Салихов и др., 2019], к которым относится и массив Каматал.

Массив Каматал расположен на северном замыкании Магнитогорского мегасинклинория, в Узункыро-Сибайской подзоне [Жданов и др., 2003ф], территориально — в Челябинской области близ границы с республикой Башкортостан. Массив представляет собой дискордантное интрузивное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении на 5.2 км при ширине до 2.5 км (рис. 1) и сложенное преимущественно лейкогранитами (вторая фаза) с подчиненным количеством сиенитов и плагиогранитов (первая фаза) [Жданов и др., 2003ф]. Примерно в 5 км к ССЗ от него находится Шартымский массив (см. рис. 1). В отчете И.С. Анисимова с соавторами [1978ф] оба массива рассматриваются в составе утлыкташского комплекса раннекаменноугольного возраста. В монографии [Салихов, Бердников, 1985] в разделе о балбукском комплексе приводятся K-Ar датировки массивов Ауш-Тау и Шартым — 220 и 280 млн лет соответственно, но о массиве Каматал не упоминается. В отчете [Жданов и др., 2003ф] массив Каматал отнесен к балбукскому монцодиорит-сиенит-лейкогранитному комплексу с U-Pb возрастом 330±2–337±3 млн лет. В этом же отчете приводятся более молодые радиологические датировки пород балбукского комплекса (Pb-Pb 279±20, K-Ar 293±10, Pb-Pb 298±20 млн лет), которые авторы связывают с метаморфизмом, правда, не указано, каков характер метаморфических изменений. В.М. Горожаниным [1998] граниты Ауш-Тауского массива были датированы Rb-Sr методом в 317±10 млн лет. Рядом с южной границей массива Каматал известно небольшое медно-порфировое рудопроявление — Северо-Первомайское (рис. 1), локализованное в метасоматизированных кислых порфиритах улутауской свиты [Анисимов и др., 1978ф].

В целом степень изученности балбукского комплекса не позволяет более или менее конкретно рассуждать об особенностях его формирования, в связи с чем к нему по разным причинам относят крайне пестрый по составу и внутреннему строению набор интрузивных и субвулканических тел [Салихов, Бердников, 1985; Салихов и др., 2019]. В его составе рассматриваются лакколиты, штоки, дайки, сложенные гранит-порфирами, кварцевыми сиенитами, монцодиоритами. Крупнейшие массивы — Ауш-Тау и Шартым. Изучение массива Каматал, как потенциально одной из самых представительных интрузий балбукского комплекса, позволит внести больше ясности в понимание петрологии и металлогении этого комплекса. В настоящей статье приводятся результаты минералогических исследований пород массива Каматал, представлены первые данные о химическом составе минеральных ассоциаций.

Методы исследований

Автором в южной части массива (см. рис. 1), лучше обнаженной по сравнению с северной, были отобраны четыре штуфные пробы гранитов. Микроскопическое изучение пород проводилось в шести прозрачных полированных шлифах на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40 и на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMH в ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск). Химический состав минералов определен в режиме EDS с использованием приставки X-MAX 50 mm фирмы Oxford Instruments с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм; пределы допускаемой относительной погрешности измерений ±3% (аналитик М.В. Хлестов). Спектры ЭДС были оптимизированы для количественного определения с использованием программного комплекса INCA Energy. Для калибровки использовался чистый кобальт.

Рентгенофазовый анализ порошковых проб выполнялся на дифрактометре ДРОН-4 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Г.С. Ситдикова) в CuKα-излучении (40 kV, 30 mA). Съемка осуществлялась с шагом 0.02° и временем счета, равным 10 с. Химический состав пород определен рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре Carl Zeiss VRA-30 (ИГ УФИЦ РАН, аналитик В.Ф. Юлдашбаева).

Результаты исследований

Краткая петрохимическая характеристика

По химическому составу породы характеризуются слабыми вариациями содержаний многих петрогенных элементов (табл. 1). Но существенно варьирует содержание FeO_t ($FeO+Fe_2O_3$) и CaO —

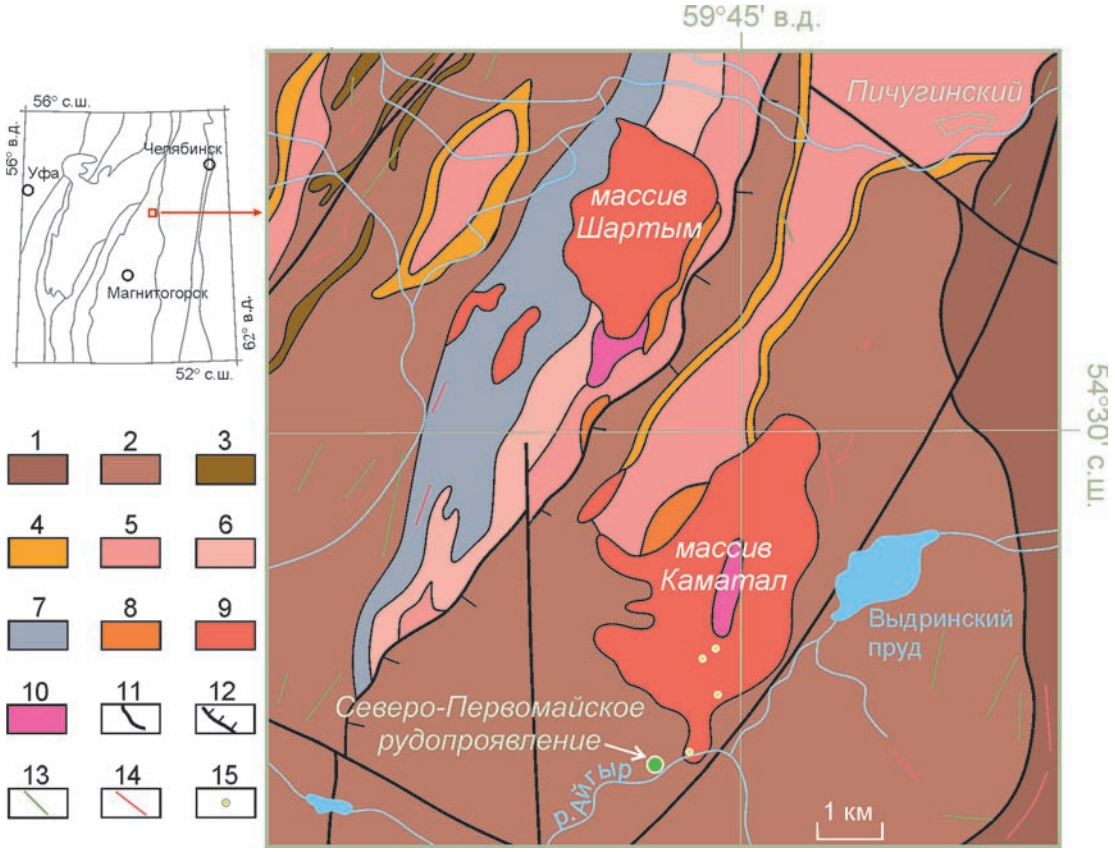


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Ахуновской площади по [Жданов и др., 2003ф] с размещением гранитного массива Каматал

Условные обозначения: 1–7 — вулканогенно-осадочные и осадочные отложения: 1 — карагайская толща ($D_{1-2}kg$), 2 — улутауская свита ($D_{2-3}ul$), 3 — карамалыташская свита ($D_2k\check{s}$), 4 — мукасовская свита (D_3mv), 5 — бугодакская свита (D_3bd), 6 — зилаирская свита (D_3–C_1zl), 7 — кизильская свита (C_1kl); 8–10 — породы балбукского комплекса: 8 — монцодиорит-сиениты, 9 — гранит-лейкограниты, 10 — плагиограниты; 11 — разломы; 12 — надвиги; 13 — дайки основного состава; 14 — дайки кислого состава; 15 — точки отбора проб.

Fig. 1. The part of Akhunovo areal geological map, after [Zhdanov et al., 2003f], showing the Kamatal granite massif localization

Legend: 1–7 — volcanic-sedimentary and sedimentary deposits: 1 — Karagay Unit ($D_{1-2}kg$), 2 — Ulutau Formation ($D_{2-3}ul$), 3 — Karamalytash Formation ($D_2k\check{s}$), 4 — Mukasovo Formation (D_3mv), 5 — Bugodak Formation (D_3bd), 6 — Zilair Formation (D_3–C_1zl), 7 — Kizil Formation(C_1kl); 8–10 — Balbuk Complex intrusions: 8 — monzodiorite-syenites, 9 — granite-leucogranites, 10 — plagiogranites; 11 — faults; 12 — thrusts; 13 — basic dykes; 14 — acidic dykes; 15 — sampling points.

1.05–2.9 и 0.07–1.68 мас. % соответственно. Эти вариации связываются, прежде всего, с неравномерным характером метасоматических изменений. Граниты являются перглиноземистыми, индекс ASI ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) в них составляет 1.6–2.2. Содержание титана в породах низкое, а железа — умеренное. По содержанию $Na_2O+K_2O=7.5$–8.7 они являются субщелочными, отношение Na_2O/K_2O в них 1.1–1.4, в соответствии с чем породы могут быть отнесены к гранитам натрового ряда. В пробе U_{18}-86 (ан. 4, табл. 1) выявлено резко повышенное содержание серы, что связывается с наложенной минерализацией в породах южной части массива (подробнее ниже по тексту). Данный образец отобран в самой южной точке массива.

Краткая петрографическая характеристика

Во всех изученных пробах породы мало отличаются между собой. Они характеризуются порфировой структурой, количество вкрапленников оценивается в 2–3 об. %. Основная масса несколько ретуширована метасоматическими процессами, но, несмотря на это, читается ее микрогранофировая структура. Порфировые вкрапленники представлены кварцем (0.5–4 мм в поперечнике), кислым

Таблица 1. Химический состав метасоматизированных гранитов массива Каматал (мас.%)
Table 1. Chemical composition of metasomatized granites of Kamatal massif (wt.%)

№	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O5	SO_3	LOI	Total
1	U_{18}-83	72.85	0.07	15.53	1.08	0.03	0.70	0.11	4.50	4.03	0.10	0.04	1.00	100.02
2	U_{18}-84	73.13	0.07	14.89	1.25	0.05	0.40	0.26	4.50	3.97	0.12	0.05	1.28	99.93
3	U_{18}-85	70.93	0.06	16.70	1.05	0.01	0.59	0.07	4.48	4.18	0.10	0.06	2.34	100.55
4	U_{18}-86	72.73	0.55	14.28	2.24	0.02	0.60	0.18	3.40	3.02	0.08	0.82	2.68	100.11
5	2093/10	74.00	0.08	14.04	1.25	0.05	1.00	0.62	4.60	3.86	–	<0.05	0.60	100.08
6	2093/11	72.68	0.07	14.20	1.86	0.06	0.50	0.28	4.76	3.88	–	<0.05	0.58	99.19
7	1076	74.11	0.08	14.38	2.06	0.03	0.20	0.84	4.50	3.20	–	<0.1	0.52	99.98
8	1081	71.76	0.12	15.00	2.90	0.05	0.40	1.68	4.34	3.20	–	<0.1	1.00	100.49
9	1082	73.64	0.08	14.38	2.00	0.05	0.40	0.84	4.34	3.30	–	<0.1	0.76	99.81

Примечание: 1–4 — авторские анализы, 5–9 — заимствованы из [Анисимов и др., 1978ф]; прочерк — нет данных.
Note: 1–4 — author's data, 5–9 — taken from [Anisimov et al., 1978ф]; dash — no data.

плагиоклазом (0.3–1 мм, полностью замещен постмагматическими минералами) и редко — биотитом (до 1.2 мм в длину, полностью замещен постмагматическими минералами). Размеры зерен основной массы, которую преимущественно слагают кварц и измененный полевой шпат, не превышают 0.05 мм. В гранитах был развит ранний рудный минерал (предположительно, титаномагнетит) в изометричных или вытянутых зернах размером 0.1–0.5 мм (~1 об.%), в настоящее время полностью замещенный вторичными фазами. В породах часто наблюдаются трещины, заполненные смектитом, иногда выражены жиловидные зоны ожелезнения (рис. 2а, б), связанные с развитием минералов железа.

Минералогия

Кварц (SiO_2) является одним из главных минералов пород, который встречается и в основной массе, и во вкрапленниках. Последние характеризуются округлой формой зерен, трещиноватостью и наличием большого количества субмикронных включений (см. рис. 2а, в). У некоторых вкрапленников отмечается реакционная каемка (см. рис. 2г), наличие которой связывается с реакцией зерна с расплавом на раннемагматической стадии. Изредка в них встречаются микроскопические конкреции, предположительно представленные галитом (либо сильвином?) (см. рис. 2д). Такие включения могут образовываться как при магматических, так и при метаморфических процессах [Trommsdorff et al., 1985]. Трещины в кварце часто заполнены поздними минералами — гидроксидами железа, агрегатами мусковита, хлорита и другими (см. рис. 2ж; 3а, г, и). Во вкрапленниках отмечается относительно низкое количество примесных элементов (ниже предела обнаружения методом ЭДС).

Полевые шпаты первично магматического происхождения почти полностью замещены глинистыми минералами (см. рис. 2б, е) и мусковитом, но в породах отмечается большое количество вторичных полевых шпатов — альбита ($NaAlSi_3O_8$) и калиевого полевого шпата ($KAlSi_3O_8$) (КПШ). Они образуют мелкие ксеноморфные агрегаты в кварце по трещинам (см. рис. 3а), либо совместные срастания с мусковитом и хлоритом (см. рис. 3а, д), либо сплошные альбит-калишпатовые массы, в которых сложно различать отдельные зерна (см. рис. 3б). Для полевых шпатов характерно низкое содержание кальция. В КПШ установлены относительно высокие уровни примесей бария — около 0.4–0.5 мас.% BaO (табл. 2).

Мусковит ($KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$) в изучаемых породах является одним из самых распространенных минералов. Он образует псевдоморфозы по биотиту либо многочисленные рассеянные вкрапления. В основной массе гранитов мусковит представлен мелкими (обычно <0.1 мм, реже более) чешуйчатыми агрегатами в срастании с кварцем и полевыми шпатами (см. рис. 3б). Также он образует включения внутри вкрапленников кварца, часто трассируя трещины (см. рис. 2ж, 3а), встречается в виде жил. В интерстициях между кристаллами кварца часто наблюдаются радиально-лучистые скопления мусковита, а в жильных агрегатах его чешуйки ориентированы вдоль жил. По химическому составу (табл. 3) мусковит характеризуется умеренно высоким содержанием железа (1.5–4.3 мас.% FeO), магния (0.3–1.9 мас.% MgO), умеренными вариациями кальция (0.n–

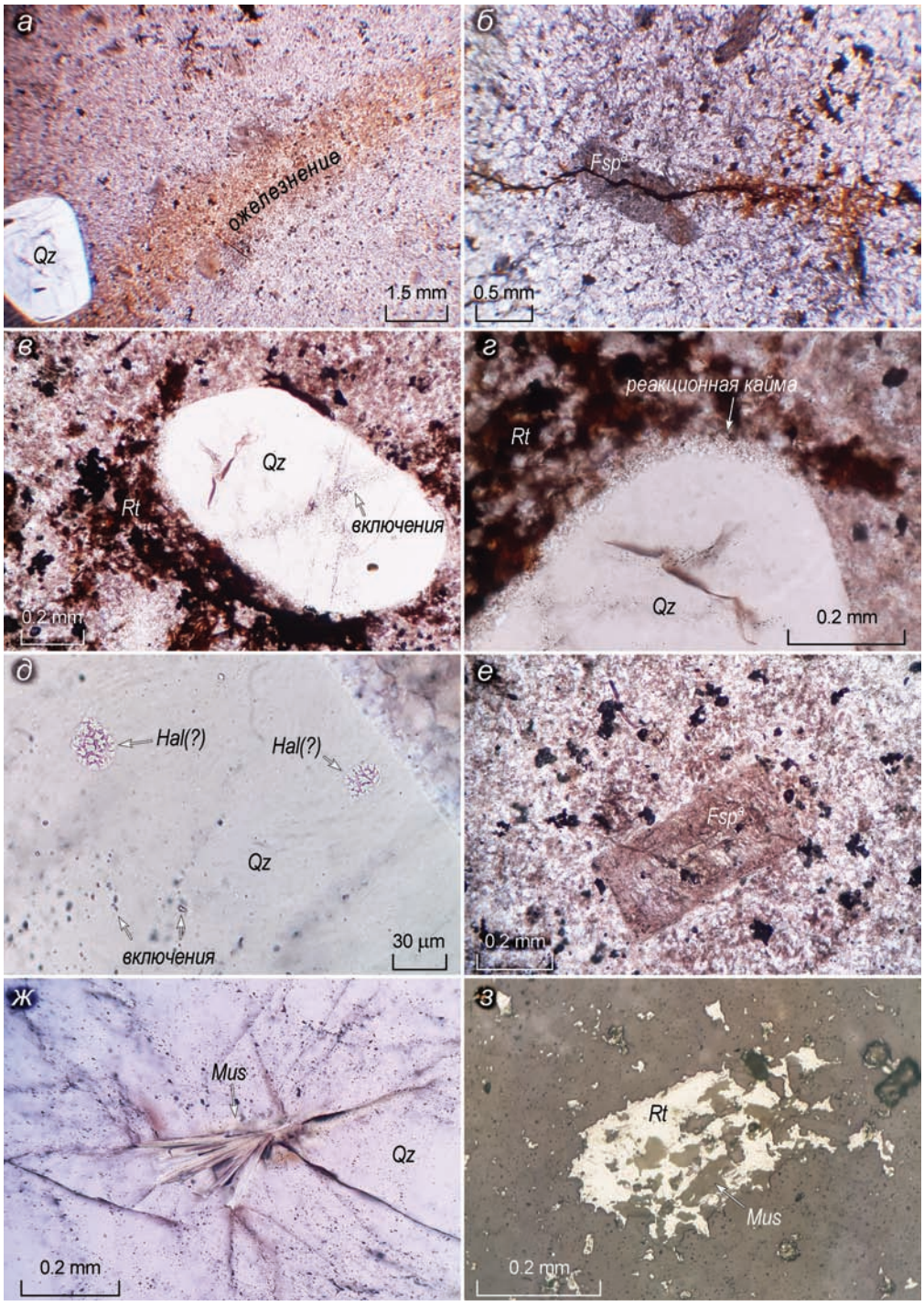


Рис. 2. Микрофотографии метасоматизированных гранитов массива Каматал

Примечания: а — полоса ожелезнения в основной массе, б — трещина с ожелезнением, в — богатый микровключениями вкрапленник кварца, г — реакционная кайма у вкрапленника кварца, д — включения конкреций (галита?) в кварце, е — аргиллизированный вкрапленник полевого шпата, ж — метельчатый агрегат мусковита в трещинах в кварце, з — кристалл рутила с включениями мусковита. *Hal* — галит, *Fsp*[a] — измененный полевой шпат, *Mus* — мусковит, *Qz* — кварц, *Rt* — рутил.

Fig. 2. Photomicrographs of metasomatized granites of Kamatal massif

Notes: а — ferruginous band in the groundmass, б — crack with ferruginization, в — microinclusion-rich quartz phenocryst, г — reaction border of quartz phenocryst, д — inclusions of nodules (halite?) in quartz, е — argillized feldspar phenocryst, ж — broom-shaped muscovite aggregate in the cracks within quartz, з — rutile crystal with muscovite inclusions. *Hal* — halite, *Fsp*[a] — altered feldspar, *Mus* — muscovite, *Qz* — quartz, *Rt* — rutile.

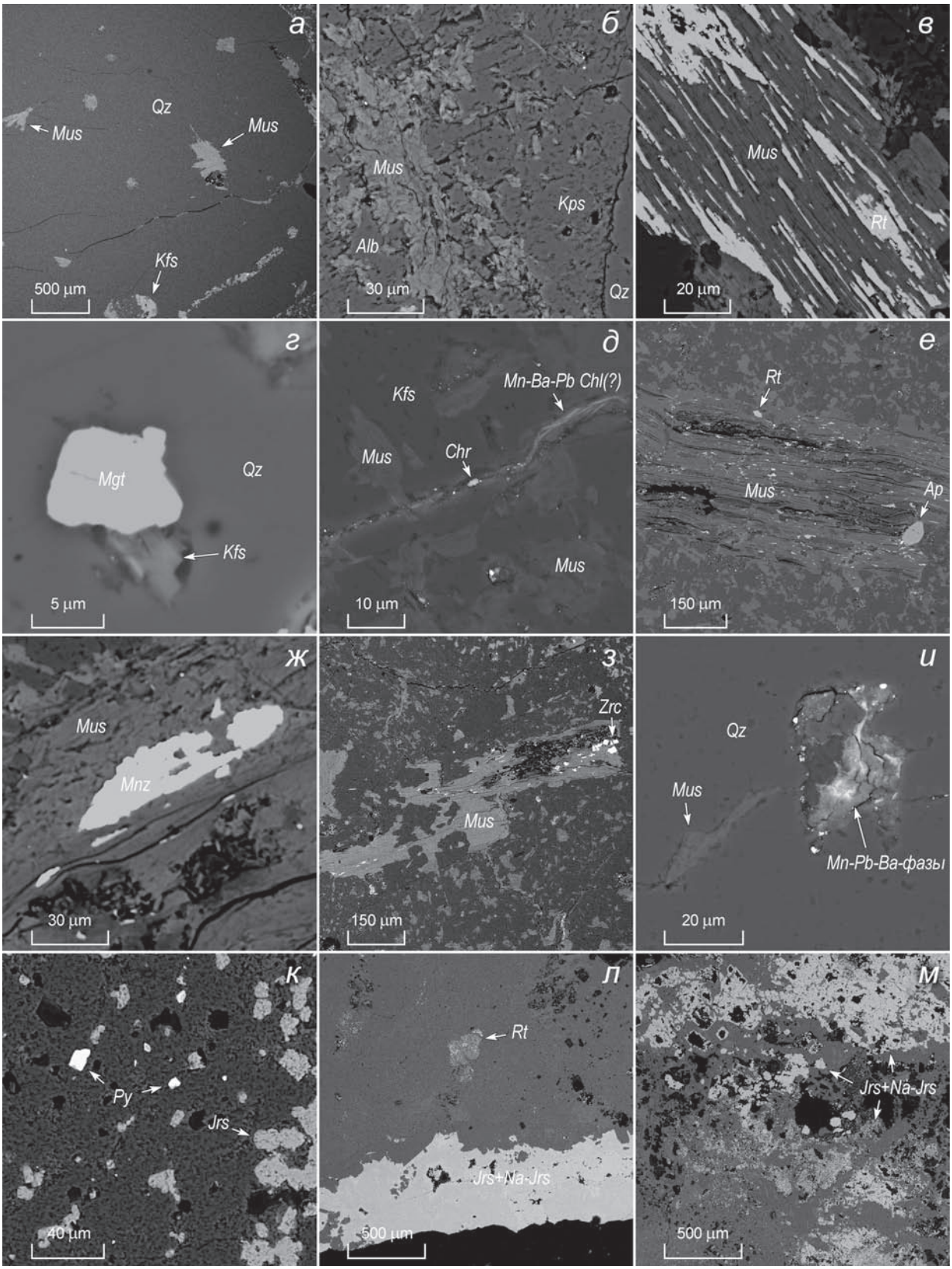


Рис. 3. BSE-изображения минеральных ассоциаций в метасоматизированных гранитах массива Каматал

Fig. 3. BSE-images of Kamatal massif metasomatized granite's mineral associations

Примечания к рис. 3: а — включения мусковита и КПШ в кварце, б — мусковит в срастании с полевыми шпатами, в — закономерное срастание рутила и мусковита, г — включение магнетита в кварце, д — хлоритовидный минерал Mn-Ba-Pb состава и хромит в тонкой жиле, е — включение апатита в мусковите — псевдоморфозе по биотиту, ж — включение Ce-монацита в мусковите, з — зерна циркона в срастании с мусковитом, и — включения мусковита и слоистых силикатов Mn-Ba-Pb состава в кварце, к — включения пирита и ярозита в силикатной матрице, л — жила ярозита и натроярозита, м — сплошные массы и мелкодисперсные скопления ярозита и натроярозита.
Notes to fig. 3: а — muscovite and Kfs inclusions within quartz, б — intergrowth of muscovite and feldspars, в — directed intergrowing of muscovite and rutile, г — magnetite inclusion within quartz, д — chlorite-like Mn-Ba-Pb-containing aky mineral and chromite in thin vein, е — apatite inclusion within muscovite, pseudomorphically replaced biotite, ж — Ce-monazite inclusion within muscovite, з — zircon grains intergrowing with muscovite, и — muscovite and Mn-Ba-Pb-containing aky silicate inclusions within quartz, к — pyrite and jarosite grains in silicate matrix, л — jarosite-natrojarosite vein, м — massive and ne assemblages of jarosite and natrojarosite.

Таблица 2. Химический состав полевых шпатов из метасоматизированных гранитов массива Каматал (здесь и далее составы минералов в мас. %)

Table 2. Chemical composition of feldspars from metasomatized granites of Kamatal massif (hereinafter mineral compositions in wt. %)

№	Total	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO
1	99.98	64.69	18.35	<	<	<	0.18	16.38	0.38
2	103.92	67.28	19.16	<	<	<	0.24	16.78	0.46
3	101.17	69.32	19.59	<	0.21	<	12.05	<	<
4	99.04	68.12	19.29	<	<	<	11.48	0.14	<
5	100.60	67.00	21.09	0.41	<	0.10	10.86	1.13	<
6	100.57	69.23	19.39	<	<	<	11.85	0.11	<
7	100.75	69.14	19.71	<	<	<	11.74	0.16	<
8	101.57	69.19	20.18	<	<	<	11.75	0.45	<
Формульные коэффициенты, O = 8									
№	Total	Si	Al	Fe	Mn	Ca	Na	K	Ba
1	4.99	3.00	1.00	0	0	0	0.02	0.97	0.01
2	4.99	3.00	1.01	0	0	0	0.02	0.95	0.01
3	5.01	3.00	1.00	0	0.01	0	1.01	0	0
4	4.99	3.00	1.00	0	0	0	0.98	0.01	0
5	5.02	2.93	1.09	0.01	0	0.01	0.92	0.06	0
6	5.00	3.01	0.99	0	0	0	1.00	0.01	0
7	5.00	3.00	1.01	0	0	0	0.99	0.01	0
8	5.01	2.98	1.02	0	0	0	0.98	0.02	0

Примечание: 1, 2 — КПШ, 3–8 — альбит; < здесь и далее — ниже предела обнаружения.
Note: 1, 2 — Kfs, 3–8 — albite; < hereinafter — below detection limit.

0.2 мас. % CaO), и более существенными вариациями в концентрациях титана (0.n–1.0 мас. % TiO_2) и натрия (0.n–1.1 мас. % Na_2O). В некоторых анализах отмечаются примеси бария — 0.3–0.4 мас. % BaO.

Рутил (TiO_2) является наиболее распространенным рудным минералом пород (см. рис. 2в, г). Он неизменно ассоциирует с вторичными силикатами (мусковитом, кварцем, хлоритом) (см. рис. 2з), совместно с которыми образует агрегаты замещения первичного рудного минерала (вероятно, титаномагнетита), а также биотита. В последнем случае наблюдаются тонкие пластинчатые срастания рутила с силикатами (см. рис. 3в). В рутиле определены умеренные по количеству примеси Fe (0.4–1.4 мас. %) и V (0.3–0.4 мас. %) (табл. 4). Примесь Nb достигает 0.53 мас. %.

Магнетит (Fe_3O_4) и марганцовистый **хромит** ($(Mn, Mg, Fe)Cr_2O_4$) были обнаружены в единичных случаях в виде субмикронных зерен в ассоциации с вторичными силикатами (см. рис. 3г, д). Поэтому их происхождение связывается исключительно с постмагматическими процессами. В магнетите на уровне 0.1–0.3 мас. % выявлены примеси титана, алюминия, марганца, кобальта. В хромите содержание $Cr_2O_3 \geq 63$ мас. %.

Апатит ($Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$) был встречен в призматических кристаллах в срастании с вторичными силикатами, замещающими биотит и другие минералы (см. рис. 3е). Минерал довольно редок

Таблица 3. Химический состав мусковита из метасоматизированных гранитов массива Каматал
Table 3. Chemical composition of muscovite from metasomatized granites of Kamatal massif

№	Total	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	H_2O^*
1	96.64	46.96	0.35	30.57	2.68	0.14	1.08	0.13	0.59	9.70	<	4.44
2	99.59	49.10	<	31.88	2.95	<	0.78	0.17	0.13	10.15	<	4.43
3	99.37	50.36	<	31.12	2.46	<	0.53	<	1.12	9.35	<	4.43
4	98.79	50.02	0.25	28.64	3.68	<	1.87	<	<	9.99	<	4.34
5	99.2	49.01	0.52	29.65	3.54	<	1.43	0.21	<	10.34	<	4.50
6	97.57	48.09	0.27	28.81	4.28	<	1.38	<	<	10.23	<	4.51
7	99.43	45.83	0.43	33.63	3.01	0.14	0.83	<	0.82	10.29	<	4.45
8	96.44	47.32	<	30.95	2.41	<	0.98	0.13	<	10.20	<	4.45
9	95.83	45.72	<	33.35	1.30	0.15	0.48	<	0.11	10.37	<	4.35
10	98.08	44.80	0.18	35.45	2.02	<	0.33	<	0.74	10.12	<	4.44
11	102.02	47.28	<	36.71	1.47	0.72	0.3	<	1.02	10.17	<	4.35
12	96.49	46.64	0.25	30.00	3.95	<	0.88	0.18	0.12	10.13	<	4.34
13	99.41	45.87	0.48	33.69	2.96	<	1.04	<	0.78	10.18	<	4.41
14	99.82	46.17	0.28	33.08	3.00	<	1.16	<	0.58	10.54	0.40	4.61
15	100.42	48.01	<	33.37	3.05	<	0.75	0.14	<	10.79	<	4.31
16	99.04	46.19	0.50	33.07	2.93	<	1.04	<	0.67	10.19	<	4.45
17	99.33	45.91	0.53	32.99	3.14	<	1.09	<	0.71	10.26	0.26	4.44
18	99.88	46.62	0.42	31.50	3.60	0.22	1.79	<	0.47	10.47	0.27	4.52
19	99.1	46.19	0.57	33.08	2.93	<	1.04	<	0.67	10.18	<	4.44
20	98.39	49.44	0.50	29.49	3.40	<	1.51	0.13	<	9.48	<	4.44
21	99.07	49.12	0.17	31.23	3.15	<	1.11	0.14	0.12	9.55	<	4.48
22	99.81	50.45	0.32	28.42	4.00	<	2.07	0.15	0.15	9.76	<	4.49
23	98.26	48.54	0.98	30.72	3.49	<	0.98	0.15	<	8.95	<	4.45
24	99.09	49.06	0.50	30.42	2.82	<	1.53	<	<	10.29	<	4.47
25	99.78	49.72	0.63	30.10	2.75	<	1.74	<	<	10.34	<	4.50
26	99.48	48.39	<	35.01	1.87	<	0.35	0.11	0.13	9.07	<	4.55
27	100.64	49.21	<	33.61	2.35	<	0.36	<	0.67	9.88	<	4.56
Формульные коэффициенты, O = 11												
№	Total	Si	Ti	Al^{IV}	Al^{VI}	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	OH^*
1	9.02	3.12	0.03	0.88	1.76	0.17	0	0.10	0	0.09	0.88	0	2
2	9.04	3.11	0.03	0.89	1.74	0.18	0	0.11	0	0.09	0.89	0.01	2
3	9.05	3.15	0.02	0.85	1.66	0.20	0.01	0.18	0	0.06	0.90	0.01	2
4	8.96	3.24	0.02	0.76	1.73	0.15	0.01	0.11	0.01	0.08	0.85	0	2
5	8.91	3.27	0	0.73	1.78	0.16	0	0.08	0.01	0.02	0.86	0	2
6	8.91	3.34	0	0.66	1.78	0.14	0	0.05	0	0.14	0.79	0	2
7	8.91	3.37	0.01	0.63	1.64	0.21	0	0.19	0	0	0.86	0	2
8	8.94	3.30	0.03	0.70	1.66	0.20	0	0.14	0.02	0	0.89	0	2
9	8.95	3.31	0.01	0.69	1.65	0.25	0	0.14	0	0	0.90	0	2
10	9.04	3.09	0.02	0.91	1.77	0.17	0.01	0.08	0	0.11	0.89	0	2
11	8.93	3.26	0	0.74	1.78	0.14	0	0.10	0.01	0	0.90	0	2
12	8.94	3.16	0	0.84	1.88	0.08	0.01	0.05	0	0.01	0.91	0	2
13	9.01	3.04	0.01	0.96	1.88	0.11	0	0.03	0	0.10	0.88	0	2
14	9.01	3.07	0	0.93	1.89	0.08	0.04	0.03	0	0.13	0.84	0	2
15	8.97	3.25	0.01	0.75	1.71	0.23	0	0.09	0.01	0.02	0.90	0	2
16	9.04	3.09	0.02	0.91	1.76	0.17	0	0.10	0	0.10	0.87	0	2
17	9.04	3.12	0.01	0.88	1.75	0.17	0	0.12	0	0.08	0.91	0.01	2
18	8.96	3.19	0	0.81	1.80	0.17	0	0.07	0.01	0	0.91	0	2
19	9.02	3.12	0.03	0.88	1.75	0.17	0	0.10	0	0.09	0.88	0	2
20	8.87	3.34	0.03	0.66	1.68	0.19	0	0.15	0.01	0	0.82	0	2
21	8.89	3.29	0.01	0.71	1.75	0.18	0	0.11	0.01	0.02	0.82	0	2
22	8.92	3.37	0.02	0.63	1.61	0.22	0	0.21	0.01	0.02	0.83	0	2
23	8.84	3.27	0.05	0.73	1.72	0.20	0	0.10	0.01	0	0.77	0	2
24	8.92	3.29	0.03	0.71	1.70	0.16	0	0.15	0	0	0.88	0	2
25	8.91	3.31	0.03	0.69	1.68	0.15	0	0.17	0	0	0.88	0	2
26	8.84	3.19	0	0.81	1.91	0.10	0	0.03	0.01	0.02	0.76	0	2
27	8.92	3.24	0	0.76	1.84	0.13	0	0.04	0	0.09	0.83	0	2

Примечание: * рассчитано по стехиометрии.
Note: * calculated to stoichiometry.

в породах. По химическому составу он соответствует фторапатиту с высоким уровнем примеси марганца (MnO до 0.52 мас. %).

Се-монацит ((La, Ce...Th)PO_4) и **циркон** ($ZrSiO_4$) были обнаружены в мелких зернах, образующих включения внутри агрегатов мусковита (рис. 3ж, з). Циркон отличается достаточно хорошо ограненными кристаллами в отличие от ксеноморфных зерен монацита. В цирконе выявлены примеси Hf (1.3 мас. %), Th и U (по 0.4 мас. %). В монаците обнаружены примеси S (до 0.3 мас. %) и Sr (0.9 мас. %) (табл. 6).

Хлорит ($(Mg, Fe)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$) в небольшом количестве был диагностирован по чешуйчатой морфологии и грязно-зеленоватой окраске как продукт замещения биотита. Кроме того, были обнаружены мелкие слоистые Mn-Ba-Pb-содержащие минеральные агрегаты, морфологически сходные с хлоритом (см. рис. 3д, и). Их идентификация по химическому составу очень затруднительна, что связано и с мелкими размерами агрегатов, и, судя по всему, со специфичной структурой. На рис. 3и показано скопление таких чешуйчатых агрегатов, в которых наблюдаются признаки разложения (низкотемпературного распада?) на отдельные минеральные фазы — более или менее обогащенные барием и свинцом. Микрорентгеноспектральным анализом в этих образованиях, кроме Mn, Ba и Pb, установлены следующие химические элементы: Si, Al, Fe, Mg, Zn, Ca, Na, K, P, Cl (табл. 7). Один из анализов (ан. 4, из наиболее однородной фазы) был пересчитан на кристаллохимическую формулу хлорита, на основе 10 катионов: $(Al_{2.70}, Mn_{1.59}, K_{0.73}, Fe_{0.38}, Ba_{0.15}, Na_{0.13}, Mg_{0.11}, Ca_{0.08}, Cr_{0.07}, Pb_{0.07})_6$ $(Si_{3.88}, Al_{0.10}, P_{0.03})_4$ O_{10} $(OH)_8$.

Таблица 4. Химический состав рутила из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Table 4. Chemical composition of rutile from metasomatized granites of Kamatal massif

№	Total	TiO_2	FeO	V_2O_3	Nb_2O_5
1	101.13	100.02	0.60	0.51	<
2	101.73	100.80	0.53	0.40	<
3	99.82	97.76	1.48	0.58	<
4	99.06	95.93	1.83	0.54	0.76
5	99.98	96.83	1.90	0.51	0.74
Формульные коэффициенты, O = 2					
№	Total	Ti	Fe	V	Nb
1	1.00	0.993	0.006	0.005	0
2	1.00	0.993	0.006	0.004	0
3	1.01	0.987	0.017	0.006	0
4	1.01	0.979	0.021	0.006	0.004
5	1.01	0.979	0.021	0.005	0.004

Таблица 5. Химический состав апатита из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Table 5. Chemical composition of apatite from metasomatized granites of Kamatal massif

№	Total	CaO	FeO	MnO	Na_2O	P_2O_5	F	Cl	H_2O^*
1	100.73	55.41	0.24	0.34	<	42.73	4.11	<	0
2	101.59	55.24	0.27	0.52	0.15	43.31	4.44	0.10	0
Формульные коэффициенты, O+F+Cl+OH = 13									
№	Total	Ca	Fe	Mn	Na	P	F	Cl	OH^*
1	9.18	5.06	0.02	0.02	0	3.08	1.00	0	0
2	9.25	5.04	0.02	0.04	0.02	3.12	1.00	0.01	0

Примечание: * рассчитано по стехиометрии.

Note: * calculated to stoichiometry.

Таблица 6. Химический состав монацита из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Table 6. Chemical composition of monazite from metasomatized granites of Kamatal massif

№	Total	SiO_2	P_2O_5	SO_3	CaO	K_2O	SrO	La_2O_3	Ce_2O_3	Nd_2O_3	Pr_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3
1	98.22	1.33	28.85	0.72	1.01	0.18	1.02	12.7	32.01	12.32	3.43	2.05	1.31	1.29
2	97.98	1.11	28.94	0.42	1.01	0.14	1.05	14.05	33.18	11.24	3.43	1.61	0.9	0.9
Формульные коэффициенты, O = 4														
№	Total	Si	P	S	Ca	K	Sr	La	Ce	Nd	Pr	Sm	Eu	Gd
1	2.01	0.05	0.95	0.02	0.04	0.01	0.02	0.18	0.46	0.17	0.05	0.03	0.01	0.02
2	2.02	0.04	0.96	0.01	0.04	0.01	0.02	0.20	0.48	0.16	0.05	0.02	0.01	0.01

Таблица 7. Химический состав Mn-Ba-Pb-содержащих хлоритовидных фаз из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Table 7. Chemical composition of Mn-Ba-Pb-containing chlorite-like minerals from metasomatized granites of Kamatal massif

№	Total	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	P_2O_5	ZnO	Cr_2O_3	PbO	Cl
1	61.27	10.74	5.86	2.95	28.38	0.32	0.56	0.18	0.08	5.71	0.27	<	<	5.47	0.18
2	70.25	15.23	8.43	3.62	29.05	0.45	0.64	<	0.12	5.38	0.41	<	<	6.92	<
3	70.82	10.44	4.76	2.47	36.8	0.22	0.48	1.33	<	7.92	0.44	0.39	0.32	5.11	0.16
4	87.84	33.71	20.63	3.90	16.36	0.65	0.64	0.58	4.98	3.25	0.21	<	0.77	2.17	<

Формульные коэффициенты, число катионов = 10														
№	Total	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	P	Cr	Pb
4	10	3.88	0.10	2.70	0.38	1.59	0.11	0.08	0.13	0.73	0.15	0.03	0.07	0.07

Пирит (FeS_2) был обнаружен только в образце U_{18}-86 (см. табл. 1) в виде мелких (до 20 мкм) субидиоморфных зерен в метасоматизированной матрице вместе с ярозитом (см. рис. 3к). Микрорентгеноспектральным анализом в пирите не было выявлено примесей.

Ярозит ($KFe^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$) и **натроярозит** ($NaFe^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$) также были встречены только в образце U_{18}-86 в виде желто-коричневых жил мощностью 0.1–1 мм, а также хорошо ограненных отдельных зерен, корок с почковидной поверхностью и мелкодисперсных скоплений (см. рис. 3к–м). Минералы диагностированы с помощью рентгеновской порошковой дифрактометрии. На дифрактограмме (рис. 4) четко идентифицируются основные рефлексы ярозита — 3.07, 3.11, 5.07 Å и натроярозита — 3.09, 5.91, 3.64 Å. Судя по анализам химического состава (табл. 8), в основном изучаемые минеральные фазы представляют собой промежуточные члены между ярозитом и натроярозитом.

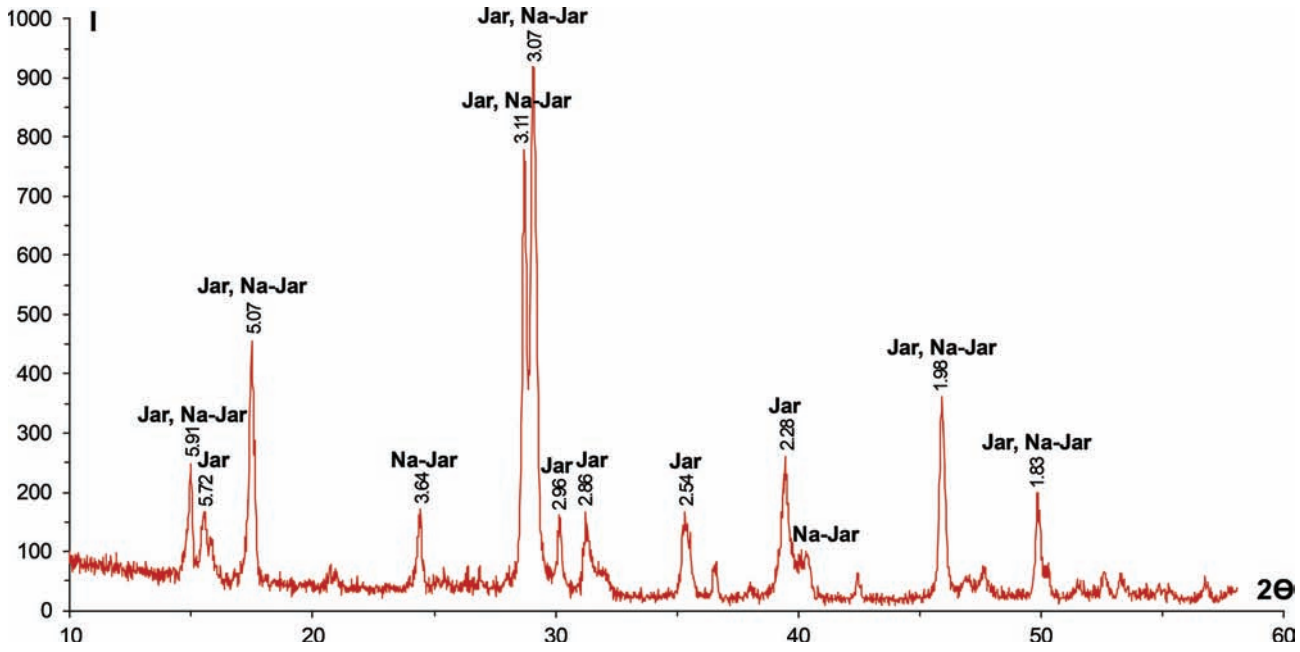


Рис. 4. Дифрактограмма порошковой пробы ярозит-натроярозитового состава из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Примечание: Jar — ярозит, Na-Jar — натроярозит, цифрами обозначена величина d/n.

Fig. 4. XRD powder patterns of jarosite-natrojarosite mineral composition from metasomatized granites of Kamatal massif

Note: Jar — jarosite, Na-Jar —— natrojarosite, the numbers indicate the value d/n.

Таблица 8. Химический состав ярозита и натроярозита из метасоматизированных гранитов массива Каматал
Table 8. Chemical composition of jarosite and natrojarosite from metasomatized granites of Kamatal massif

№	Total	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	P_2O_5	SO_3	K_2O	CaO	TiO_2	Fe_2O_3	BaO
1	85.23	1.09	1.17	<	3.23	28.71	6.06	<	<	43.55	1.42
2	84.67	2.56	1.11	<	3.83	28.33	3.36	0.39	<	44.15	0.93
3	83.60	2.52	1.59	<	4.19	28.01	2.42	0.50	0.40	42.72	1.24
4	85.52	3.41	1.38	<	4.33	28.53	2.23	0.49	0.27	44.06	0.83
5	87.48	2.62	1.74	<	4.56	28.66	3.31	0.62	0.40	44.71	0.87
6	85.42	2.45	1.74	<	3.28	29.16	4.47	0.41	<	43.12	0.80
7	86.53	3.13	1.30	<	3.85	28.88	3.66	0.45	<	44.36	0.90
8	85.85	2.51	1.45	<	4.15	28.41	3.84	0.48	<	43.91	1.11
9	86.99	2.75	0.83	<	2.59	30.48	4.54	<	<	45.80	<
10	84.55	3.64	1.47	<	4.06	28.03	2.94	0.53	0.37	42.55	0.96
11	84.53	3.26	1.34	<	3.83	28.13	3.40	0.45	<	43.09	1.04
12	86.47	<	1.40	<	0.96	31.78	7.52	<	<	44.82	<
13	85.80	1.39	0.70	<	2.31	30.58	5.70	<	<	45.12	<
14	88.06	3.06	1.44	<	4.35	29.26	2.52	0.49	0.27	45.94	0.74
15	85.90	1.27	0.87	2.27	<	31.48	6.77	<	<	43.25	<
16	88.65	2.49	<	<	<	33.13	5.95	<	0.22	46.87	<
17	88.01	1.24	<	0.60	<	32.80	7.00	<	<	46.37	<
18	91.92	1.44	0.49	<	<	33.62	7.08	<	<	49.28	<
19	87.29	<	<	<	<	32.88	7.91	<	<	46.50	<
20	86.19	3.49	<	<	<	32.48	4.41	<	<	45.82	<
21	84.59	<	<	<	<	32.85	7.73	<	<	44.01	<
22	89.32	1.46	0.87	6.44	<	30.43	6.47	<	<	43.66	<
23	87.96	1.12	0.34	1.67	<	32.23	7.16	<	<	45.45	<
24	88.23	<	<	0.79	<	33.03	7.12	<	<	47.29	<
Формульные коэффициенты, число катионов = 6											
№	Total	Na	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Fe	Ba
1	6	0.18	0.12	0	0.24	1.88	0.67	0	0	2.86	0.05
2	6	0.43	0.11	0	0.28	1.85	0.37	0.04	0	2.89	0.03
3	6	0.43	0.17	0	0.31	1.86	0.27	0.05	0.03	2.84	0.04
4	6	0.56	0.14	0	0.31	1.83	0.24	0.04	0.02	2.83	0.03
5	6	0.42	0.17	0	0.32	1.80	0.35	0.06	0.03	2.82	0.03
6	6	0.41	0.17	0	0.24	1.87	0.49	0.04	0	2.77	0.03
7	6	0.51	0.13	0	0.27	1.82	0.39	0.04	0	2.80	0.03
8	6	0.41	0.15	0	0.30	1.82	0.42	0.04	0	2.82	0.04
9	6	0.45	0.08	0	0.18	1.92	0.49	0	0	2.89	0
10	6	0.60	0.15	0	0.29	1.80	0.32	0.05	0.02	2.73	0.03
11	6	0.54	0.14	0	0.28	1.81	0.37	0.04	0	2.78	0.03
12	6	0.00	0.14	0	0.07	2.05	0.83	0	0	2.91	0
13	6	0.23	0.07	0	0.17	1.98	0.63	0	0	2.93	0
14	6	0.49	0.14	0	0.31	1.83	0.27	0.04	0.02	2.88	0.02
15	6	0.21	0.09	0.19	0	2.01	0.73	0	0	2.77	0
16	6	0.40	0	0	0	2.05	0.63	0	0.01	2.91	0
17	6	0.20	0	0.05	0	2.07	0.75	0	0	2.93	0
18	6	0.22	0.05	0	0	2.03	0.73	0	0	2.98	0
19	6	0	0	0	0	2.12	0.87	0	0	3.01	0
20	6	0.57	0	0	0	2.05	0.47	0	0	2.90	0
21	6	0	0	0	0	2.19	0.88	0	0	2.94	0
22	6	0.23	0.08	0.52	0	1.85	0.67	0	0	2.66	0
23	6	0.18	0.03	0.14	0	2.02	0.76	0	0	2.86	0
24	6	0	0	0.07	0	2.12	0.78	0	0	3.04	0

Микрорентгеноспектральным анализом выявлены примеси Al (Al_2O_3 до 1.6 мас.%), P (P_2O_5 до 4.6 %), Ti (TiO_2 до 0.4 %), Ca (CaO до 0.6 %), Ba (BaO до 1.4 %), которые могут быть связаны с изоморфными замещениями или наличием механических примесей не идентифицированных минеральных фаз. Установлена четкая корреляция в содержаниях катионов Ca и Ba (коэффициент корреляции Пирсона r = +0.80), Ba и P (r = +0.88), а также отрицательная корреляция между K и Na (r = –0.92), K и Ba (r = –0.72), P и S (r = –0.86), Al и Fe (r = –0.63).

Обсуждение

По геологическому строению, минеральному и химическому составу пород массив Каматал может быть близок к Шартымскому массиву [Салихов, Бердников, 1985; Жданов и др., 2003ф]. К сожалению, для последнего отсутствуют доступные минералого-геохимические данные для их более детального сопоставления. Однако имеющихся данных достаточно, чтобы предположить принадлежность обоих массивов к единой формации и единому комплексу. Насколько правомерно их рассматривать в составе балбукского комплекса — вопрос дискуссионный. К данному комплексу относят весьма пестрый набор пород в составе разнообразных по морфологии и внутреннему строению интрузивных тел, а имеющийся набор изотопных датировок лишь усложняет интерпретацию.

Приведенные результаты минералогических исследований пород массива Каматал указывают на интенсивную метасоматическую переработку гранитов. Имеющиеся вариации химического состава связываются, прежде всего, с гидротермально-метасоматическими процессами. Среди изученных автором образцов один (U_{18}-86) отличается высокими концентрациями Ti, Fe и S. Данный образец был отобран из южной части массива, вероятно, испытавшей воздействие гидротермальных флюидов, участвовавших в образовании медно-порфировой минерализации Северо-Первомайского рудопроявления. Об этом рудопроявлении известно мало, общедоступной информации практически нет. Сообщается, что приурочено оно к зоне рассланцевания кислых вулканитов улутауской свиты, а рудная минерализация представлена пиритом и халькопиритом [Анисимов и др., 1978ф]. Повышенное количество титана обусловлено более широким развитием рутила, железа и серы — минералами группы алунита (ярозита, натроярозита) и пирита в этой части массива. Образование последних, очевидно, связано с наложенной минерализацией. Рутил встречается во всех изученных образцах, но в неравномерном количестве.

Минеральный состав постмагматических минеральных ассоциаций является индикатором условий гидротермального минералообразования [Жариков, 1998]. Все многообразие минеральных ассоциаций связывается с более ранней и более поздней (аргиллизитовой) стадиями метасоматоза. На начальной стадии формировались калиевый полевой шпат, альбит, мусковит, рутил, апатит, монацит и др., а на более низкотемпературной — глинистые минералы. Эпигенетическая сульфидно-гидросульфатная минерализация реализовалась на еще более позднем этапе, вероятно синхронно с тектоническими деформациями массива Каматал, о чем свидетельствует трещиноватость пород с развитием прожилковых ассоциаций. Дополнительным признаком деформаций является обогащенность вкрапленников кварца включениями, иногда явно выраженными в виде линейных скоплений (см. рис. 2в).

Весь обнаруженный в породах плагиоклаз — практически «чистый» альбит. Однако содержание CaO в породах нормальное для гранитов. Альбит практически не содержит кальций, но в мусковите содержится до 0.15 мас.% Ca, что связывается с образованием части мусковита за счет первичного (калийсодержащего) плагиоклаза (предположительно отвечавшего олигоклазу). Часть мусковита (в особенности низкомагниевого) в основной массе пород может иметь первичное происхождение. Образование части мусковита и рутила (рис. 3в), судя по всему, происходило за счет гидротермального преобразования титанистого биотита. Основное количество рутила возникло при растворении нестабильного в гидротермальных условиях рудного минерала, вероятно, титаномагнетита, поскольку ильменит более устойчив при вторичных процессах [Schroeder et al., 2002; Broska et al., 2007; Morad et al., 2009]. Важно подчеркнуть, что ни титаномагнетит, ни ильменит не были обнаружены в изученных образцах.

Мусковит содержит количественно коррелирующие между собой примеси Fe (до 3.1 мас.%) и Mg (до 2.3 мас.%), соответствуя промежуточным членам изоморфного ряда «мусковит–селадонит» ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2 – KMgFe(Si_4O_{10})(OH)_2$) [Tischendorf et al., 2007]. Рассчитанное по магнию из табл. 3 количество селадонитового минала варьирует от 3 до 21 мол.%. На рис. 5 показана зависимость содержаний катионов Fe, Mg, Na и Ti от Si.

Количества катионов Mg и Fe довольно отчетливо коррелируют с Si, Ti не отражает никакой зависимости, а Na характеризуется отрицательной корреляцией с Si. Мусковит кристаллизуется в довольно широком интервале давлений и температур [Nelson, 2011]. Получить точные оценки температуры кристаллизации мусковита по имеющимся данным пока сложно, но в целом исследования показывают, что селадонит образуется при более низких температурах, чем мусковит [Searle et al., 1992; Polgári et al., 2012]. Исходя из рис. 5, можно сделать вывод, что уменьшение содержания Na в мусковите свидетельствует о снижении температуры, что согласуется с ранее полученными данными [Alva Jimenez, 2011]. В изученных зернах мусковита не было выявлено зональности, поэтому можно с определенной долей условности принять, что наиболее высоконатриевые и низкомагниевые-низкожелезистые по составу разности мусковита отвечают наиболее высокотемпературной модификации, а низконатриевые и высокомагниевые-высокожелезистые — наиболее низкотемпературной.

Любопытной находкой являются хлоритовидные минеральные фазы Mn-Ba-Pb состава, образующие тонкие прожилковые выделения и микроскопические скопления. Вероятно, эти агрегаты представлены срастаниями разных слоистых силикатов, которые могли быть продуктом распада более ранней однородной фазы. Один из наиболее представительных анализов был пересчитан на кристаллохимическую формулу хлорита. Судя по содержанию SiO_2, этот минерал может отвечать триоктаэдрическому хлориту [Yavuz et al., 2015].

Ярозит и натроярозит образуют изоморфный ряд, кристаллизуясь в гидротермально-метасоматических и гипергенных условиях при температуре ниже 140 °C [Desborough et al., 2010]. В гипергенных условиях в системе характерно замещение гидроксоний-ионом, однако гидрониоярозит нестабилен и не может существовать долгое время. Ярозит и натроярозит часто являются продуктами окисления сульфидных руд [Пеков и др., 2012]. Проведенные исследования свидетельствуют об отсутствии первичной сульфидной минерализации гранитов

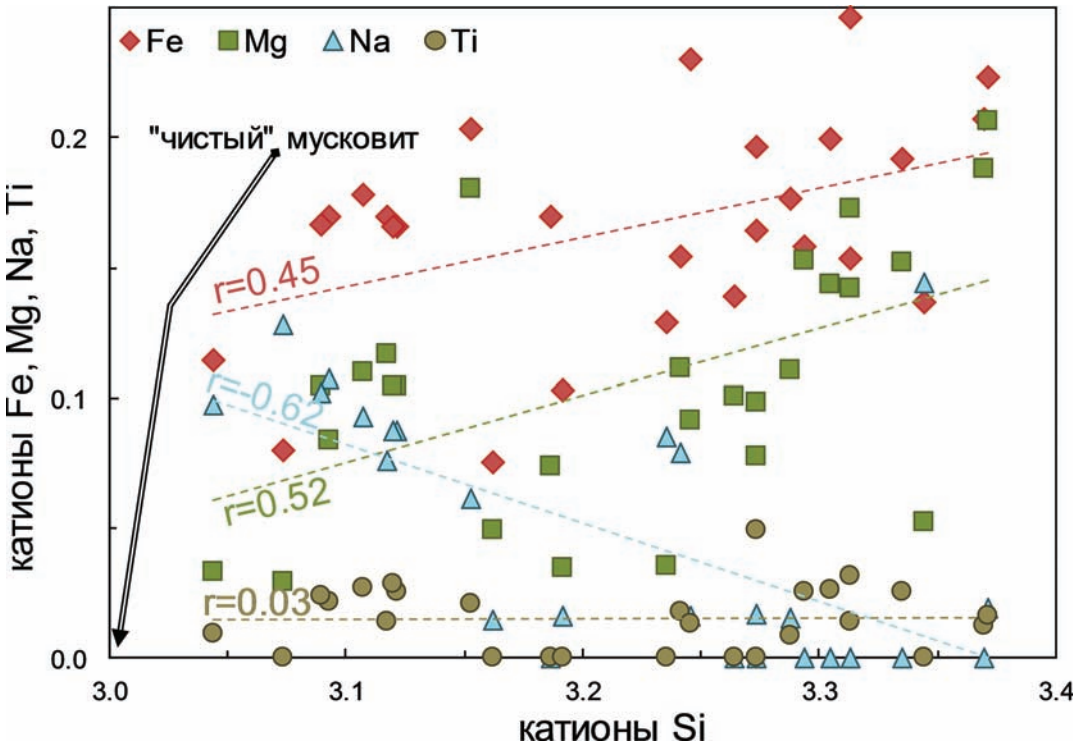


Рис. 5. Вариации катионов Fe, Mg, Na и Ti в зависимости от катионов Si в мусковите из метасоматизированных гранитов массива Каматал

Примечание: r — коэффициент корреляции Пирсона.

Fig. 5. Fe, Mg, Na and Ti cations are plotted against Si content in the muscovite from metasomatized granites of Kamatal massif

Note: r — Pearson correlation coef cient.

массива Каматал, поэтому можно предположить как минимум двухэтапную эпигенетическую минерализацию: 1) более высокотемпературную сульфидную, представленную пиритом, и замещающую ее 2) низкотемпературную гидросульфатную, представленную ярозитом–натроярозитом. Показанные на рисунке 3к ограненные зерна ярозита призматического облика, вероятно, представляют собой псевдоморфозы по пириту. В гипергенных условиях пирит стабилен в достаточно широком интервале кислотно-щелочных условий (pH), однако поле стабильности ярозита располагается в зоне чрезвычайно окислительных значений (pe до 20 ед.) (рис. 6). Этот факт практически исключает совместное нахождение пирита и ярозита в гипергенных минеральных ассоциациях. Учитывая это, а также то, что в изучаемых образцах в сростках с ярозитом и натроярозитом были обнаружены ксеноморфные выделения рутила и листочки мусковита, предполагается гидротермальное происхождение ярозита и натроярозита.

Заключение

Проведены детальные минералогические исследования пород массива Каматал, получены первые данные о химическом составе минералов. Установлено, что граниты массива претерпели интенсивную метасоматическую переработку, исходными породами массива были гранит-порфиры с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и биотита. Из первичных минералов сохранился лишь кварц, слагающий порфировые вкрапленники и микрогранофировую основную массу, и, возможно, калиевый полевой шпат. Первичный плагиоклаз полностью замещен глинистыми минералами и агрегатом из альбита, мусковита и вторичного КПШ. Мусковит является одним из главных постмагматических минералов и замещает биотит и полевой шпат, хотя часть мусковита (высоконатриевого и низкомагниевого) может быть магматогенной. Выявлено, что снижение содержания Na в мусковите сигнализирует о снижении температуры его образования и совпадает с увеличением количества Fe и Mg (увеличение селадонитового минала). Наиболее распространенный рудный минерал пород — рутил, предположительно образован за счет первичного титаномагнетита. В виде мельчайших скоплений и тончайших жильных выделений обнаружены хлоритовидные слоистые минералы Mn-Ba-Pb состава. В образце из южной оконечности массива Каматал, рядом с которой локализовано Северо-Первомайское медно-порфировое рудопроявление, обнаружены пирит и минералы группы алунита — ярозит и натроярозит. Их образование связывается с двухстадийной эпигенетической минерализацией — более высокотемпературной сульфидной и заместившей ее гидросульфатной. В образцах из внутренней части гранитного тела не были обнаружены сульфиды, что свидетельствует об отсутствии первичной сульфидной минерализации гранитов. Поэтому источником рудного вещества для Северо-Первомайского рудопроявления вряд ли были породы массива Каматал.

По минеральному и химическому составу массив Каматал близок к Шартымскому и предварительно может быть отнесен к балбукскому комплексу. Однако систематизация массивов балбукского комплекса явно требует пересмотра и доработки,

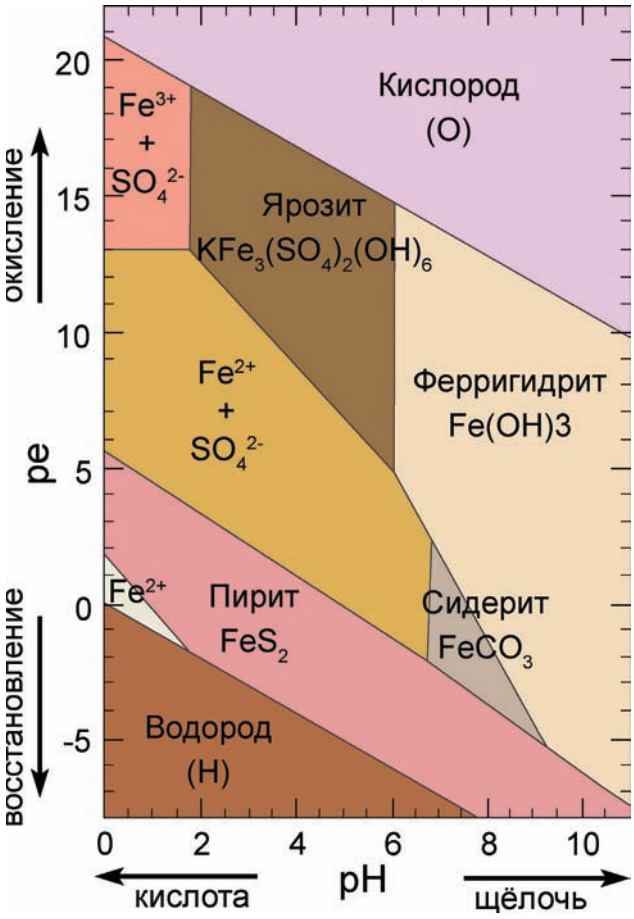


Рис. 6. Диаграмма pH–pe для 25°C и 0.01 бар, отражающая кислотные и окислительные условия образования ярозита по [Catling, 2004]

Fig. 6. Pe-pH diagram at the 25°C and 0.01 bar indicating acidic and oxidizing conditions for jarosite formation, after [Catling, 2004]

исходя из весьма пестрого набора морфологических типов интрузий и петрографического–петрохимического состава пород, а также широкого диапазона определений их изотопного возраста.

Автор выражает благодарность С.В. Мичурину, А.В. Вишневскому и Д.Е. Савельеву за содействие в аналитических работах.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0080) при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-35-00391).

Список литературы:

Горожанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–108.

Жариков В.А. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 442 с.

Пеков И.В., Лыкова И.С., Чуканов Н.В., Кабалов Ю.К., Зырянова Л.А. Минералы надгруппы алунита из зоны окисления полиметаллических месторождений Рубцовского рудного района (Северо-Западный Алтай, Россия) // Записки РМО. 2012. Т. 14, № 3. С. 90–107.

Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, БФАН СССР, 1985. 96 с.

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.

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородина Н.С. Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестник Уральского отделения РМО. 2009. № 6. С. 3–29.

Alva Jimenez T. Variation in hydrothermal muscovite and chlorite composition in the Highland Valley porphyry Cu-Mo district, British Columbia, Canada. Vancouver: University of British Columbia, 2011. 249 p.

Broska I., Harlov D., Tropper P., Siman P. Formation of magmatictitanite and titanite–ilmenite phase relations during granite alterationin the Tribeč Mountains, Western Carpathians, Slovakia // Lithos. 2007. Vol. 95. P. 58–71.

Catling D.C. On Earth, as it is on Mars? // Nature. 2004. Vol. 429. P. 707–708.

Desborough G.A., Smith K.S., Lowers H.A., Swayze G.A., Hammarstrom J.M., Diehl S.F., Leinz R.W., Driscoll R.L. Mineralogical and chemical characteristics of some natural jarosites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. Vol. 74, No. 3. P. 1041–1056.

Morad S., El-Ghali M.A.K., Caja M.A., Al-Ramadan K., Mansurbeg H. Hydrothermal alteration of magmatic titanite: evidence from proterozoic granitic rocks, southeastern Sweden // Canadian Mineralogist. 2009. Vol. 47. No. 4. P. 801–811.

Nelson S. Metamorphic Reactions, Isograds, and Reaction Mechanisms // Earth and Environmental Sciences: Petrology. Tulane University, 2011, https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/metamorphreact.htm.

Polgári M., Hein J.R., Vigh T., Szabó-Drubina M., Fórizs I., Bíró L., Müller A., Tóth A.L. Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary // Ore Geology Reviews. 2012. Vol. 47. P. 87–109.

Schroeder P.A., Le Golvan J.J., Roden M.F. Weathering of ilmenite from granite and chlorite schist in the Georgia Piedmont // American Mineralogist. 2002. Vol. 87, No. 11–12. P. 1616–1625.

Searle M.P., Waters D.J., Rex D.C., Wilson R.N. Pressure, temperature and time constraints on Himalayan metamorphism from eastern Kashmir and western Zanskar // Journal of the Geological Society. 1992. Vol. 149. P. 753–773.

Tischendorf G., Förster H.-J., Gottesmann B., Rieder M. True and brittle micas: composition and solid-solution series // Mineralogical Magazine. 2007. Vol. 71, No. 3. P. 285–320.

Trommsdorff V., Skippen G., Ulmer P. Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1985. Vol. 89. P. 24–29.

Yavuz F., Kumral M., Karakaya N., Karakaya M.Ç., Yıldırım D.K. A Windows Program for Chlorite Calculation and Classi cation // Computers & Geosciences. 2015. Vol. 81. P. 101–113.

References:

Alva Jimenez T. (2011) Variation in hydrothermal muscovite and chlorite composition in the Highland Valley porphyry Cu-Mo district, British Columbia, Canada. Vancouver: University of British Columbia, 249 p.

Broska I., Harlov D., Tropper P., Siman P. (2007) Formation of magmatictitanite and titanite-ilmenite phase relations during granite alterationin the TribečMountains, Western Carpathians, Slovakia. *Lithos*, **95**, 58-71.

Catling D.C. (2004) On Earth, as it is on Mars? *Nature*, **429**, 707-708.

Desborough G.A., Smith K.S., Lowers H.A., Swayze G.A., Hammarstrom J.M., Diehl S.F., Leinz R.W., Driscoll R.L. (2010) Mineralogical and chemical characteristics of some natural jarosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**(3), 1041-1056.

Gorozhanin V.M. (1998). Primary strontium isotope composition of magmatic complexes in the South Urals. *Magmatizm i geodinamika* [Magmatism and geodynamics]. Ekaterinburg: UrB RAS Publ., 98-108. (in Russian)

Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Borodina N.S. (2009) Granitoid magmatism of the North part of Magnitogorsk megazone: petrogenesis, geochemical and metallogenical evolution (Au, Mo, W et al.). *Vestnik of Ural Branch of RMO – Bulletin of the Ural branch of the RMO*, (6), 3-29. (in Russian)

Morad S., El-Ghali M.A.K., Caja M.A., Al-Ramadan K., Mansurbeg H. (2009) Hydrothermal alteration of magmatic titanite: evidence from proterozoic granitic rocks, southeastern Sweden. *Canadian Mineralogist*, **47**(4), 801-811.

Nelson S. (2011) Metamorphic Reactions, Isograds, and Reaction Mechanisms. *Earth and Environmental Sciences: Petrology.* Tulane University, [https://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/metamorphreact.htm]

Pekov I.V., Lykova I.S., Chukanov N.V., Kabalov Yu.K., Zyryanova L.A. (2012) Alunite-supergroup minerals from oxidation zone of base metal deposits of the Rubtsovsky ore district (the Northwest Altai, Russia). *Proceedings of the Russian Mineralogical Society*, **14**(3), 90-107. (in Russian)

Polgári M., Hein J.R., Vigh T., Szabó-Drubina M., Fórizs I., Bíró L., Müller A., Tóth A.L. (2012) Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary. *Ore Geology Reviews*, **47**, 87-109.

Salikhov D.N., Berdnikov P.G. (1985) *Magmatizm i orudenenie pozdnego paleozoya Magnitogorskogo megasinklinoriya* [Magmatism and ore mineralization of Magnitogorsk megasynclinorium at Late Paleozoic]. Ufa, BBAS USSR, 96 p. (in Russian)

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) *Magnitogorskaya zona Yzhnogo 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)

Schroeder P.A., Le Golvan J.J., Roden M.F. (2002). Weathering of ilmenite from granite and chlorite schist in the Georgia Piedmont. *American Mineralogist*, **87**(11-12), 1616-1625.

Searle M.P., Waters D.J., Rex D.C., Wilson R.N. (1992) Pressure, temperature and time constraints on Himalayan metamorphism from eastern Kashmir and western Zanskar. *Journal of the Geological Society*, **149**, 753-773.

Tischendorf G., Förster H.-J., Gottesmann B., Rieder M. (2007) True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, **71**(3), 285-320.

Trommsdorff, V., Skippen, G., Ulmer, P. (1985) Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **89**, 24-29.

Yavuz F., Kumral M., Karakaya N., Karakaya M.Ç., Y ld r m D.K. (2015) A Windows Program for Chlorite Calculation and Classi cation. *Computers & Geosciences*, **81**, 101-113.

Zharikov V.A. (1998) *Metasomatizm i metasomaticheskie porody* [Metasomatism and metasomatic rocks]. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 517 p.

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 551.79+569.32(470.5) DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-9

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРВЫХ НИЖНИХ КОРЕННЫХ ЗУБОВ (m1) ПОЛЕВОК-ЭКОНОМОК *Microtus oeconomus* Pallas, 1776 ИЗ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

А. Г. Яковлев

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

В статье впервые обобщены данные об изменении морфотипического состава m1 полевок-экономок в течение неоплейстоцена на территории Южного Предуралья. Для анализа использован морфологический метод. Изучены ископаемые остатки полевок-экономок (*Microtus* ex gr. *oeconomus* и *Microtus oeconomus*) из четырех разновозрастных местонахождений: Чуй-Атасево (ранний неоплейстоцен), Красный Яр, Климовка (средний неоплейстоцен) и Горнова (поздний неоплейстоцен).

Установлено, что *Microtus* ex gr. oeconomus из местонахождения Чуй-*Атасево* по размерам m1 соответствует мелкой ранне-средненеоплейстоценовой форме полевки-экономки с территории Русской равнины и Западной Сибири. У m1 чуй-атасевских полевок-экономок значительна доля m1 с раттицепоидным строением передней петли, что наиболее характерно для ранненеоплейстоценовых популяций полевок, близких к полевкам-экономкам.

Первые нижние коренные зубы поздненеоплейстоценовых полевок-экономок с территории Южного Предуралья имели размеры, близкие к m1 современных полевок-экономок степных и лесостепных популяций. У поздненеоплейстоценовой полевки-экономки из местонахождения Горнова и у современных полевок-экономок преобладают m1 типичного строения (II и III морфотипы), причем m1 III типа строения более многочисленны.

Ключевые слова: ранний неоплейстоцен, средний неоплейстоцен, поздний неоплейстоцен, полевка-экономка, *Microtus oeconomus* Pallas, 1776, Южное Предуралье

MORPHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE FIRST LOWER MOLARS (m1) OF ROOT VOLES *Microtus oeconomus* Pallas, 1776 FROM THE NEOPLEISTOCENE SITES OF THE SOUTHERN FORE-URALS

A. G. Yakovlev

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

In this article the data on the change in the morphotype composition m1 of root voles during the Neopleistocene on the territory of the Southern Fore-Urals is summarized for the rst time. The morphological method was used for the analysis. The fossil remains of root voles (*Microtus* ex gr. *oeconomus* и *Microtus oeconomus*) from four sites of different ages were studied: Chui-Atasevo (Early Neopleistocene), Krasny Yar, Klimovka (Middle Neopleistocene) and Gornova (Late Neopleistocene).

It was established that m1 *Microtus* ex gr. *oeconomus* from Chui-Atasevo site are related to the size of small Early-Midneopleistocene form of root vole from the territory of Russian plain and Western Siberia. The Chui-Atasevo m1 root voles have a signi cant proportion of m1 with a rattocypoid structure of the anterior loop, which is most characteristic of Early Pleistocene populations of voles close to root voles.

Для цитирования: *Яковлев А.Г.* Морфологическая характеристика первых нижних коренных зубов (m1) полевок-экономок *Microtus oeconomus* Pallas, 1776 из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 122–128. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-9.

For citation: Yakovlev A.G. Morphological characteristics of the rst lower molars (m1) of root voles *Microtus oeconomus* Pallas, 1776 from the Neopleistocene sites of the Southern Fore-Urals. *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 122–128. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-9.

© А.Г. Яковлев, 2021.

The rst lower molars of Late Neopleistocene root voles from the territory of the Southern Fore-Urals had sizes close to m1 of modern root voles of steppe and forest-steppe populations. The Late Neopleistocene root vole from Gornovo site and modern root vole are dominated by m1 of typical structure (morphotypes II and III), with m1 of type III structure being more numerous.

Keywords: Early Neopleistocene, Middle Neopleistocene, Late Neopleistocene, root vole, *Microtus oeconomus* Pallas; 1776, Southern Fore-Urals

Введение

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

Материал и методы

На территории Южного Предуралья известно 4 неоплейстоценовых местонахождения (рис. 1) с остатками полевок-экономок: *Microtus* ex gr. *oeconomus* — Чуй-Атасево (ранний неоплейстоцен, вторая половина) [Danukalova et al., 2016 a] и Красный Яр (средний неоплейстоцен, первая половина) [Яхимович и др., 1987]; *Microtus oeconomus* — Климовка (средний неоплейстоцен, вторая половина) [Данукалова и др., 2006] и Горнова (поздний неоплейстоцен, первая половина) [Danukalova et al., 2016 b]. Морфологическим методом изучено строение передней непарной петли и морфотипический состав m1 полевок-экономок. Из местонахождения Чуй-Атасево проанализировано 41 экз. m1, из Красного Яра — 9 экз. m1, из Климовки — 5 экз. m1, из Горнова — 63 экз. m1. Для сравнения использованы m1 современных полевок-экономок, отловленных А.М. Волковым на территории Башкирского государственного природного заповедника в 1981 г. (Южный Урал) — 21 экз. m1.

Результаты и обсуждение

К *Microtus* ex gr. *oeconomus* Pallas, 1776 отнесены m1 серых полевок, имеющие строение, близкое с m1 полевок-экономок (рис. 2, фиг. 1–9). На жевательной поверхности имеется 6 изолированных дентиновых полей. С буккальной стороны зуба 3, с лингвальной — 4 входящих угла. Параконидный отдел усложнен 1.5 раза, буккальный треугольник в основании параконида изолирован от передней непарной петли. Лингвальная треугольная петля параконида широко слита с головкой параконида. Перечисленные признаки характерны для всех описываемых зубов. Строение головки параконида изменчиво и в пределах имеющегося материала выделены следующие морфотипы: I — головка параконида неправильной округлой формы, с небольшим тупым выступом на лингвальной стороне (рис. 2, фиг. 1, 2); II — буккальная сторона передней петли без выступов, округло-овальная, на лингвальной стороне имеется треугольный выступ — экономусный «носик», в основании этот выступ широкий (рис. 2, фиг. 3, 6); III — экономусный «носик» вытянутый и узкий в основании, первый лингвальный входящий угол глубокий (рис. 2, фиг. 4, 7, 8); IV — на буккальной стороне передней петли есть явный углообразный выступ, первый буккальный входящий угол глубокий, между головкой параконида и лингвальным треугольником образуется дентиновая шейка (рис. 2, фиг. 5, 9). Распределение по морфотипам m1 из Чуй-Атасево показано в таблице 1. 3 экз. m1 из Красного Яра можно отнести к IV морфотипу, 4 экз. m1 — к III и 2 экз. m1 — ко II морфотипу.

Первые нижние коренные зубы с I типом строения передней непарной петли иногда относят к *Microtus ratticepoides* Hinton, 1928 [Александрова, 1976]. Наиболее часто такие m1 встречаются в ранненеоплейстоценовых фаунах, реже в среднеоплейстоценовых [Маркова, 1980], и в незначительном количестве, как морфотипы отклонения, в поздненеоплейстоценовых [Маркова, 1986] и современных фаунах [Малеева, 1971]. II и III морфотипы m1 и их аналоги преобладают среди m1 полевок-экономок в популяциях любого относительного возраста [Малеева, 1971; Рековец, 1985; Маркова, 1986; Смирнов, Большаков, Бородин, 1986]. IV тип строения передней петли тоже можно отнести к морфотипам-отклонениям, которые встречаются также и среди m1 близкого к полевкам-

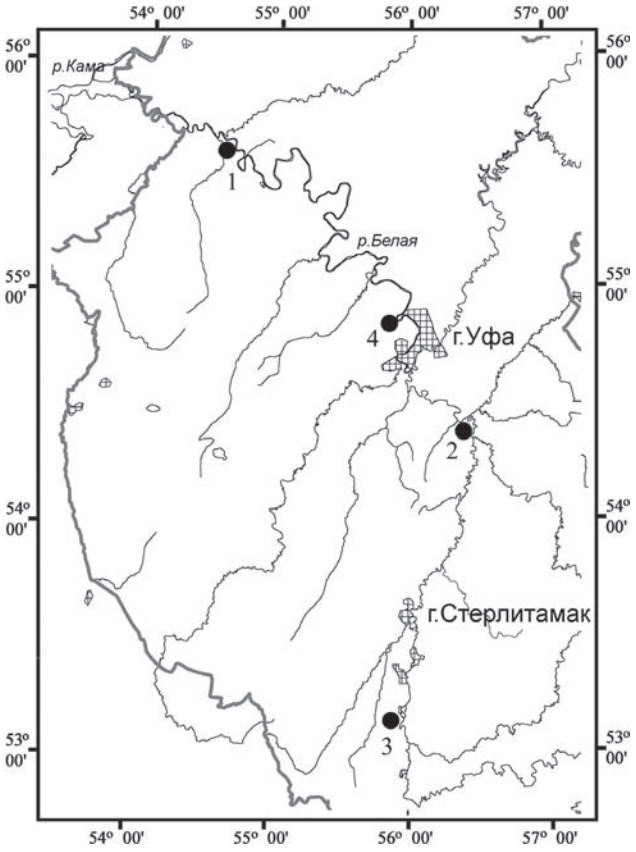


Рис. 1. Расположение неоплейстоценовых местонахождений с остатками полевок-экономок

Примечания: 1 — Чуй-Атасево, 2 — Красный Яр, 3 — Климовка, 4 —Горнова.

Fig. 1. Location of Neopleistocene sites with remains of root voles

Notes: 1— Chui-Atasevo, 2 — Krasnyi Yar, 3 — Klimovka, 4 — Gornova.

экономкам вида — *Microtus malei* Hinton, 1907 [Ангерманн, 1973]. Доля m1 подобных морфотипов в плейстоценовых популяциях полевок-экономок Восточной Европы и Западной Сибири колеблется от 10 до 25% [Рековец, 1985; Смирнов, Большаков, Бородин, 1986]. Среди современных полевок-экономок этот показатель может быть больше — 24–35% на краях ареала (лесостепь, тундра) и до 12% — в центральных частях ареала, например в Польше [Nadachovski, 1982].

Чуй-атасевские m1 полевок-экономок по размерам соответствуют мелкой ранне-средненеоплейстоценовой форме с территории Русской равнины и Западной Сибири (табл. 2) [Малеева, 1971; Зажигин, 1980; Маркова, 1980; Агаджанян, 1981; Смирнов, Большаков, Бородин, 1986]. Средние значения длины m1 у последних варьируют в пределах 2.58–2.75 мм. В начале позднего неоплейстоцена мелкие размеры m1 еще сохраняются. В первое поздненеоплейстоценовое межледниковье на Русской равнине средние значения длины m1 полевок-экономок колебались в интервале 2.64–2.95 мм [Маркова, 1986], но уже в конце позднего неоплейстоцена, во время последнего оледенения, размеры m1 увеличиваются. Так, в местонахождении Новгород-Северское m1 полевок-экономок были крупнее — 2.6–2.9–3.2 мм (n = 67) [Рековец, 1985]. Крупные m1 в настоящее время характерны для тундровой формы полевок-экономок, а размеры, сходные с плейстоценовыми представителями вида, соотносятся с m1 полевок-экономок из современных лесостепных популяций [Громов, Поляков, 1977].

Таким образом, описанные выше моляры из местонахождения Чуй-Атасево при относительно небольших размерах имеют значительную долю m1 с раттицепоидным строением передней петли, что наиболее характерно для ранненеоплейстоценовых популяций полевок, близких к полевкам-экономкам.

Основные морфологические характеристики m1 *Microtus oeconomus* Pallas, 1776 совпадают с описанными выше для *M.* ex gr. *oeconomus*, но в имеющемся материале (рис. 2, фиг. 10–14) отсутствуют m1 с раттицепоидным строением передней непарной петли. Выделены три морфотипа m1. II — передняя непарная петля округлая, первый лингвальный выступ относительно короткий и широкий в основании, дентиновое соединение головки параконида и первого лингвального треугольника широкое (рис. 2, фиг. 10, 11). III — передняя непарная петля более узкая и вытянутая, чем у m1, отнесенных ко II морфотипу, первый лингвальный выступ заужен в основании и удлинен, дентиновое соединение между головкой параконида и первым лингвальным треугольником уже, чем у m1 II морфотипа (рис. 2, фиг. 12, 13). IV — входящий буккальный угол в основании головки параконида глубокий, головка почти отделена от лингвального треугольника параконида, на буккальной поверхности головки может формироваться входящая складка эмали (рис. 2, фиг. 14).

Описанные морфотипы передней непарной петли m1 полевок-экономок из местонахождений Горнова и Климовка сопоставляются с выделенными ранее другими исследователями морфотипами неоплейстоценовых полевок-экономок. Разница заключается в выборе признаков и широте их варьирования при выделении того или иного морфотипа. А.В. Бородин [Смирнов, Большаков, Бородин, 1986]

уделил большее внимание развитию дополнительного буккального входящего угла на головке передней непарной петли; А.Г. Малеева [1971] выделила основные, преобладающие типы строения и морфотипы отклонения. Наиболее близки к описанным выше морфотипам группы m1, выделенные А. Надаховским [Nadachowski, 1982] и Л.И. Рековцом [1985].

По литературным данным можно заключить, что в поздненеоплейстоценовых и современных популяциях полевок-экономок преобладают m1 типичного строения (II и III морфотипы), причем m1 III типа строения чаще более многочисленны. Первые нижние коренные зубы IV морфотипа относят к резервным или уклоняющимся морфотипам и доля их в ископаемых и современных популяциях полевок-экономок невелика.

Распределение m1 по морфотипам у горновских и современных полевок-экономок с Южного Урала не противоречит вышеприведенным данным

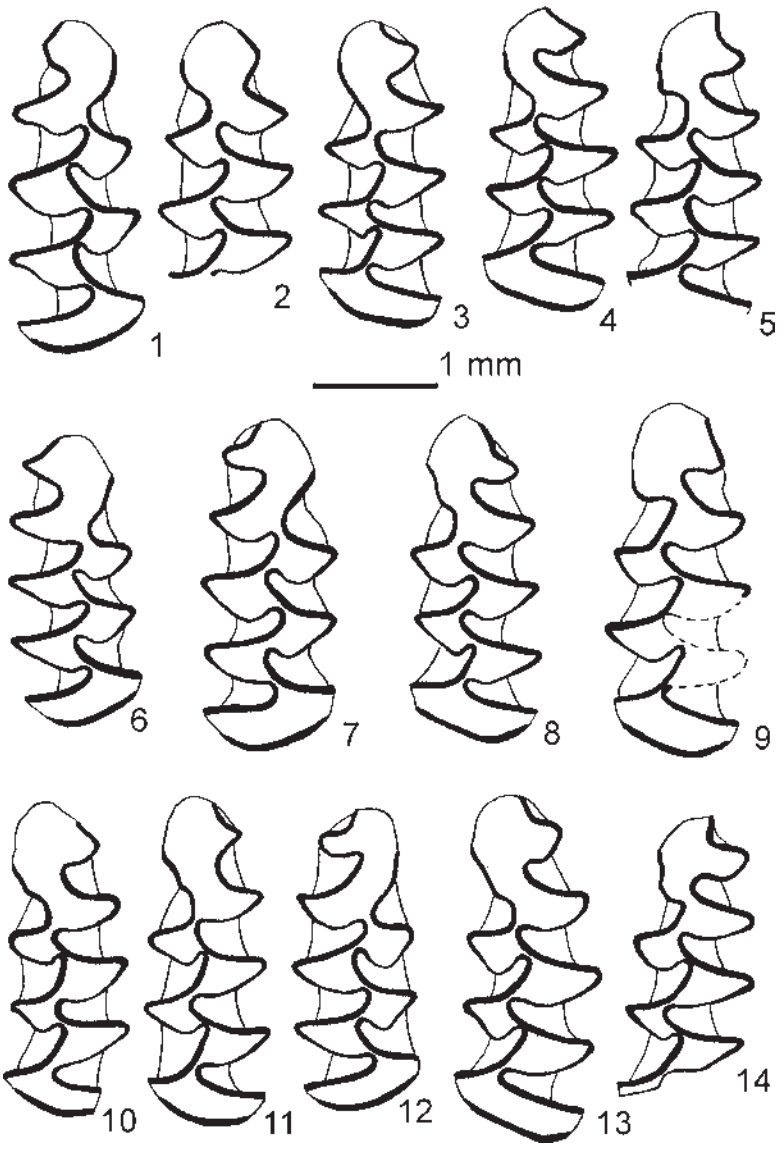


Рис. 2. Первые нижние коренные зубы (m1) полевок-экономок из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья

Примечания: 1–5 — Чуй-Атасево; 6–9 — Красный Яр; 10–14 — Горнова. Морфотипы: I — 1, 2; II — 3, 6, 10, 11; III — 4, 7, 8, 12, 13; IV — 5, 9, 14.

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

Notes: 1–5 — Chui-Atasevo; 6–9 — Krasnyi Yar; 10–14 — Gornova. Morphotypes: I — 1, 2; II — 3, 6, 10, 11; III — 4, 7, 8, 12, 13; IV — 5, 9, 14.

Таблица 1. Распределение по морфотипам m1 полевок-экономок из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья и современных с территории Южного Урала

Table 1. Distribution by morphotypes m1 root voles from the Neopleistocene sites of the Southern Fore-Urals and recent from the territory of the South Urals

Местонахождение	Количество m1	Морфотипы (%)			
		I	II	III	IV
Чуй-Атасево	40	15	52.5	17.5	15
Красный Яр	9	–	22.2	44.5	33.3
Горнова	57	–	28.1	59.6	12.3
Южный Урал	21	–	14.3	71.4	14.3

Таблица 2. Размеры (мм) m1 полевок-экономок из местонахождений Южного Предуралья

Table 2. Dimensions (mm) m1 of root voles from sites of the Southern Fore-Urals

Местонахождение	Промер	Количество m1	Среднее значение	Минимальное –максимальное значение
Чуй-Атасево	Длина	11	2.66	2.5–2.9
	Ширина	11	1.05	0.95–1.22
Красный Яр	Длина	6	2.81	2.45–3.0
	Ширина	5	1.05	1.0–1.1
Климовка	Длина	3	2.82; 2.87; 2.9	
	Ширина	5	1.05	1.0–1.12
Горнова	Длина	17	2.76	2.47–3.15
	Ширина	17	1.03	0.9–1.12
Южный Урал	Длина	21	2.71	2.45–2.95

(табл. 1). Поздненеоплейстоценовые полевки-экономки из местонахождения Новгород-Северский имеют подобное распределение по морфотипам, как и из Горнова [Рековец, 1985]. Более древние полевки-экономки, существовавшие на территории Западной Сибири в среднем–позднем неоплейстоцене, имели большую долю m1 как II, так и III морфотипа [Смирнов, Большаков, Бородин, 1986]. На Южном Урале в позднем неоплейстоцене–голоцене для полевок-экономок характерно некоторое увеличение доли «экономусного» морфотипа (III), но не столь значительное, как в западных частях ареала [Смирнов и др., 1990; Смирнов, 1994].

Если судить по размерам m1, поздненеоплейстоценовые полевки-экономки с территории Южного Предуралья имели относительно некрупные размеры (табл. 2) и соответствовали рецентным степным и лесостепным подвидам. Тундровые подвиды полевок-экономок так же, как и поздневалдайский из Новгород-Северска — более крупные. Средняя длина m1 у последнего варьирует от 2.8 до 3.3 мм [Малеева, 1971; Громов, Поляков, 1977; Рековец, 1985]. Первые нижние коренные зубы из Горнова по размерам близки к аналогичным молярам неоплейстоценовых полевок-экономок с Русской равнины и Западной Сибири [Маркова, 1980, 1986; Зажигин, 1980; Смирнов, Большаков, Бородин, 1986]. Но необходимо отметить их несколько более крупные размеры по сравнению с ранненеоплейстоценовыми формами вида [Агаджанян, 1981]. Общая тенденция увеличения размеров полевок-экономок на протяжении среднего–позднего неоплейстоцена отмечена для Среднего Зауралья и территории Польши [Малеева, 1971; Nadachowski, 1982]. На Южном Урале на фоне общего поздненеоплейстоценового похолодания происходило постепенное увеличение размеров m1, причем эта тенденция сохранялась и в голоцене, что Н.Г. Смирнов [1994] объясняет большей связью полевок-экономок в голоцене с околоводными биотопами, чем в позднем неоплейстоцене. Разделение на крупные северные и мелкие южные подвиды произошло, видимо, на рубеже неоплейстоцена и голоцена в связи с формированием лесной зоны [Громов, Поляков, 1977].

В настоящее время в Евразии вид имеет обширный ареал, включающий тундровую, лесотундровую, лесную и, частично, лесостепную зоны. В неоплейстоцене полевки-экономки входили в состав степных, смешанных и лемминговых фаун, и границы ареала были расширены в западном и южном направлении. В частности, в Восточной Европе ареал вида простирался до южных пределов современной степной зоны. Происхождение вида связывается с крупными ранненеоплейстоценовыми полевками из группы *M. malei* Hinton [Громов, Поляков, 1977].

Заключение

Полевки-экономки на территории Южного Предуралья появляются с раннего неоплейстоцена (*M.* ex gr. *oeconomus*; Чуй-Атасево). Они входили в состав полупустынных, степных и лесостепных фаун. В течение среднего и первой половины позднего неоплейстоцена размеры m1 оставались относительно небольшими, соответствующими размерам m1 современных южных подвидов полевок-экономок. С первой половины позднего неоплейстоцена и до современности в Южном Предуралье и на Южном Урале среди m1 полевок-экономок несколько увеличивается доля «экономусных» морфотипов. В настоящее время *M. oeconomus* является обычным, распространенным видом, заселяющим околоводные биотопы по всей территории Южноуральского региона [Попов, 1960; Большаков и др., 1986].

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

Список литературы:

Агаджанян А.К. Местонахождение мелких млекопитающих раннего плейстоцена на р. Иловай // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плиоцена и плейстоцена центральных районов европейской части СССР. М.: Изд-во МИНГЕО РСФСР, 1981. С. 32–51.

Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. М., Наука, 1976. 98 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 291).

Ангерманн Р. Гомологическая изменчивость коренных зубов у полевок (Microtinae) // Проблемы эволюции. Новосибирск: Наука, 1973. Т. 3. С. 104–119.

Большаков В.Н., Балахонов В.С., Бененсон И.Е., Бердюгин К.И., Садыков О.Ф., Тюрина Н.А., Хантемиров Р.М. Мелкие млекопитающие Уральских гор (экология млекопитающих Урала). Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. 101 с.

Громов И.М., Поляков И.Я. Полевки (Microtinae). Л.: Наука, 1977. 504 с. (Фауна СССР. Млекопитающие. Т. 3, вып. 8).

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

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 154 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 339).

Малеева А.Г. Позднеплейстоценовая полевка-экономка (*Microtus oeconomus* Pall.) из состава «смешанной фауны» юга Тюменской области // Фауна Урала и пути ее реконструкции. Свердловск, 1971. С. 25–35. (Уч. зап. Урал. гос. ун-та. Сер. биол. Т. 115, Вып. 9).

Маркова А.К. Раннеплейстоценовая микротериофауна бассейна Дона и ее сравнение с мелкими млекопитающими Приднепровья // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 107–139.

Маркова А.К. Морфологические особенности зубов полевок родов *Microtus*, *Lagurus* и *Eolagurus* (Rodentia, Cricetidae) из микулинских местонахождений Русской равнины // Млекопитающие четвертичной фауны СССР. Л., 1986. С. 74–97. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 149).

Попов В.А. Млекопитающие Волжско-Камского края. Казань: Изд-во Казанск. филиала АН СССР, 1960. 468 с.

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

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

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

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Косинцев П.А., Панова Н.К., Коробейников Ю.И., Ольшванг В.Н., Ерохин Н.Г., Быкова Г.В. Историческая экология животных гор Южного Урала. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1990. 245 с.

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

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

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

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

References:

Agadzhanyan A.K. (1981) Location of Small Mammals of the Early Pleistocene on the Ilovai River. *Novye dannye po stratigrafii i paleogeografii verkhnego pliotsena i pleistotsena tsentral'nykh raionov evropeiskoi chasti SSSR* [New data on stratigraphy and paleogeography of the Upper Pliocene and Pleistocene of the central regions of the European part of the USSR]. Moscow, MINGEO RSFSR, P. 32-51. (In Russian).

Aleksandrova L.P. (1976) *Gryzuny antropogena Evropeiskoi chasti SSSR* [Rodents of anthropogenes of the European part of the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 98 p. (Proceedings of the GIN AN SSSR; Is. 291). (In Russian).

Angermann R. (1973) Homological variability of molars in voles (Microtinae). *Problemy evolyutsii* [Evolution problems]. Novosibirsk: Nauka Publ, **3**, 104-119. (In Russian).

Bol'shakov V.N., Balakhonov V.S., Benenson I.E., Berdyugin K.I., Sadykov O.F., Tyurina N.A., Khantemirov R.M. (1986) *Melkie mlekopitayushchie Ural'skikh gor (ekologiya mlekopitayushchikh Urala)* [Small mammals of the Ural Mountains (ecology of mammals of the Urals). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 101 p. (In Russian).

Danukalova G., Yakovlev A., Osipova E., Kurmanov R., van Kolfschoten Th. (2016 a) Biostratigraphy of the early Middle Pleistocene of the Southern Fore-Urals. Quaternary International, **420**, 115-135.

Danukalova G., Kurmanov R., Yakovlev A., Osipova E., Zinovyev E., Arslanov Kh. (2016 b) Palaeoenvironment of the Middle and Upper Neopleistocene at the Gornovo Upper Palaeolithic site (Southern Ural foreland, Russia). *Quaternary International*, **420**, 24-46.

Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Alimbekova L.I., Morozova E.M. (2006) The stratotype of the Klimovsky horizon in the Southern Cis-Urals and new localities in the stratotype area (Klimovka I, II, III). *Geologicheskii sbornik № 5 IG UNTs RAN* [Geological collection No. 5 IG UCTs RAS. Ufa, DesignPoligrafService, 53-65. (In Russian).

Gromov I.M., Polyakov I.Ya. (1977) *Polevki (Microtinae)* [Voles (Microtinae). Leningrad, Nauka Publ., 504 p. (Fauna of the USSR. Mammals, Vol. 3, Is. 8). (In Russian).

Maleeva A.G. (1971) Late Pleistocene root vole (Microtus oeconomus Pall.) From the "mixed fauna" of the southern Tyumen region. *Fauna Urala i puti ee rekonstruktsii* [Fauna of the Urals and the ways of its reconstruction]. Sverdlovsk, 25-35. (Scienti c notes of the Ural State University. Biology series. Vol. 115, Is. 9). (In Russian).

Markova A.K. (1980) Early Pleistocene microtheriofauna of the Don basin and its comparison with small mammals of the Dnieper region. *Vozrast i rasprostranenie maksimal'nogo oledeneniya Vostochnoi Evropy* [Age and distribution of the maximum glaciation in Eastern Europe]. Moscow, Nauka Publ., 107-139. (In Russian).

Markova A.K. (1986) Morphological features of the teeth of voles of the genera *Microtus*, *Lagurus*, and *Eolagurus* (Rodentia, Cricetidae) from the Mikulino localities of the Russian Plain. *Mlekopitayushchie chetvertichnoi fauny SSSR* [Mammals of the Quaternary fauna of the USSR]. Leningrad, 74-97. (Proceedings of the ZIN AN USSR; Vol. 149). (In Russian).

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

Popov V.A. (1960) *Mlekopitayushchie Volzhsko-Kamskogo kraya* [Mammals of the Volga-Kama region]. Kazan: Publishing house of the Kazan branch of the USSR Academy of Sciences, 468 p. (In Russian).

Rekovets L.I. (1985) *Mikroteriofauna desnyansko-podneprovskogo pozdnego paleolita* [Microtheriofauna of the Desnyansk-Podneprovsky Late Paleolithic]. Kiev, Nauk. Dumka Publ., 168 p. (In Russian).

Smirnov N.G. (1994) *Gryzuny Urala i prilegayushchikh territorii v pozdnem pleistotsene i golotsene*. Dis. d-ra biol. nauk [Rodents of the Urals and adjacent territories in the late Pleistocene and Holocene. Doctor of Biological Sciences Dis.] Yekaterinburg, 58 p. (In Russian).

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

Smirnov N.G., Bol'shakov V.N., Kosintsev P.A., Panova N.K., Korobeinikov Yu.I., Ol'shvang V.N., Erokhin N.G., Bykova G.V. (1990) *Istoricheskaya ekologiya zhivotnykh gor Yuzhnogo Urala* [Historical ecology of animals in the mountains of the Southern Urals]. Sverdlovsk, Ural Branch of AS USSR Publ., 245 p. (In Russian).

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

Zazhigin V.S. (1980) *Gryzuny pozdnego pliotsena i antropogena yuga Zapadnoi Sibiri* [Rodents of the Late Pliocene and Anthropogen of the South of Western Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 154 p. (Proceedings of the GIN AS USSR; Is. 339). (In Russian).

Сведения об авторе:

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

About the aurhor:

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

УДК 551.7:556.01:556.3 DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-10

ЛАБОРАТОРИИ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ 30 ЛЕТ

Р.Ф. Абдрахманов

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

30 лет исполнилось со дня создания в Институте геологии Уфимского научного центра РАН лаборатории Гидрогеологии и геоэкологии. Исследования лаборатории посвящены теоретическим, натурным и экспериментальным гидрогеологическим исследованиям. Сложная природно-техногенная ситуация в Волго-Уральском регионе потребовала не только разработки научно обоснованных мероприятий по рациональному использованию и охране водных ресурсов, но и углубленных исследований по формированию и размещению экологически чистых пресных и минеральных лечебных вод, которые вместе с промышленными водами занимают свыше 95% подземной гидросферы региона.

LABORATORY OF HYDROGEOLOGY AND GEOECOLOGY CELEBRATED 30 YEARS

R.F. Abdrakhmanov

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

30 years since the establishment of the Laboratory of Hydrogeology and Geoecology at the Institute of Geology Ufa Science Centre RAS. Laboratory research is devoted to theoretical, full-scale and experimental hydrogeological studies. The complex natural and man-made situation in the Volga-Ural region required not only the development of scienti cally grounded measures for the rational use and protection of water resources, but also in-depth studies on the formation and placement of ecologically clean fresh and mineral medicinal waters, which together with industrial waters occupy over 95% underground hydrosphere of the region.

2021 год юбилейный для лаборатории гидрогеологии и геоэкологии Института геологии УФИЦ РАН. Исполнилось 30 лет со дня ее создания. Начало академических гидрогеологических исследований в Башкортостане относится к концу 60-х – началу 70-х годов и связано с именем доктора геолого-минералогических наук, профессора Беляла Магтасимовича Юсупова, уроженца села Новомрясово Давлекановского района БАССР (рис. 1). Он был уникальным ученым исключительно широкого профиля и разнообразных научных интересов, в 30-е – 60-е годы работавшим в различных геологических организациях Татарстана. В этот период большой вклад был внесен им в разработку фундаментальных вопросов нефтегазовой геологии, тектоники, геофизики, литологии Волго-Уральской области. С середины 70-х годов и до конца своих дней (26.02.1999) он также занимался разработкой оригинальной метаносферной концепции и ее роли в образовании нефтегазовых месторождений. Вместе с тем он был также и известным специалистом в области гидрогеологии: его кандидатская диссертация на тему «Условия формирования минеральных вод Нижнего Прикамья» была защищена в 1947 г. и легла в основу разработки Ижевского месторождения минеральных вод.

Для цитирования: *Абдрахманов Р.Ф.* Лаборатории гидрогеологии и геоэкологии 30 лет // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 129–135. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-10.

For citation: Abdrakhmanov R.F. (2021) Laboratory of hydrogeology and geoecology celebrated 30 years. *Geologicheskii vestnik*. No. 2. P. 129–135. DOI: 10.31084/2619-0087/2021-2-10.

© Р.Ф. Абдрахманов, 2021.

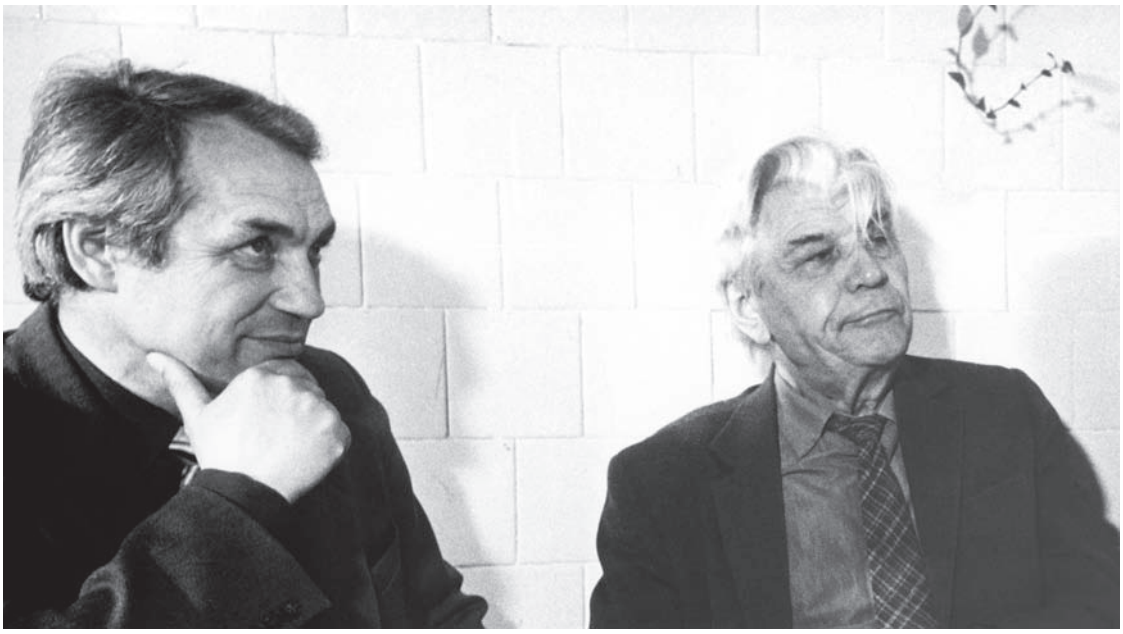


Рис. 1. С учителем. Справа профессор Б.М. Юсупов, слева Р.Ф. Абдрахманов (1989 г.)
Fig. 1. With the teacher. On the right, Professor B.M. Yusupov, left R.F. Abdrakhmanov (1989)

Систематические гидрогеологические исследования в Институте геологии были начаты после защиты В.Г. Поповым в 1972 г. кандидатской диссертации по гидрогеологии Северо-Западной Башкирии с созданием Кабинета гидрогеологии при Лаборатории геологии нефти и газа. Выполнялись комплексные исследования подземной гидросферы Башкирского Предуралья. В качестве первого этапа к разработке была принята тема по выяснению закономерностей формирования подземных вод восточной части Волго-Уральского артезианского бассейна в связи с проблемой охраны их от загрязнения и истощения.

Со второй половины 70-х годов существенно вырос научный потенциал Кабинета гидрогеологии. Кандидатские диссертации защитили А.М. Шевченко, Р.Ф. Абдрахманов, Р.Х. Акманов, Н.М. Грамматчикова, А.И. Смирнов. В результате этого усилились карстологический, гидромелиоративный, гидрогеоэкологический и геоморфологический аспекты исследований.

Сложная природно-техногенная ситуация в Волго-Уральском регионе, в значительной степени связанная с ограниченностью, неравномерным распределением и загрязнением водных ресурсов, потребовала не только разработки научно обоснованных мероприятий по их рациональному использованию и охране, но и углубленных исследований в области формирования и размещения экологически чистых пресных и минеральных лечебных вод, которые вместе с промышленными (йодобромными, борными и др.) водами занимают свыше 95% подземной гидросферы региона. Этой проблематике были посвящены теоретические, натурные и экспериментальные гидрогеологические исследования, выполненные в конце 70-х и последующих годах. Они охватили не только платформенную, но и горную часть Южного Урала.

Было установлено, что Башкортостан обладает уникальными ресурсами разнообразных минеральных вод, которых нет во многих других регионах России и зарубежных странах. Впервые была выполнена детальная классификация минеральных вод Башкортостана, описаны закономерности распределения и формирования более 40 их типов, установлены используемые аналоги, детально освещены геохимические особенности и генезис всех известных месторождений лечебных вод, проанализированы основные геохимические процессы в системе «вода – порода – газ – ОВ», выявлены особенности миграции и аккумуляции типоморфных микроэлементов в подземных водах (брома, йода, калия, фтора, бора, стронция и др.).

В результате этих исследований была разработана комплексная программа развития санаторно-курортной сети Башкортостана на базе местных гидроминеральных ресурсов (В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов), реализация которой привела к открытию

и сдаче в разработку шести месторождений для санаториев «Агидель», «Хазино», «Карагай» и «Буздякский». Выполненные работы явились основой монографии В.Г. Попова «Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья» [1985] (новизна содержащихся в ней разработок отмечена Всесоюзным агентством по авторским правам), его докторской диссертации «Формирование подземных минеральных вод Предуралья» (1987), а также многочисленных статей в республиканской, центральной и зарубежной печати.

В 1991 г. из двух научных групп: Кабинета гидрогеологии (научный руководитель к.г.-м.н. Р.Ф. Абдрахманов) и Кабинета геоморфологии и неотектоники (научный руководитель д.г-м.н., проф. А.П. Рождественский) создана самостоятельная Лаборатория гидрогеологии и геоэкологии (зав. лаб., Р.Ф. Абдрахманов) (рис. 2, 3), поддержанная директором института чл.-корр. РАН В.Н. Пучковым. Заведующим лабораторией избран Р.Ф. Абдрахманов. Основное направление ее деятельности — изучение природно-техногенных геологических систем Предуралья и Урала. В рамках его проводится оценка и прогноз литолого-гидрогеохимических последствий деятельности человека на геологическую среду промышленно-урбанизированных и мелиорируемых территорий, гидрогеологический мониторинг районов разработки нефтяных месторождений. Анализ результатов исследований приведен в монографии и докторской диссертации в виде научного доклада Р.Ф. Абдрахманова «Техногенез в подземной гидросфере Предуралья» [1993], коллективных трудах «Утилизация промышленных и бытовых отходов» [Зайнуллин и др., 1997], «Карст Башкортостана» [2002], «Гидрогеоэкология Башкортостана» [Абдрахманов, 2005], «Обращение с от-

Рис. 2. Лаборатория гидрогеологии и геоэкологии в конце 90-х годов XX века

Нижний ряд (слева направо): В.Г. Попов, д. г.-м. н., профессор, академик РАЕН, А.П. Рождественский, д. г.-м. н., профессор, заслуженный деятель науки БАССР; Р.Ф. Абдрахманов, д. г.-м. н., профессор, заслуженный деятель науки РФ и РБ. *Верхний ряд:* С.П. Носарева, к. г.-м. н., Н.Н. Савенко, А.И. Кудряшов, И.К. Зиняхина, к. г. н., Л.Ф. Минниахметова

Fig. 2. Laboratory of Hydrogeology and Geoecology at the end of the 90s of the XX century

Bottom row (from left to right): V.G. Popov, Doctor of Science in Geologo-Mineralogical Sciences, Full Professor, academician of the Russian Academy of Natural Sciences, A.P. Rozhdestvensky, Doctor of Science in Geologo-Mineralogical Sciences, Full Professor, Honored Scientist of the BASSR; R.F. Abdrakhmanov, Doctor of Science in Geologo-Mineralogical Sciences, Full Professor Honored Scientist of the Russian Federation and the Republic of Bashkortostan. *Top row:* S.P. Nosareva, Ph. D. of Geologo-Mineralogical Sciences, N.N. Savenko, A.I. Kudryashov, I.K. Zinyakhina, Ph. D. of Geographic Sciences, L.F. Minniakhmetova

Рис. 3. Сотрудники лаборатории гидрогеологии и геоэкологии (2001 г.)
Слева направо: А.О. Полева, И.К. Зиняхина, С.П. Носарева, нижний ряд: Р.Ф. Абдрахманов, А.П. Рождественский

Fig. 3. Employees of the Laboratory of Hydrogeology and Geoecology (2001)
From left to right: A.O. Poleva, I.K. Zinyakhina, S.P. Nosareva, bottom row: R.F. Abdrakhmanov, A.P. Rozhdestvensky

ходами производства и потребления» [Зайнуллин и др., 2005], «Юмагузинское водохранилище: Формирование гидрологического и гидрохимического режимов» [Абдрахманов и др., 2008]. Новая, исключительно ценная информация содержится в коллективных монографических работах «Минеральные лечебные воды Башкортостана» [Абдрахманов, Попов, 1999] и «Пресные подземные воды Башкортостана» [Абдрахманов и др., 2007], являющихся по существу первыми наиболее полными сводками по этой проблематике. Анализ проблемы формирования и генезиса рассолов Предуралья выполнен в работе «Геохимическая зональность и происхождение рассолов Предуралья» [Попов, Носарева, 2009].

В 2010 г. выходит фундаментальный труд, созданный профессорами Р.Ф. Абдрахмановым и В.Г. Поповым, «Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала» [2010] (под ред. чл.-корр. РАН В.Н. Пучкова). В нем в результате анализа и систематизации огромного материала по физико-географическим, геолого-тектоническим, гидрогеологическим и гидрогеохимическим условиям освещены важнейшие аспекты проблемы региональной гидрогеологии и генетической гидрогеохимии горно-складчатого Урала. Систематически освещены главные природные факторы региона. Рассмотрены гидрогеодинамические и гидрогеохимические закономерности зоны гипергенеза главных структур региона (Западного склона Урала, Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория), гидрогеологические взаимоотношения горно-складчатого сооружения с сопредельными структурами Восточно-Европейской платформы. Особое внимание уделено анализу гидролитических и обменно-адсорбционных процессов и их роли в формировании различных геохимических типов подземных вод, в частности, вод содового типа. Изложены концепции образования глубинных вод Уральского орогена: инфильтрогенных, седиментогенных и других генетических типов. Освещены проблемы водоснабжения, происхождения и исполь-

зования минеральных вод, техногенеза геологической среды горнорудных районов Южного Урала.

Особый интерес представляет впервые выявленный и исследованный в зоне сопряжения Урала и Предуральского прогиба новый для региона генетический тип глубинных растворов — конденсатогенные воды, связанные с нефтегазовыми и нефтегазоконденсатными залежами. Установлено, что сопряженные процессы генерации УВ-газов и подземной дистилляции воды протекают на глубине >5–7 км в недрах горно-складчатого Урала в относительно напряженных PT-условиях. Отсюда, из зоны газообразования, по проницаемым разломам происходит восходящая субвертикальная струйная разгрузка водоуглеводородных флюидов на глубину около 2 км, в зону пониженных температур и давления, в результате чего во внутренней зоне прогиба происходит образование УВ-газовых скоплений и маломинерализованных конденсатогенных вод.

Процессы дистилляции – конденсации воды и генерации УВ объясняют как наблюдающуюся ассоциацию опресненных рассолов с газоконденсатными и газонефтяными месторождениями Предуралья, так и геохимическую специфику подземных вод и нефтей. В связи с совместным образованием углеводородов и конденсатогенных вод последние являются поисковым критерием газоконденсатных и нефтегазоконденсатных залежей. Признание факта образования единого флюида «УВ – конденсатогенные воды», а также небольшого (в масштабе геологического времени) возраста вод (и УВ) позволяет считать запасы УВ в залежах с оторочкой конденсатогенных вод восполняемыми.

Еще одним фундаментальным исследованием последних лет, не имеющим прецедента в отечественной гидрогеохимической литературе, является монография В.Г. Попова и Р.Ф. Абдрахманова «Ионообменная концепция в генетической гидрогеохимии» [2013]. В ней рассмотрены основные теоретические положения ионообменной концепции, отражающей сопряженные процессы поглощения и воспроизводства вещества в многокомпонентных гетерогенных литолого-гидрогеохимических системах. На базе комплекса многолетних (с 1972 г.) натурных и экспериментальных исследований выдвинут ряд принципиальных положений, касающихся механизма, кинетики и геохимических последствий обменно-адсорбционных и обменно-абсорбционных процессов в зонах гипергенеза и катагенеза платформенных и орогенных структур. Особое внимание уделено оценке роли ионного обмена между жидкой и твердой фазами гидростратисферы в формировании гидрокарбонатных натриевых, сульфатных натриевых и хлоридных натриево-кальциевых вод. Освещена специфика обменно-адсорбционных явлений в техногенно нарушенных условиях районов разработки нефтяных и рудных месторождений, урбанизированных территорий и агропромышленных комплексов. Ключевая роль в формировании гидрохлоросферы Восточно-Европейского седиментационного бассейна отведена процессам плотностной конвекции из нижнепермского эвапоритового палеобассейна в подстилающие терригенно-карбонатные среды палеозоя и позднего протерозоя. Эти процессы, с одной стороны, вызвали трансформацию физико-химических свойств пород (в том числе рост их фильтрационно-емкостных параметров), а с другой — привели к образованию огромной массы металлоносных рассолов хлоркальциевого типа, являющихся основным звеном вертикальной гидрогеохимической зональности.

В монографии «Пресные подземные и минеральные лечебные воды Башкортостана» [Абдрахманов, 2014] выполнен анализ закономерностей формирования и распространения ценнейшего полезного ископаемого — пресных подземных и минеральных лечебных вод в геологических структурах Южного Урала и Предуралья. Дана оценка эксплуатационных запасов питьевых подземных вод и характеристика их месторождений по административным районам Башкортостана. Установлены используемые в России и за рубежом аналоги местных минеральных вод; приведены лечебные показания для внутреннего и наружного использования, освещена практика использования их для лечебных целей в Республике.

Гидрогеологическое направление в общем комплексе геологических наук является одним из молодых в Институте геологии УФИЦ РАН. Выполненные за минувшие 30 лет исследования отражают важнейшие закономерности размещения и формирования основных геохимических и генетических типов подземных вод Республики Башкортостан. Результаты их освещены в 23 монографиях и многочисленных научных статьях, значительная часть которых (более 75) опубликована в центральной печати, представлена на более 100 научных конференциях, в том числе 50 международных. Выполнено свыше 20 научно-практических работ, переданных для внедрения в производственные и проектные организации, где они используются для решения различных водохозяйственных задач (поиски и разведка хозяйственно-питьевых, минеральных

и оросительных вод, гидротехническое и гидромелиоративное строительство, охрана водных ресурсов и др.).

Для решения гидрогеологических задач, связанных с формированием подземных вод, охраной подземной гидросферы и пр., под руководством Р.Ф. Абдрахманова создан (2000 г.) первый на Южном Урале полигон-стационар (водно-балансовая станция) с организацией сети наблюдений за процессами испарения, инфильтрации, а также изучения взаимодействия в системе «порода–подземная вода–газ–органическое вещество» [Абдрахманов и др., 2002].

В настоящее время в лаборатории на базе программного продукта ГИС «Карта 2011» (КБ «Панорама») создан ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья» масштаба 1:500 000 (рис. 4). Такие работы в Институте геологии УФИЦ РАН выполнены впервые. Карст является одним из самых

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ

СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации базы данных

№ 2021621437

ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья»

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное научное учреждение Уфимский федеральный исследовательский центр Российской академии наук (RU)*

Авторы: *Дурнаева Вера Николаевна (RU), Абдрахманов Рафил Фазылович (RU), Полева Александра Олеговна (RU), Бакиева Альбина Радиковна (RU)*

Заявка № 2021621288
Дата поступления 21 июня 2021 г.
Дата государственной регистрации в Реестре баз данных 01 июля 2021 г.

Руководитель Федеральной службы по интеллектуальной собственности

Г.П. Ивлиев

Рис. 4. Свидетельство о государственной регистрации базы данных ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья»

Fig. 4. Certificate of state registration of the database GIS project «Karst of the South Urals and Cis-Urals»

мощных проявлений опасных геологических процессов в регионе. Исследуемая территория относится к разным категориям карстоопасности. Для создания проекта был разработан классификатор «Карст», состоящий из ряда тематических слоев («Типы карста», «Проявления карста» «Зонирование» и др.). Разработанный классификатор является универсальным для разработки ГИС-проектов на территориях, подверженных карстовому процессу.

ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья» позволяет оценивать интенсивность распространения и активность развития карста, оперативно пополнять созданные базы данных по карстопроявлениям. Возможности проекта позволяют учитывать особенности различных объектов карты, например, разделять типы карста по составу карстующихся пород, степени их перекрытости некарстующимися породами, рельефу и др. Дальнейшее совершенствование ГИС-проекта позволит обеспечить массовый доступ к картографическим продуктам на основе современных информационно-коммуникационных технологий.

В последние годы еще больше вырос научный потенциал Лаборатории. Кандидатские диссертации защитили С.П. Носарева (по геохимии и формированию нефтяных рассолов Предуралья), А.О. Полева (по экологии и гидробиологии Павловского и других водохранилищ), Р.М. Ахметов (по гидрогеологии горнорудных районов Зауралья).

Профессор Р.Ф. Абдрахманов вносит значительный вклад в подготовку кадров высшей квалификации, ведя активную преподавательскую деятельность в Башгосуниверситете и Башгосагроуниверситете. Ему присвоены звания заслуженного деятеля науки РФ и РБ, академика МАНЭБ. В 2017 г. он награжден Орденом Салавата Юлаева. Под руководством Р.Ф. Абдрахманова было подготовлено более 1000 специалистов в области геоэкологии, гидромелиорации для разных отраслей народного хозяйства, защищены три докторские и восемь кандидатских диссертаций.

Список литературы:

Абдрахманов Р.Ф. Техногенез в подземной гидросфере Предуралья. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 208 с.

Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. Уфа. Информреклама. 2005. 344 с.

Абдрахманов Р.Ф. Пресные подземные и минеральные лечебные воды Башкортостана. Уфа: Гилем, Башк. энцикл. 2014. 416 с.

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Минеральные лечебные воды Башкортостана. Уфа: Гилем, 1999. 298 с.

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. Уфа: Гилем, 2010. 420 с.

Абдрахманов Р.Ф., Тюр В.А., Юров В.М. Юмагузинское водохранилище: Формирование гидрологического и гидрохимического режимов. Уфа: Информреклама, 2008. 152 с.

Абдрахманов Р.Ф., Чалов Ю.Н., Абдрахманова Е.Р. Пресные подземные воды Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2007. 184 с.

Водно-балансовая станция / *Р.Ф. Абдрахманов, Б.Н. Батанов, И.М. Габбасова, А.В. Комиссаров, В.Н. Маслов, С.А. Юнусов.* Уфа: БГАУ, 2002. 81 с.

Зайнуллин Х.Н., Абдрахманов Р.Ф., Савичев Н.А. Утилизация промышленных и бытовых отходов (на примере Уфимской городской свалки) / УНЦ РАН. Уфа, 1997. 235 с.

Зайнуллин Х.Н., Абдрахманов Р.Ф., Ибатуллин У.Г., Минигазимов И.Н. Обращение с отходами производства и потребления. Уфа: Диалог, 2005. 292 с.

Карст Башкортостана / *Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В.Г. Попов, А.П. Рождественский, А.И. Смирнов, А.И. Травкин.* Уфа: Информреклама, 2002. 383 с.

Попов В.Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. М.: Наука, 1985. 278 с.

Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Ионообменная концепция в генетической гидрогеохимии. Уфа: Гилем. 2013. 356 с.

Попов В.Г. Носарева С.П. Геохимическая зональность и происхождение рассолов Предуралья. Уфа: Гилем, 2009. 272 с.

References:

Abdrahmanov R.F. (1993) *Tehnogenez v podzemnoi gidrosfere Predural'ya* [Technogenesis in the ground hydrosphere of the Cis-Urals]. Ufa, USC RAN, 208 p.

Abdrahmanov R.F. (2005) *Gidrogeojekologiya Bashkortostana* [Hydrogeoecology of Bashkortostan] Ufa, Informreklama Publ., 344 p.

Abdrahmanov R.F. (2014) *Presnye podzemnye i mineral'nye lechebnye vody Bashkortostana* [Fresh Groundwater and Mineral Medicinal Water Reserves of Bashkortostan]. Ufa, Gilem Publ., Bashk. iencikl. Publ., 416 p.

Abdrahmanov R.F., Popov V.G. (1999) *Mineral'nye lechebnye vody Bashkortostana* [Mineral Medicinal Waters of Bashkortostan]. Ufa, Gilem Publ., 298 p.

Abdrahmanov R.F., Popov V.G. (2010) *Geohimiya i formirovanie podzemnyh vod Juzhnogo Urala* [Geochemistry and the formation of groundwater in the Southern Urals]. Ufa, Gilem Publ., 420 p.

Abdrahmanov R.F., Batanov B.N., Gabbasova I.M., Komissarov A.V., Maslov V.N., Yunusov S.A. (2002) *Vodnobalansovaja stanciya* [Water-balance station]. Ufa, BGAU Publ., 81 p.

Abdrahmanov R.F., Chalov Ju.N., Abdrahmanova E.R. *Presnye podzemnye vody Bashkortostana* [Fresh Ground Waters in Bashkortostan]. Ufa, Informreklama Publ., 2007. 184 p.

Abdrahmanov R.F., Martin V.I., Popov V.G., Rozhdestvenskij A.P., Smirnov A.I., Travkin A.I. (2002) *Karst Bashkortostana* [Karst of Bashkortostan]. Ufa, Informreklama Publ., 383 p.

Abdrahmanov R.F., Tjur V.A., Jurov V.M. (2008) *Jumaguzinskoe vodohranilishche: Formirovanie gidrologicheskogo i gidrohimicheskogo rezhimov* [Yumaguzinskoe reservoir: Formation of hydrological and hydrochemical regimes]. Ufa, Informreklama Publ., 152 p.

Popov V.G. (1985) *Gidrogeohimiya i gidrogeodinamika Predural'ya* [Hydrogeochemistry and hydrogeodynamics of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 278 p.

Popov V.G., Abdrahmanov R.F. (2013) *Ionoobmennaya koncepciya v geneticheskoi gidrogeohimii* [The Ion Exchange Concept in Genetic Aqueous Geochemistry]. Ufa, Gilem Publ., 356 p.

Popov V.G. Nosareva S.P. (2009) *Geohimicheskaya zonal'nost' i proishozhdenie rassolov Predural'ya* [Geochemical zoning and origin of the Cis-Urals brines]. Ufa, Gilem Publ., 272 p.

Zajnullin H.N., Abdrahmanov R.F., Savichev N.A. (1997) *Utilizaciya promyshlennyh i bytovyh othodov (na primere Ufimskoi gorodskoi svalki)* [Utilization of industrial and domestic waste (the municipal land ll site in Ufa taken as an example)]. Ufa, UNTs RAN Publ., 235 p.

Zajnullin H.N., Abdrahmanov R.F., Ibatullin U.G., Minigazimov I.N. (2005) *Obrashchenie s othodami proizvodstva i potrebleniya* [Treatment with production and consumption wastes] Ufa, Dialog Publ., 292 p.

Сведения об авторе:
Абдрахманов Рафил Фазылович, доктор геол.-мин. наук, профессор, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru

About the author:
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